

ADALÉKOK AZ ASIAGÓI-FENNSIK KARROSODÁSÁHOZ

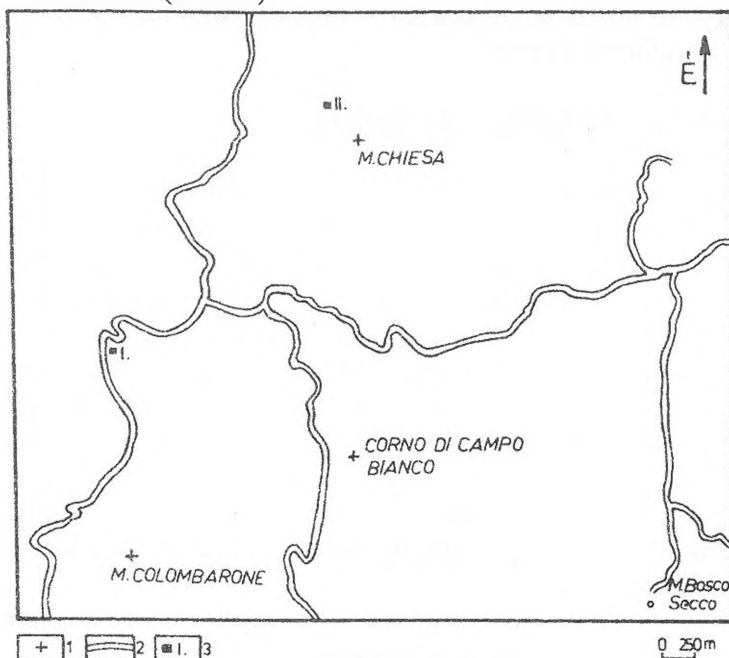
VERESS MÁRTON - ZENTAI ZOLTÁN - KOVÁCS GYÖRGY

Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék,
Szombathely, Károlyi G. tér 4.

Abstract: We described altogether 469 pieces of karren forms - 10 pieces along 25 m long segment on two areas of the Asiago-plateau (Italy). A modell is shown in our paper. With this modell can be explained the dominance of vertical karren forms. We'll explain the connection between limestone parent and kluftkarren and angle of the slope of the karren surface..

1. Bevezetés

Karros kutatási programunk egyik részprogramjában vizsgálni kívánjuk, hogy a különböző karszterületeken milyen karros formák fordulnak elő, továbbá milyen ezek gyakorisága és milyen a sűrűsége. Az egyes karszterületek karrosodása így összevethető. E vizsgálatok egyik helyszínét képezte az Asiagói-fennsík két mintaterülete (1. ábra).



1. ábra: A kutatási területek
Selmagyarázat: 1. hegycsúcs, 2. út, 3. kutatási terület és azonosító jele
Figure 1: The research places
Legend: 1. peak, 2. road, 3. research place and its number

2. A mintaterületek

E területek, ill. tágabb környezetük földtana, morfológiája, hidrológiája jól ismert (BARBIERI G. 1995., ZAMPIERI D. 1995., FRIGO G. 1995.) A mintaterületeket júra korú dolomitos mészkőből (ld. a terület földtani térképét) felépült kiemelkedésekkel, réteglépcsőkkel tagolt térszíneken választottuk ki. Az I. terület (tengerszint feletti magassága 2055 méter) három, a II. terület (tengerszint feletti magassága 2061 méter) két réteglapos térszint foglalt magába.

A réteglapos terület egységeket egyenes, íves, vagy hullámos lefutású réteglépcsők különítik el egymástól. A réteglapos terület egységeknél két változata különíthető el.

- A nagyobb kiterjedésűekre jellemző, hogy dőlésirányban kifejlődött egymással párhuzamos, nagyméretű karros hasadékok (hasadékvályúk) szabdalják fel felszínüket. Az ezeken kialakult karros formák a réteglépcsők tövében kialakult lefolyástalan, vízelvezetőként funkcionáló omladékos oldalú mélyedésekhez kapcsolódnak.

- A kisebb kiterjedésűekre a hasadékvályúk (ld. alább) kevésbé, vagy egyáltalán nem jellemzőek, a réteglépcsők tövében hiányoznak a vízelvezető karsztformák. Ezen réteglapos térszín belsejében vertikális karsztformák (aknák, kürtők) fordulnak elő. E formák oldalfalai omladékosak, aljzatukat kisebb-nagyobb omlásokból származó omladékdarabok borítják, vagy egy-egy leszakadt kötőmb képezi.

3. A felmérés és adatfeldolgozás módszere

A kiválasztott réteglapos felszíneken véletlenszerűen kijelölt irányok mentén 25 méteres hosszúságú szelvények sávjában előforduló minden egyes karrforma adatait rögzítettük. Ez kiterjedt a karrforma minősítésére, szélességére, mélységére, valamint arra, hogy a szelvény kezdőpontjától milyen távolságra helyezkedett el. Rögzítettük a karros formában a talaj ill. a növényzet jelenlétét, valamint a hordozó térszín lejtésirányát és lejtőszögét.

A felvett 10 szelvény mentén (6 szelvény az I. mintaterületre, 4 szelvény a II. mintaterületre esett) az alábbi karrformák fordultak elő (*I., II., III. táblázatok*).

- Hasadékkarr: Keskeny (1-2 deciméter szélességű), több deciméteres mélységű, néhány méteres hosszúságú, egymással párhuzamosan kifejlődött oldal-sos hasadékok együttese.

- Hasadékvályú: Méteres mélységű és szélességű, többször 10 méteres hosszúságú, kissé kanyargós lefutású hasadék. Az oldalfalak többnyire omladozók, félkürtőkkel tagoltak.

E formák gyakran keresztirányú hasadékokat fűznek fel. Aljzatuk ellenesésű részekre különülhet, omladékkal borított, gyakoriak a vályútalpkürtők. A hasadékvályúk részben összeoldódás során képződtek, miután belsejükben helyenként ép, vagy romos válaszfalmaradványok fordulhatnak elő. A hasadékvályúk a réteglépcsőknél kialakult vízvezetőként funkcionáló karsztos formákhoz vezetnek. Ez arra utal, hogy a hordozó térszínek vízelvezetői (vagy lehettek) valamikor.

Bár morfológiájuk szerint hasadékkarros formákra emlékeztetnek, kanyargós lefutásuk miatt a karrvályukkal mutatnak rokon vonásokat. Míután mind a hasadékkarrokra, mind a karrvályukra jellemző tulajdonságokat hordoznak, fenti formáktól elkülönítve külön típusként kezeljük e képződményeket. A felmérési helyeken a leggyakoribb karrformákhoz a rácskarrokhoz képest (147 db) számuk nem számottevő (12 db).

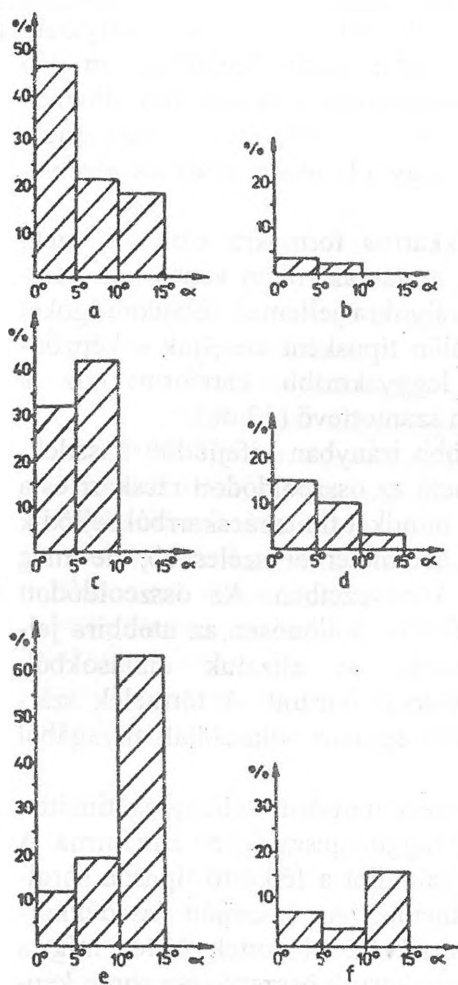
- Rácskarr: Keskeny, kettő, vagy ennél több irányban kifejlődött hasadékkarrendszer. A rácskarros formák közt említhető az összeoldódott rácskarr és a rácskarros eredetű mélyedés. Valószínűleg mindkét típus rácskarrból fejlődik ki. A rácskarros eredetű mélyedés 1-2 deciméternél szélesebb, de még egyirányban megnyúlt forma rácskarros környezetben. Az összeoldódott rácskarr lefolyástalan, kevésbé megnyúlt forma. Különösen az utóbbira jellemző, hogy az oldalfalak omladékosak, az aljzatuk omlásokból, fagyaprozódásból származó törmelékdarabokkal borított. A törmelék származhat a rácskarros mélyedéseket elkülönítő egykori válaszfalak anyagából is.

- Hasadékkürtő: Alaprajzban megnyúlt (keresztirányban néhány centiméter, hossz tengelye mentén néhány deciméteres) függőlegesen fejlett karrforma. A hasadékkürtő, az összenőtt hasadékkürtő, valamint a félkürtő típusba sorolható képződmények kürtőkarroknak tekinthetők. (Az összenőtt hasadékkürtők oldalirányban szélesedő kürtők összenövésével jöttek létre, míg a félkürtők kürtők és hasadékkarok, vagy rácskarrok összenövése során képződhetnek.

- Karrvályú: Lejtésirányban kifejlődött lankás oldalú, néhány centiméteres mélységű, 1-2 centiméteres, vagy 1-2 deciméteres szélességű, maximum néhány m-es hosszúságú mélyedés.

- Madáritató: Tál alakú, néhány deciméter (esetleg centiméter) szélességű, néhány centiméter mélységű lefolyástalan karros forma.

VERESS M. (1995) a karrosodási folyamatokat és formákat csoportosítva elkülönít felületi, vonalas, lokális, talaj alatti, vertikális, felszín alatti oldódást és összeoldódást. Nem utolsósorban az Asiatógi-fennsíkon, de más karrosodási térszíneken összegyűjtött tapasztalatok nyomán a talaj nélküli sziklafelszíneken lejátszódó különböző karrosodást három típusba célszerű csoportosítani, amelyek az alábbiak:



2. ábra: 0-5°; 6-10; 11-15°-os meredekségű lejtőkön előforduló különböző karros formák mennyisége (%) -ban.

Megjegyzés: a különböző osztálykörbe tartozó összes karros forma=100 %.

Jelmagyarázat: a. hasadékkarr, b. hasadékvályú, c. rácskarr, d. kürtő, e. vályú, f. madáritató, a lejtőszög

Figure 2.: 0-5°; 6-10; 11-15° steepness on slopes occurring quantitative of different karren forms (in %)

Note: in the different classes belonging altogether karren forms=100 %

Legend: a. klufkarren, b. rinnen character klufkarren, c. limestone pavement, d. pipe, e. rinnen, f. kamenitze, a slope of gradient

- Felületi karrosodásra, amelyhez a felületi oldás (saroknyom), a vonalas oldódás (karrvályú), a lokális oldódás (madáritató) és a talaj alatti oldódás sorolható.

- A felszíntől lefelé a kőzet belsejébe hatoló törések mentén lejátszódó vertikális karrosodásra, ahol elkülöníthető egyirányba kiterjedő oldódás (hasadékkarr), kétirányba kiterjedő oldódás (rácskarr) és a lokális oldódás (kürtőkarr). Fent említett munkában ez utóbbi oldódási típusra használtuk a vertikális oldódás elnevezést.

- A karrosodás harmadik típusát a felszín alatti karrosodás képviseli, amely a felszín alatt a kőzet belsejében játszódik le.

A szelvények mentén előforduló karros formákat aszerint csoportosítottuk, hogy vertikális, vagy felületi karrosodás során képződtek-e, majd vizsgáltuk e két csoportba sorolt karros képződmények növényesültségét.

Ezután a szelvények mentén mért lejtőszögek értékeinek figyelembevételével 5°-os osztályközöket képeztünk. A karros képződményeket karros formáknaként csoportosítva ezen osztályközökbe soroltuk. Az, hogy valamely szelvény mentén előforduló karros formák mely osztályközbe kerültek a hordozó térszín dőlésétől függött (I., II., III. táblázatok). Bevezettük és megadtuk az egyes karros formák relatív gyakoriságát. Ezt úgy képeztük, hogy az egy osztályközbe előforduló összes karros forma darabszámához képest (100 %) százalékban kifejeztük az ezen osztályközben előforduló egy-egy karros formához tartozó képződ-

mények darabszámát (2. ábra).

I. táblázat
Table I.

0-5°-os dőlésű felszínnek szelvényei mentén előforduló karros formák
0-5° slope of gradient surfaces their profiles along occuring karren forms

| Szelvény azonosító jele profile its number | Hasadékkarr kluftkarren | | Hasadék vályú rinnen character kluftkarren | | Rácakarr limestone | | Kürtő pipe | | Vályú rinnen | | Madáritató kamenitze | | Összes altogether | |
|--|----------------------------|-------|--|------|-----------------------|------|---------------|-------|-----------------|------|-------------------------|------|----------------------|-------|
| | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % |
| I/1 | 5 | 2,67 | 0 | 0 | 23 | 12,3 | 7 | 3,74 | 5 | 2,67 | 2 | 1,7 | 42 | 22,46 |
| II/2 | 52 | 27,81 | 0 | 0 | 2 | 1,7 | 4 | 2,14 | 5 | 2,67 | 0 | 0 | 63 | 33,69 |
| II/3 | 12 | 6,42 | 7 | 3,74 | 7 | 3,74 | 7 | 3,74 | 10 | 5,35 | 6 | 3,21 | 49 | 26,2 |
| II/4 | 18 | 9,26 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | 4,81 | 0 | 0 | 6 | 3,21 | 33 | 17,65 |
| Összes | 87 | 46,52 | 7 | 3,74 | 32 | 32 | 27 | 14,44 | 20 | 10,7 | 14 | 7,49 | 187 | 100 |

II. táblázat
Table II.

6-10° dőlésű felszínnek szelvényei mentén előforduló karros formák
6-10° slope of gradient surfaces their profiles along occuring karren forms

| Szelvény azonosító jele profile its number | Hasadékkarr kluftkarren | | Hasadék vályú rinnen character kluftkarren | | Rácakarr limestone | | Kürtő pipe | | Vályú rinnen | | Madáritató kamenitze | | Összes altogether | |
|--|----------------------------|------|--|------|-----------------------|-------|---------------|------|-----------------|-------|-------------------------|------|----------------------|-------|
| | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % |
| I/2 | 2 | 0,85 | 5 | 2,13 | 18 | 7,66 | 9 | 3,83 | 10 | 4,25 | 1 | 0,43 | 44 | 18,72 |
| I/3 | 17 | 7,23 | 0 | 0 | 36 | 15,32 | 6 | 2,55 | 3 | 1,28 | 1 | 0,43 | 66 | 28,1 |
| I/5 | 9 | 3,85 | 1 | 0,43 | 19 | 8,01 | 1 | 0,43 | 12 | 5,11 | 0 | 0 | 42 | 17,87 |
| I/7 | 13 | 5,53 | 0 | 0 | 16 | 6,81 | 5 | 2,13 | 2 | 0,85 | 4 | 1,7 | 40 | 17,02 |
| II/1 | 10 | 4,25 | 0 | 0 | 10 | 4,25 | 2 | 0,85 | 18 | 7,66 | 3 | 1,28 | 43 | 18,3 |
| Összes | 51 | 21,7 | 6 | 2,35 | 99 | 42,13 | 23 | 9,89 | 45 | 19,14 | 9 | 3,83 | 235 | 100 |

III. táblázat
Table III.

10° feletti dőlésű felszínnek szelvényei mentén előforduló karros formák
10° bigger than the slope of gradient surfaces their profile along occuring karren forms

| Szelvény azonosító jele profile its number | Hasadékkarr kluftkarren | | Hasadék vályú rinnen character kluftkarren | | Rácakarr limestone | | Kürtő pipe | | Vályú rinnen | | Madáritató kamenitze | | Összes altogether | |
|--|----------------------------|------|--|---|-----------------------|---|---------------|-----|-----------------|------|-------------------------|------|----------------------|-----|
| | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % | db. | % |
| I/4 | 7 | 18,4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2,6 | 24 | 63,2 | 6 | 15,8 | 38 | 100 |

4. Az adatok értékelése

Megállapítható, hogy uralkodnak a vertikális karrosodás során keletkezett karros formák (340 db) és alárendeltek a felületi karrosodás során kialakultak (120 db). Utóbbi karrosodási típushoz nem csak kevesebb karros képződmény tartozik, hanem ez karros formatípusokban is szegényebb. Nem fordultak elő ugyanis a szelvények mentén sem saroknyomok, sem kúpkarrok. Markánsan eltérő a két csoportba tartozó karros képződmények növényesültsége is. Amíg a vertikális karrosodás formáiból 203 db növényesült (az összes vertikális forma 59,7 %-a), addig a felületi karrosodás formáinál ez csak 31 db esetében (az összes horizontális forma 25,83 %-a) észlelhető.

Megállapítható az is, hogy az egyes karros formákhoz tartozó darabszám, de még inkább a relatív gyakoriság a hordozó lejtőszögtől függ. A rácskarrok 6-10°-os lejtőszögnél, a hasadékkarrok 0-5° lejtőszögnél a gyakoribbak. A lejtőszög növekedésével a relatív gyakoriság markánsan csökken a kürtőkarrok esetében, de úgy tűnik, hogy ugyanilyen tendencia jellemzi a hasadékkarrok relatív gyakoriságát is. A hasadékkarrok azonban nagyobb (11° feletti) lejtőszögnél is előfordulnak, míg a rácskarrok nem. A felületi karrosodás formáinak relatív gyakorisága nő a lejtőszög növekedésével. Végeredményben a rendelkezésre álló adatok alapján úgy tűnik, hogy vertikális karrosodás kicsi, felületi karrosodás nagyobb lejtésű felszíneken játszódik le.

5. A réteglapos térszínek karrosodása

Az, hogy a kicsi lejtőszögű térszínen a vertikális karrosodás a meghatározó úgy értelmezhető, hogy nem a felszínen folyik le a csapadékvíz jelentős része, hanem az útjába eső törésekbe szivárog. (Nagyobb lejtésű térszíneken a gyorsabb vízszivárgás miatt a törésekbe kevesebb víz jut.) Ezért a vizsgált térszíneken a karros formák kialakulását a kőzet töredezettsége, a felszín lejtése, illetve a csapadékvíz áramlási viszonyai alakítják.

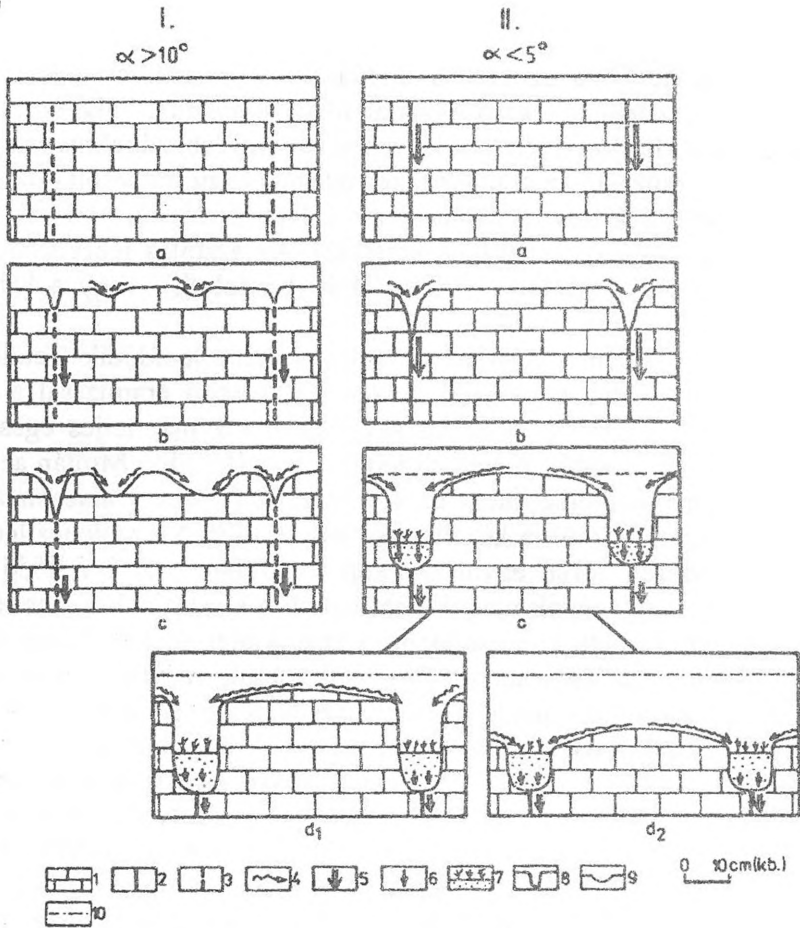
Feltételezzük, hogy e térszíneken a kőzetet két egymásra merőleges törésrendszer járja át. (Ez a sajátosság a II. terület egyik részén észlelhető, mérhető.) A törések által határolt különböző nagyságú közel négyzet alakú kőzettömeg mint karrosodó kőzetblokk a karrosodás alapegysége. A kőzet oldódása a törések mentén a legintenzívebb. A törésfelületek az oldódás hatására önmagukkal párhuzamosan hátrálnak, miáltal oldódási hasadékok képződnek. A hasadékképződés a különböző törések mentén eltérő ütemű lesz. A diaklázisoknál, miután ezekbe több víz kerülhet és a vízmozgás itt gyorsabb, a hasadéklejtés intenzívebb mint a paraklázisoknál,

litoklázisoknál, továbbá azoknál a diaklázisoknál, amelyek kitöltődtek. A diaklázisokat a vertikális karrosodásra alkalmasabbnak, míg a litoklázist, paraklázist és a kitöltött diaklázist karrosodásra kevésbé alkalmasnak tartjuk.

A kőzetblokkon az áramlás lehet szabad, vagy irányított. Ha a kőzetblokk felszíne vízszintes, a csapadékvíz a karrosodó kőzetblokk területén bármely irányba lefolyhat (szabad áramlás). Az áramlás lehet irányított is, vagy a kőzetfelszín dőlése (a víz lejtésirányba folyik), vagy a karrosodás miatt.

Utóbbi esetben a kialakuló hasadék pereme leoldódik (felületi leoldódási sávja), mivel a kőzetblokk felszínéről szabad áramlással a víz egy része idekerül. A felületi leoldódás sávjában a víz már teljes egészében a hasadék irányába áramlik. A felületi leoldódás szélesedik. Miután az itt végbemenő további leoldódás miatt ez a felszínrészlet egyre alacsonyabb lesz ezáltal a pereme eltolódik a kőzetblokk belseje felé. Az átellenes leoldódási sávok növekedésük során egymásba kapcsolódhatnak. A kifejlődő felületi leoldódási sáv, vagy sávok megváltoztathatják a kőzetblokk egyes részeinek eredeti lejtését. Emiatt a csapadékvíz a már kialakult hasadékok irányába áramlik. Tehát a szabad áramlás irányítottá alakul, vagy az irányított áramlásnak az irányai módosulnak. Ennek következtében a hasadékok fejlődése és környezetüknek a leoldódása még intenzívebb lesz, ami tovább erősíti az irányított áramlást. A csapadékvíz nagyobb része azokon a töréseken, amelyek oldódással nem, vagy kevésbé szélesedtek túl folyik. Az ilyen törések oldódásos szélesedése leáll, vagy el sem kezdődik. A már kialakult hasadékok fejlődését gyorsítja az is, hogy a korai kialakulásuk miatt a növényzet megtelepedhet bennük. A növényzet kifejlődésének kedvez, hogy a kőzetblokkok vize ide kerül és viszonylag tartósan itt tározódik (a kőzetblokkokon ugyanakkor a víz csak rövid ideig tartózkodik), valamint az is, hogy ezekben a mikroklimatikus viszonyok igen kedvezőek. A meredek oldalú hasadékok pl. a széltől sokkal védettebbek mint a lankás oldalú vályúk.

Akkor, ha a hasadékok (rács-, vagy hasadékkarr) fejlődésük kezdeti stádiumában elakadnak, vagy nem fejlődnek ki, a köztük lévő térszínről kevesebb vizet kapnak. A csapadékvíz nagyobb része a töréseken túl folyik. A felszínt a felületi leoldódás nem alakítja át oly módon, hogy e térszínnek a hasadékok irányába lejtessenek. A kőzet kevésbé különül kőzet blokkokra, illetve a viszonylag nagyobb kiterjedésű, vertikális karrformákkal határolt kőzetfelszínnek területén számos olyan törés fordulhat elő, amely mentén nem képződik oldódási hasadék. A kőzetblokkok felületén felületi karrosodás játszódik le (3.1. ábra).



3. ábra: Kis lejtésű térszínek karrosodásának néhány lehetséges típusa (metszetek a lejtő csapása mentén)

Jelmagyarázat: 1. karrosodó kőzet, 2. diaklázis, 3. paraklázis, liotklázis, kitöltött diaklázis, 4. vízáramlás és oldás a felszínen, 5. vízáramlás és oldás törés mentén, 6. talaj alatti oldódás, 7. talaj és növényzet, 8. oldódásos hasadék, 9. vályú, 10. karrosodás előtti felszín, I. horizontális karrosodás az vralkodó, II. vertikális karrosodás az vralkodó, II. a-c. hasadékok kialakulása, II. d₁ a kőzetblokk felülete kevésbé oldódik, a kőzetblokkot mély hasadékok szegélyezik, II. d₂ a kőzetblokk felülete számottevően oldódik, kőzetblokkot lecsonkolódott hasadékok szegélyezik, α lejtőszög

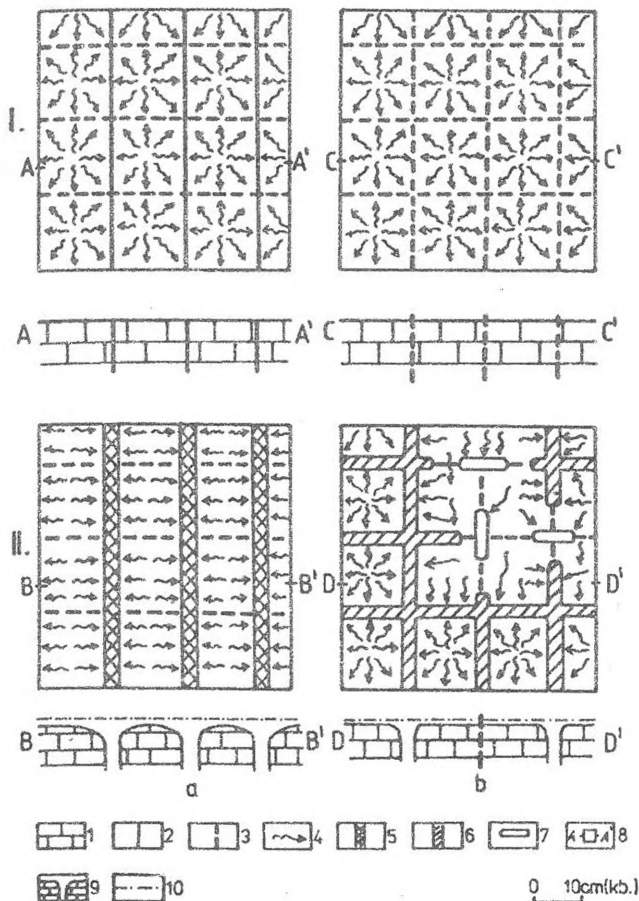
Figure 3.: Little slope on surface karren and some possible types.

Legend: 1. karren rock, 2. diaclass, 3. paraclass, joint, garret diaclass, 4. stream and solution on the surface, 5. with volubility and solution joint, 6. solution under the soil, 7. soil and vegetation, 8. diaclass originated with solution, 9. rinnen, 10. surface before karren process, I. ruling the horizontal karren II. ruling vertical karren, II. a-c. development with solution origin, II. d₁ surface of the rock block less solution, the rock block border with origin diaclass II. d₂ surfaces of the rock block important solution, the rock block border mutilated with solution origin development, α slope of gradient

Akkor, ha a hasadékok intenzíven fejlődnek a kőzet blokkokra különül. A blokkok felületéről, a víz a hasadékok irányába áramlik (3.II. ábra). A vertikális karrosodás öngerjesztő lesz. Az oldódási hasadékok gyors fejlődése miatt a víz egyre inkább irányukba áramlik, amiért még intenzívebben

fejlődnek. A kőzetblokk felszínén a felületi karrosodás lefékeződik, ill. irányított lesz a vertikális karrosodás által.

$$\alpha < 5^\circ$$



4. ábra: 0-5°-os lejtésű felszínen kialakuló hasadékkarros (a), rácskarros és kürtőkarros (b), formakincs
 Jelmagyarázat: 1. karros kőzet, 2. diaklázis, 3. paraklázis, litoklázis, kitöltött hasadék, 4. vízáramlás és oldás a felszínen, 5. hasadékkarr, 6. rácskarr, 7. kürtőkarr felülnézetben, 8. szabvány helye, 9. hasadék-, rács-, kürtőkarr oldalnézetben, I. karrosodás előtti állapot, II. karrosodott állapot

Figure 4: 0-5° steepness on slopes development kluftkarren (a), limestone pavement pipekarren surfaces

Legend: 1. karren rock, 2. diaclase, 3. paracclase, joint, garrat diaclase, 4. stream and solution on the surface, 5. kluftkarren, 6. limestone pavement, 7. pipekarren from above, 8. profile place, 9. kluftkarren and pipekarren in profile I. karren ago allopathist, II. karren allopathist

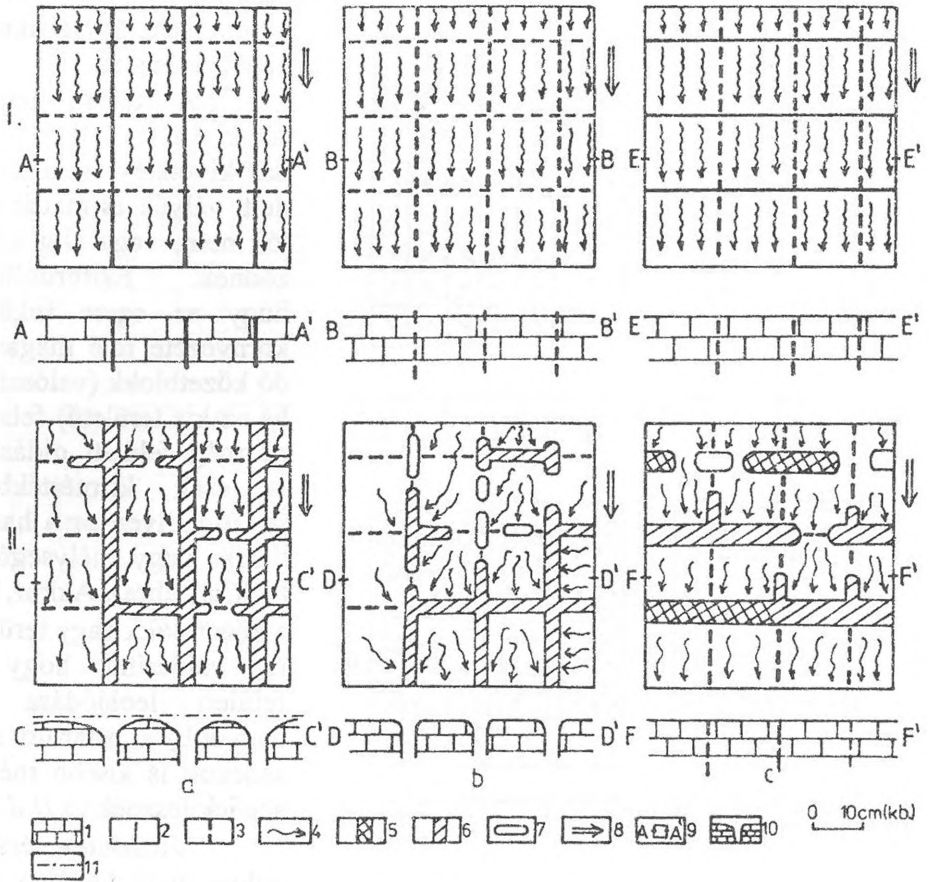
melynek során kürtők képződnek (4.b.ábra).

A felületi karrosodás - a felületi leoldódás kivételével - alárendelt: vályúk és madárita-tók nem, vagy alig képződnek. Előfordulhat, hogy az egyre inkább környezeté fölé magasodó kőzetblokk (valószínű ha az kis területű) felszíne még felületi oldással is csak kismértékben pusztul. Ilyenkor a hasadékok nagy mélységűek (3.II.d.1 ábra). Akkor, ha a kőzetblokk nagy területű, valószínű, hogy a felületi leoldódása is nagyobb, a határoló hasadékok is kisebb mélységűek lesznek (3.II.d.2).

Vízszintes térszíneken (0-5° közötti) hasadékok alakulnak ki a fejlettebb törések mentén (4.a.ábra). Ha a különböző irányú törések nem eltérő fejlettségűek, rácskarrok képződhetnek (4.b.ábra). Ha az oldódás rövidebb szakaszokra lokalizálódik a rácskarr folytonos kifejlődése megszakad. Az oldódás elsősorban a törések metszódéseinél mehet végbe, a-

lyenkor a hasadékok nagy mélységűek (3.II.d.1 ábra). Akkor, ha a kőzetblokk nagy területű, valószínű, hogy a felületi leoldódása is nagyobb, a határoló hasadékok is kisebb mélységűek lesznek (3.II.d.2).

$$5^{\circ} < \alpha < 10^{\circ}$$



5. ábra: 6-10°-os lejtésű felszínen kialakuló részben rács-, részben hasadékkarros (a), uralkodóan rácskarros (b), valamint részben hasadék-, részben rácskarros (c) formakincs
 Jelmagyarázat: 1. karrenosodó kőzet, 2. diaklázis, 3. paraklázis, litoklázis, kitöltött hasadék, 4. vízáramlás és oldás a felszínen, 5. hasadékkarr, 6. rácskarr, 7. kürtőkarr felülnézetben, 8. a felszín dőlésének iránya, 9. szelvény helye, 10. rács- kürtőkarr oldalnézetben, 11. karrosodás előtti felszín, I. karrosodás előtti állapot, II. karrosodott állapot

Figure 5: 6-10° steppes on slopes development partly limestone pavement, partly klufkarren (a), raling limestone pavement (b), as well as partly klufkarren, partly limestone pavement (c) surface
 Legend: 1. karren rock, 2. diacalse, 3. paracalse, joint, garret diacalse, 4. strean and solution on the surface, 5. klufkarren, 6. limestone pavement, 7. pipekarren from above, 8. the surface line of dip, 9. profil place, 10. klufkarren and pipekarren in profile, I. karren ago surface, II. karren allopathist

Ha a hordozó térszíneknek jelentősebb a dőlése (6-10° közötti) hasadékok fejlődnek ki akkor is, ha a fejlettebb törések dőlésirányúak, vagy csapásirányúak (5. ábra). Különösen dőlésirányú diaklázisok esetén a hasadékkarr rácskarros kifejlődés jelleget mutathat (5.a ábra). Ugyanis a csapásirányú kevésbé fejlett törések mentén is hasadékok fejlődhetnek ki, mivel ezen a lefolyó víz átáramlik, így itt a kőzetekbe a víznek számottevő hányada

kerülhet. Még határozottabban fejlődik ki a rácskarr, ha a kőzetet tagoló különböző irányú törések hasonló fejlettségűek (5.b.ábra). Ekkor azonban a hasadékok csapásirányban fejlődnek ki hosszabban és nagyobb szélességben.

Még nagyobb lejtőszög esetén (10° felett) a gyors vízáramlás miatt a törések szerepe a karrosodásban csökken, miután a csapadékvíz egyre nagyobb hányada folyhat le a felszínen. Ennek eredményeként még a rácskarr képződés is lefékeződik, holott e karrformák a lejtőszög növekedése esetén egy bizonyos határig (10° -ig) nagyobb számban képződnek

6. Következtetések

- a. A vizsgált térszíneken a vertikális karrosodás az uralkodó, míg a felületi hasznosodás alárendelt. Ez a karrosodás az oldódásnak kitett kőzeteket feldarabolja, részekre különíti.
- b. A vertikális karrosodást okozhatja a kőzet nagymértékű töredezettsége, a felszínnek kicsi lejtése és valószínűleg a kőzet jelentős Mg tartalma (Ez utóbbi oly módon, hogy az oldószer telítődése lassúbb. Így a törésekhez érkező oldószer még oldóképes.).
- c. A vertikális karrosodás során kialakult karros formák a felületi karrosodást gátolják. (Ugyancsak gátolhatja a már kialakult vertikális karrforma egy másik vertikális karrformának a kialakulását is.) Ez fordítva is igaz. A lejtőszög növekedésével ahogy a felületi karrosodás egyre uralkodóbb lesz e karrosodási típus formái fejlődnek ki a vertikális karrosodás formáinak rovására.

IRODALOM

BARBIERI G. (1995) - Le rocce dell'Altopiano dei Sette Comuni (Prealpi Venete) Studi Trent.Sci.Nat., Acta Geologia, vol. 70. pp. 9-19.

ZAMPERI D. (1995) - Le fratture del settore settentrionale dell'Altopiano dei Sette Comuni: analisi e ruolo nella circolazione idrica sotterranea Studi Trent.Sci.Nat., Acta Geologia, vol. 70. pp.21-36.

FRIGO G. (1995) - Aspetti geomorfologici della parte sommitale dell'Altopiano dei Sette Comuni -Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 70. pp. 37-42.

VERESS M. (1995) - Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján -Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai) p. 7-30.

CARTA GEOLOGICA DELLE TRE VENEZIE FOGLIO 37 BASSANO delle carta d'italia al 100.000 edita dall' Istituto Geografico Militare di Firenze nel 1946.



ÁLKARROS FORMÁK A BOSCO SECCOI FORRÁS (ASIAGOI-FENNSIK) KÖRNYÉKÉN

VERESS MÁRTON - ZENTAI ZOLTÁN - KOVÁCS GYÖRGY

Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék,
Szombathely, Károlyi G. tér 4.

Abstract: We study the differently buried karren forms of an area straddled by benches below the Bosco Secco spring. We divide the researched area in two zones. The upper one, where the partially uncovered kluftkarren dominate, and the lower one, where pseudokarren are more typical, formed in fillings of cracks. We do the morphogenetic classification of the pseudokarren forms (we bring out a detailed map showing the typical forms), and then explain the developing of the two zones with different morphology.

1. Bevezetés

A Bosco Secco forrás környéki térszint - a terület földtani térképe szerint - liász dolomitos mészkő építi fel. A jól rétegzett kőzet dőlésiránya 163° . A forrás környezetében a felszint, mint az Asiagói-fennsíkon máshol is réteglépcsők, völgyek és különböző genetikájú és méretű töbrök tagolják.

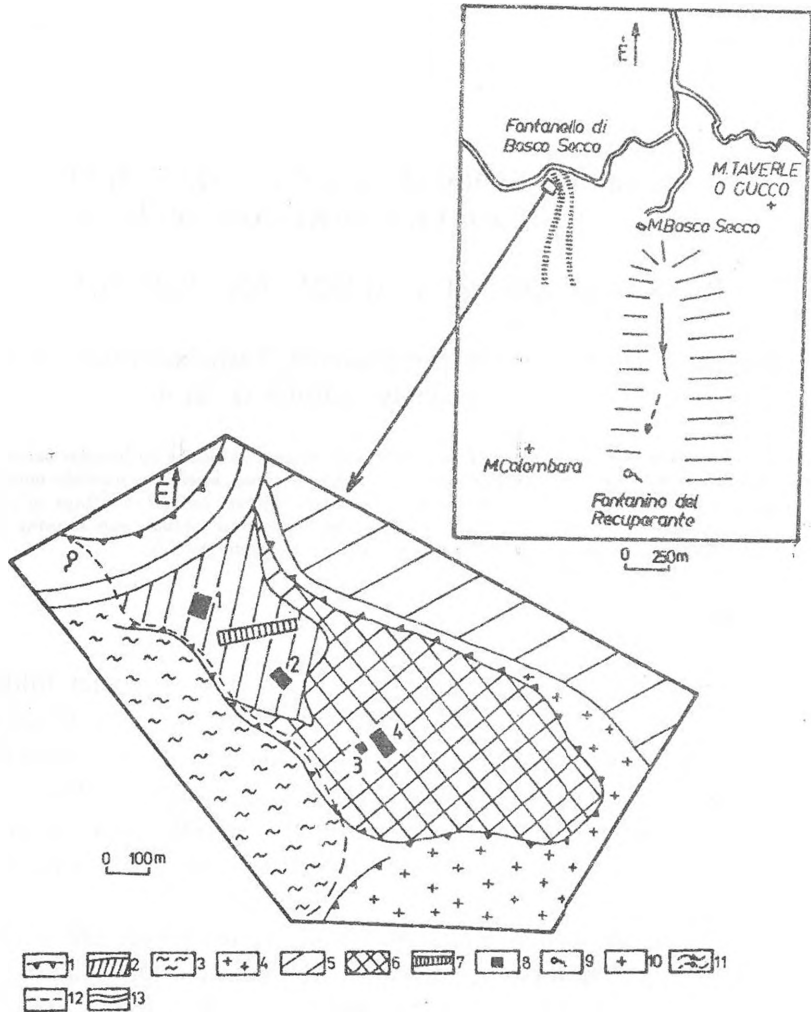
A részletesebben vizsgált terület (továbbiakban a kutatott terület) a forrástól délre helyezkedik el azon út mellett, amely a Busa del Pettine irányába vezet.

A kutatott terület ÉNy-DK-i irányba megnyúlt DK-i irányba lejtő, elnyesett, rétegefejes térszín. Ezt változatos lefutású lépcsők fogják közre. A DNy-i, valamint az ÉNy-i határát képező lépcsők a terület belseje felé, míg az ÉK-i és a DK-i határát képezők kifelé dőlnek.

Valószínű, hogy a rétegek feldarabolódása ÉNy-DK-i irányú törések mentén kezdődhetett el. Így egy ÉNy-DK-i irányú lépcső egyetlen feltárási hely dőlésirányú hátrálásos pusztulásával, míg egy ÉK-DNy-i irányú olyan felület mentén képződött, amely egy ÉK-DNy-i lépcső hátrálásával jött létre. Ez utóbbi lépcsőtípusnál a hátrálásos lepusztulás dőlésiránnyal ellentétes irányú lehetett.

2. A terület vizsgálata

A kutatási területen adatgyűjtést végeztünk a kitöltő üledék vastagságára vonatkozóan, valamint térképezést folytattunk.



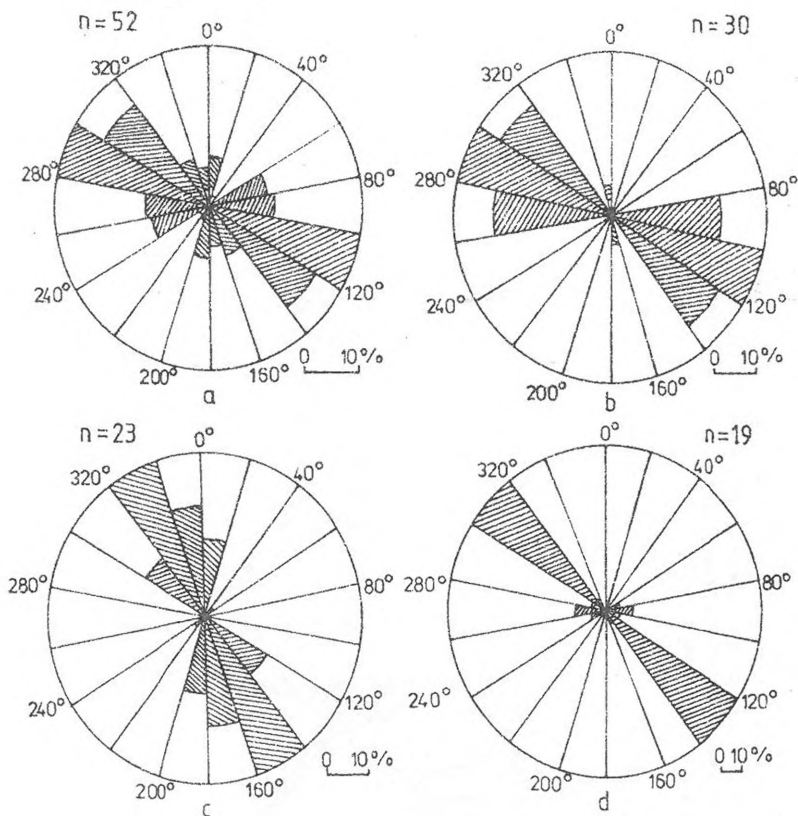
1. ábra: A kutatott terület áttekintő térképvázlata

Jelmagyarázat: 1. lépcső, 2. völgyoldal, 3. töbrös térszín, 4. fedett karsztos és fedett karros térszín, 5. felső zóna, 6. alsó zóna, 7. hasadékkarrok összenövésével létrejött kötömbös térszín, 8. térképezett térszínrészek és azonosítási számuk, 9. forrás, 10. hegy, 11. állandó és időszakos vízfolyás, 12. erdőhatár, 13. út

Fig.1.: Map sketch of the researched area.

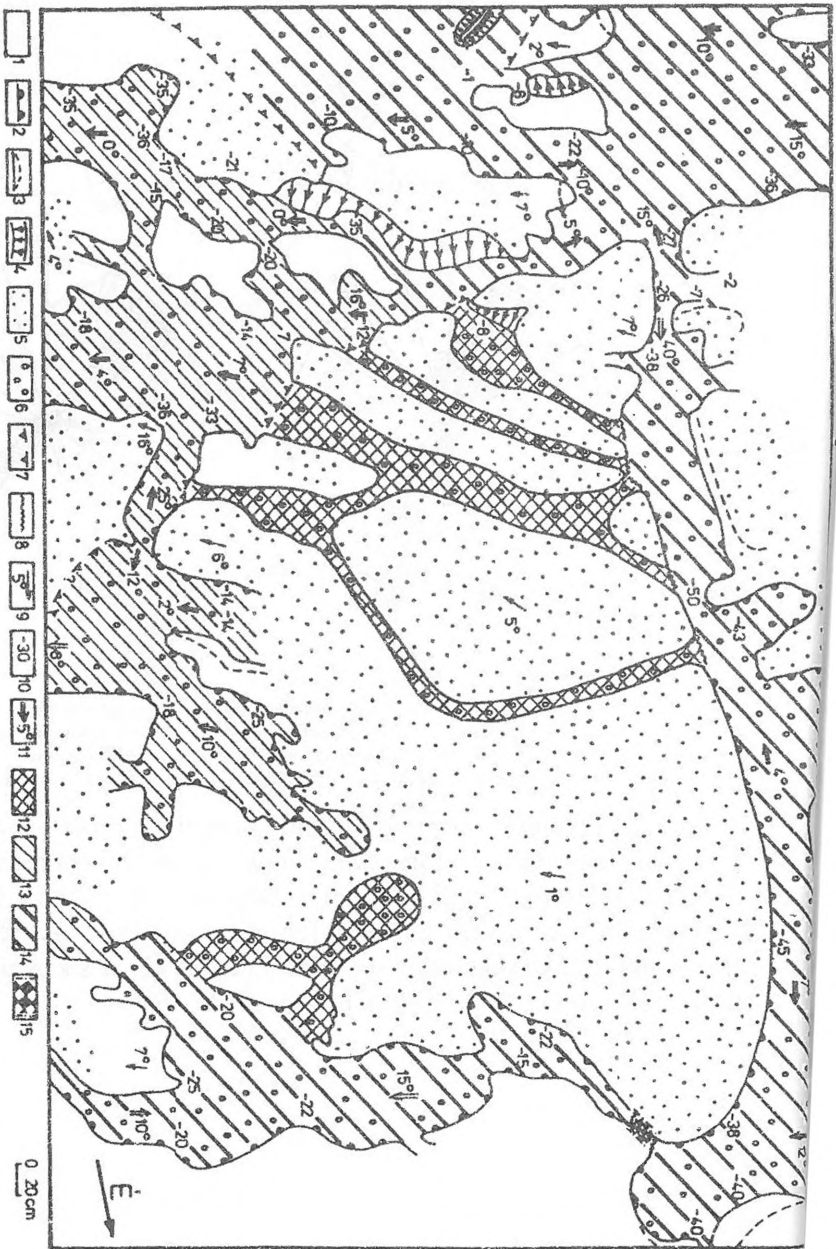
Legend: 1. bench, 2. valley-side, 3. area with dolines, 4. covered karstic and covered karren area, 5. upper zone, 6. lower zone, 7. bouldery surfaces developed by accretion of kluffkarren, 8. mapped areas and their identification number, 9. spring, 10. hill, 11. constant and intermittent watercourse, 12. treeline, 13. path

Az üledékvastagság mérése fémpálcával történt. Ily módon főleg a többé-kevésbé kitöltött karros formák üledékvastagságához kaptunk adatokat.



2. ábra: A karrhasadékok iránygyakorisági eloszlásai
 Jelmagyarázat: a. 1 jelű-, b. 2 jelű-, c. 3. jelű-, d. 4 jelű területrészes hasadékaiknál
 Fig. 2.: Direction frequency dispersion of klyuftkarrren.
 Legend: at the fissures of a. sign 1, b. sign 2, c. sign 3, d. sign 4 areas.

A térképezés során áttekintő síkrajzi térképet (1. ábra) készítettünk, továbbá négy tipikus formakincsűnek tartott felszínrészletről készítettünk igen részletes (M 1:20) síkrajzi térképeket. A síkrajzi térképek adatainak felhasználásával elkészítettük a fentebb említett négy felszínrészlet karos formáinak iránygyakorisági eloszlását (2. ábra). A síkrajzi térképeket morfológiai térképekké fejlesztettük (3., 4., 5., 6. ábrák).

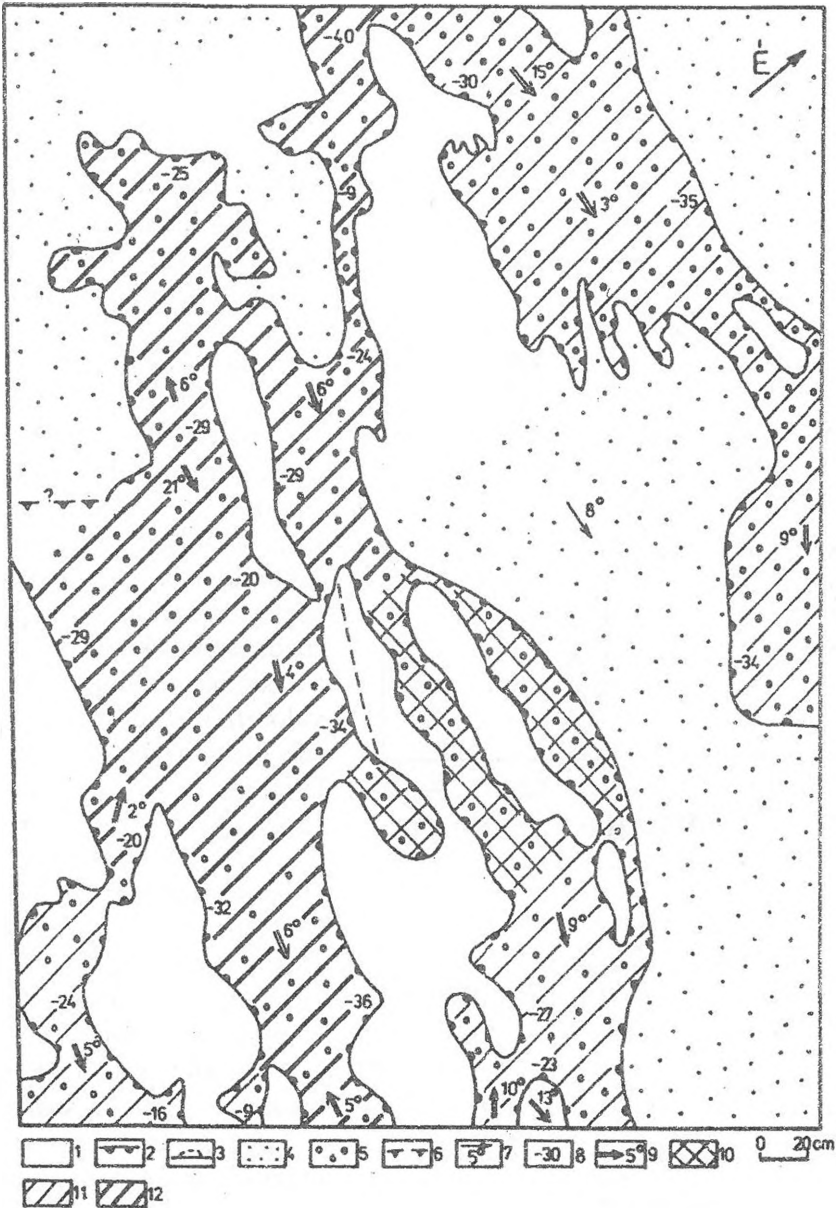


3. ábra: A kutatási terület 15-féle részletesek morfológiai térképe

Jelmagyarázat: 1. talaj és fedőrétegek nélküli karrovadás mentes térszín, 2. függőleges hasadékfal, 3. aláhajló hasadékfal, 4. lejtős hasadékfal, 5. fedőrétegek a hasadék mentes térszín, 6. karros forma kitöltés üdülése, 7. lejtős talaj fedőrétegekben, 8. meredek lejtős fedőrétegekben, 9. lejtőirány és lejtőirány és lejtőirány hasadékfalpon, 10. mélyedések mélysége cm-ben, 11. lejtőirány és lejtőirány hasadékfalpon, 12. elfedett hasadék, 13. részben kitakaródott hasadék, 14. víznyúlóval összekapcsolt hasadék, 15. földhid

Legend: 1. soil- and overlying sedimentless area, clear of furrows, 2. vertical wall of fissure, 3. underbearing wall of fissure, 4. shelving side of fissure, 5. overlying sediment on the area clear of fissures, 6. filling sediment of furrows, 7. shelving slope in overlying sediment, 8. abrupt slope in overlying sediment, 9. slope and slope of gradient on area clear of furrows, 10. depth of fissure in centimeters, 11. slope and slope of gradient on the bottom of fissure, 12. covered fissure, 13. partially uncovered fissure, 14. subsident pseudokarren fissure, 15. natural bridge

3. A formakincs



4. ábra: A kutatási terület 2 jelű részletének morfológiai térképe
 Jelmagyarázat: 1. talaj és fedőüledék nélküli karrosodás mentes térszín, 2. függőleges hasadékfal, 3. aláhajló hasadékfal, 4. fedőüledék a hasadék mentes térszínen, 5. karros forma kitöltő üledéke, 6. lankás lejtő fedőüledékben, 7. lejtésirány és lejtőszög karrosodás mentes térszínen, 8. hasadék mélysége centiméterben, 9. lejtésirány és lejtőszög hasadékáthalpon, 10. elfedett hasadék, 11. részben kitakaródott hasadék, 12. utánsüllyedésez átkarros hasadék

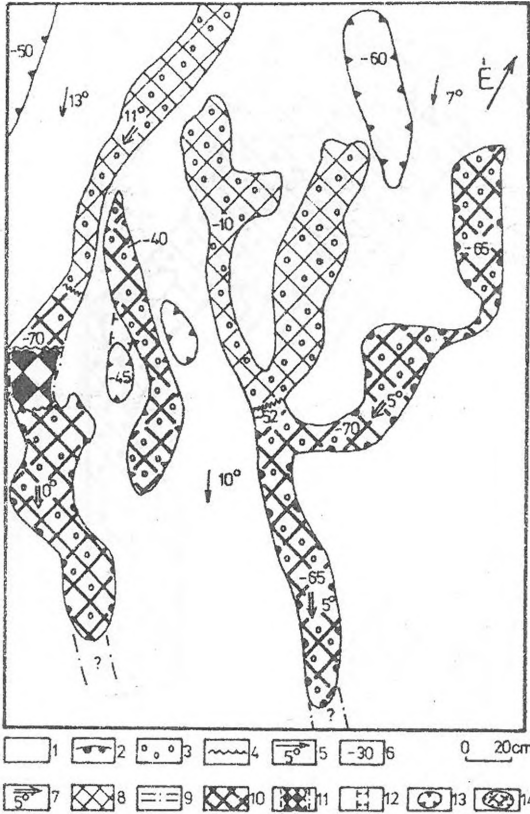
Fig. 4.: Morphological map of 2 marked part of the researched area.

Legend: 1. soil- and sedimentless area, clear of fissures, 2. vertical wall of fissure, 3. underleaning wall of fissure, 4. overlying sediment on the area clear of fissures, 5. filling sediment of karren forms, 6. shelving slope in overlying sediment, 7. slope and slope of gradient on the area clear of karren, 8. depth of fissure in centimeters, 9. slope and slope of gradient on the bottom of fissure, 10. covered fissure, 11. partially uncovered fissure, 12. subsident pseudokarren: fissure.

karos formák
 karos formák
 fedett karos formák

A vizsgált területen karros és álkarros formakincs különítható el. A karros formák az alapkőzeten alakultak ki, az álkarros formák a karros formák kitöltésében.

a. A karros formák



5. ábra: A kutatási terület 3 jelű részletének morfológiai térképe

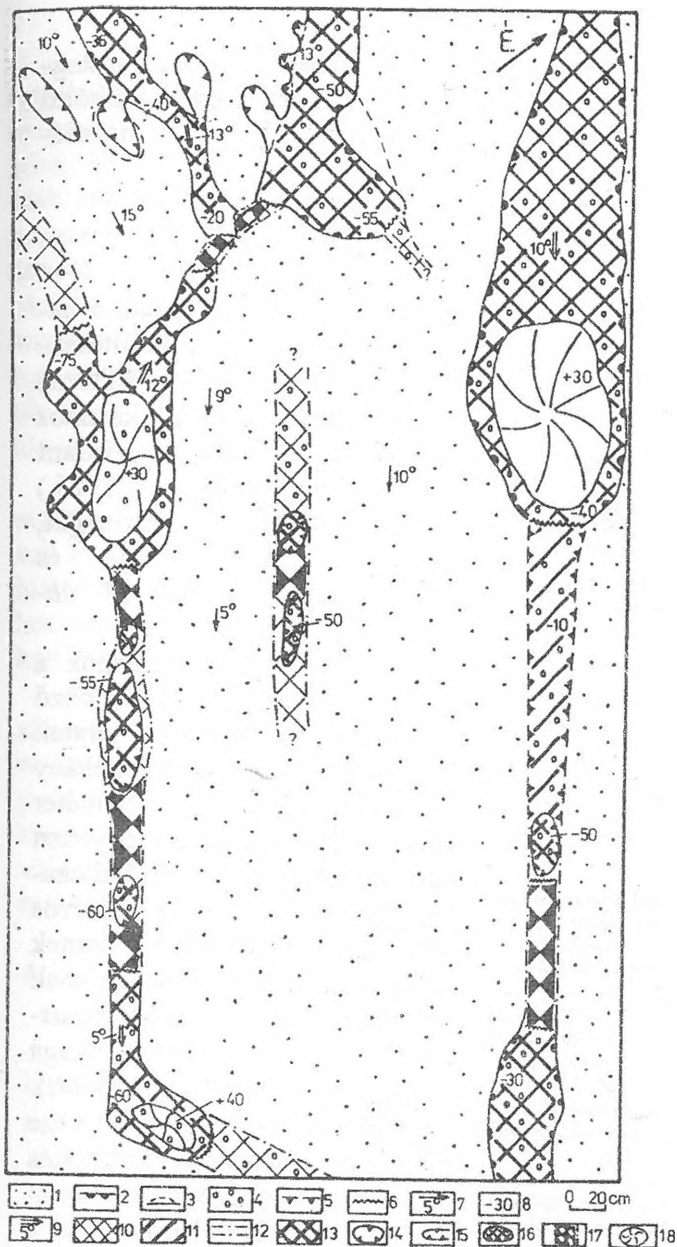
Jelmagyarázat: 1. talaj és fedőüledék nélküli karrosodás mentes térszín, 2. függőleges hasadékfal, 3. karros forma kitöltő üledéke, 4. függőleges fal a kitöltő üledékben, 5. lejtésirány és lejtőszög karrosodás mentes térszínen 6. hasadék- és kürtómélység centiméterben, 7. lejtésirány és lejtőszög hasadéktalpon, 8. elfedett hasadék, 9. álkarros barlang, 10. utánrogyásos álkarros hasadék, 11. földhíd, 12. karsztos járat, 13. kürtő, 14. álkürtő

Fig. 5.: Morphological map of 3 marked part of the researched area.

Legend: 1. soil- and sedimentless area, clear of karren, 2. vertical wall of fissure, 3. filling sediment of karren forms, 4. vertical wall in the filling sediment, 5. slope and slope of gradient on the area clear of karren, 6. depth of fissure and pipe in centimeters, 7. slope and slope of gradient on the bottom of fissure, 8. covered fissure, 9. pseudokarren cave, 10. subjacent pseudokarren fissure, 11. natural bridge, 12. karstic gallery, 13. pipe, 14. pseudopipe.

E formák között elkülöníthatók hasadékkarrok (helyenként rácskarrok) és kürtők.

A hasadékok dőlésirányba kifejlődött több méteres hosszúságú és néhány deciméteres szélességű formák. A hasadékok csoportosulhatnak egy-, kettő-, vagy ennél több irányba. Az egyirányú hasadékok többnyire (de nem mindig) párhuzamosak, a kétirányúak esetenként merőlegesek egymásra, a többirányúak néha szeszélyesen szétágazó, ill. összekapcsolódó rendszereket képeznek. Miután a zömük iránya ÉNy-DK-i, valószínűleg dőlésirányú törések mentén alakultak ki. A talajjal és növényhulladékkal elfedett aljzatuk többnyire lejtésirányba dől, de előfordulnak ellenesésű szakaszok is. Miután többé-kevésbé kitöltöttek, csak valószínűsíthető, hogy közöttük egyaránt előfordulhatnak alsó végükön kiékelődők, valamint lefolyástalanok is. Oldalfalaik hosszabb-rövidebb szakaszokon aláhajlóak lehetnek, peremeik (elsősorban a DNy-i) kanyargós lefutásúak, beöblösödésekkel (félkürtőkkel) tagoltak. Az átellenes peremek nem mindig párhuzamosak. A falaikat a haránoló töréseknél rövid hasadék-



6. ábra: A kutatási terület 4 jelű részletének morfológiai térképe
 Jelmagyarázat: 1. üledékekkel fedett térszín, 2. függőleges hasadékfal, 3. alá-
 hajló fal, 4. karros forma kitöltő üledéke, 5. lankás lejtő fedőüledékben, 6.
 függőleges fal a kitöltő üledékben, 7. lejtésirány és lejtőszög karrosodás mentes
 térszínen, 8. hasadék és kürtő mélység centiméterben, 9. lejtésirány és lejtőszög
 hasadéktalpon, 10. elfedett hasadék, 11. utánsüllyedésses hasadék, 12. álkarros
 barlang, 13. utánrogyásos álkarros hasadék, 14. kürtő, 15. félkürtő, 16. álkürtő,
 17. földhid, 18. omlásos eredetű hulom

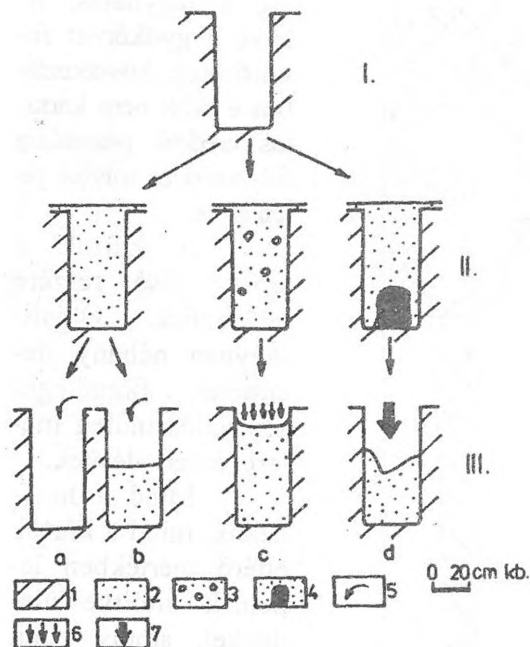
Fig. 6.: Morphological map of 4 marked part of the researched area.
 Legend: 1. area covered with sediments, 2. vertical wall of fissure, 3.
 underleaning wall, 4. filling sediment of karren forms, 5. shelving slope in
 overlying sediment, 6. vertical wall in the filling sediment, 7. slope and slope of
 gradient on the area clear of karren, 8. depth of fissure and pipe in centimeters,
 9. slope and slope of gradient on the bottom of fissure, 10. covered fissure, 11.
 subsident fissure, 12. pseudokarren cave, 13. subjacent pseudokarren fissure,
 14. pipe, 15. semipipe, 16. pseudopipe, 17. natural bridge, 18. hill of crumbly
 origin

szerű bemélyedések tagolják. Az oldalfalak nem lesimítottak. Valószínűleg a fagyhatás, illetve a gyökérszet feszítő ereje következtében a falak nem karsztos eredetű pusztulása folytatott és folyhat jelenleg is.

A kürtők a terület alsó részére jellemzőek. Oldalirányban néhány deciméter, függőlegesen valószínűleg méteres kiterjedésűek.

Mind a hasadékok, mind a kürtők eltérő mértékben lehetnek kitöltve üledékekkel, amely talaj, illetve ennek áthalmazott változata és növényhulladék (főleg tülevél). Előfordulhatnak akár egymás szomszédságában is olyan hasadék szakaszok, amelyek egyáltalán nem tartalmaznak üledéket, de olyanok is, amelyek részben, vagy teljes egészében kitöltődtek. Valószínű, hogy e karros formák fedetlen (esetleg talajfoltos) térszínen alakultak ki, majd ezt

követően részben, vagy teljesen kitöltődtek, ill. elfedődtek (a kitöltés vastagsága néhány helyen a 0,5 m-t is meghaladhatja), majd belsejükből a kitöltő anyagok részben kipusztultak (részben, vagy teljesen kitakaródott hasadékok, 7. ábra).



7. ábra: Feltöltött hasadékokból kifejlődő kitakaródott és álkarros hasadékok (karasztnetszelben)
Jelmagyarázat: 1. karsztosodó kőzet, 2. hasadékkitöltés, 3. kisméretű, részben anyagszállítás során keletkező üreg, 4. álkarros barlang, 5. lejtőleomosás, 6. utánsüllyedés, 7. omlás, I. hasadékkarr kialakulása, II. hasadékkarrak kitöltődése, III. hasadékkarrak anyagának részleges, vagy teljes elszállítása, valamint álkarrosodás, a. teljesen kitakaródott hasadék, b. részben kitakaródott hasadék, c. álkarros utánsüllyedéses hasadék, d. álkarros utánrogyásos hasadék

Fig. 7.: Uncovered and pseudokarren fissures developed from filled fissures (sectional drawing)

Legend: 1. karst rock, 2. filling of fissure, 3. small size cavern partially formed by carrying away of the material, 4. pseudokarren cave, 5. sheet wash 6. subsidence, 7. collapse, I. developing of kluftkarren, II. filling of kluftkarren, III. partial or total carrying away of kluftkarren's material, as well as forming of pseudokarren, a. totally uncovered fissure, b. partially uncovered fissure, c. subsident pseudokarren fissure, d. subjacent pseudokarren fissure.

b. Álkarros formák

Az álkarros formák a hasadék és esetleg kürtő kitöltésekben alakultak ki. Az álkarros formák között a fedett karsztos formáknál használt nevezéktant felhasználva (VERESS M. 1996.) elkülönítünk álkarros barlangot, álkarros utánsüllyedéses- és utánrogyásos hasadékokat (7. ábra), valamint álkürtőt.

Az álkarros barlangok a hasadék kitöltések különböző hosszúságú és átmérőjű járatai. (Az átmérő valószínűleg néhány centiméter és néhány deciméter között változhat, amely egyetlen barlang esetében is igen változatos értékű lehet.) Az álkarros barlangok valószínűleg lehetnek szingenetikusak (a hasadék csak részben töltődött ki), vagy posztgenetikusak (a kitöltés anyaga utólag részlegesen elszállított). Az álkarros barlangok felső vége többnyire a hasadék kitöltődés meredeken elvégződő homlokánál nyílik. A hasadékok talpa a barlang bejáratától a lejtésirányban ellentétes irány mentén egyenesen, omlásos eredetű halmokkal tagolt. Gyakori, hogy az

álkarros barlangok kezdeténél több, részben kitöltött hasadék kapcsolódik egymásba.

Felszíni, lefolyástalan formák az álkarros utánsüllyedéses- és utánrogyásos hasadékok. Az utánsüllyedéses hasadékok olyan lefolyástalan, megnyúlt formák, amelyek lankás oldalúak és néhány centiméteres mélységűek. E formák lefolyástalansága arra utal, hogy a hasadékot kitöltő anyag csak részben szállíthatott el innen a felszínen, míg a lankás oldal arra, hogy a kitöltő anyag felszínének alacsonyabb szintre kerülése nem omlással, hanem lassú süllyedéssel történhetett. A kitöltő üledék lassú süllyedése több okra is visszavezethető. Így a kitöltő üledék tömörödésére, vagy olyan anyaghiányra, amely a kitöltés alsó részén állt elő. A lassú süllyedés csak úgy magyarázható, ha az anyaghiány nem lehetett túlságosan nagy. Ez csak oly módon lehetséges, ha az anyagelszállítással egyidejűleg a helyben maradt üledékek az anyaghiányos térbe süllyedtek.

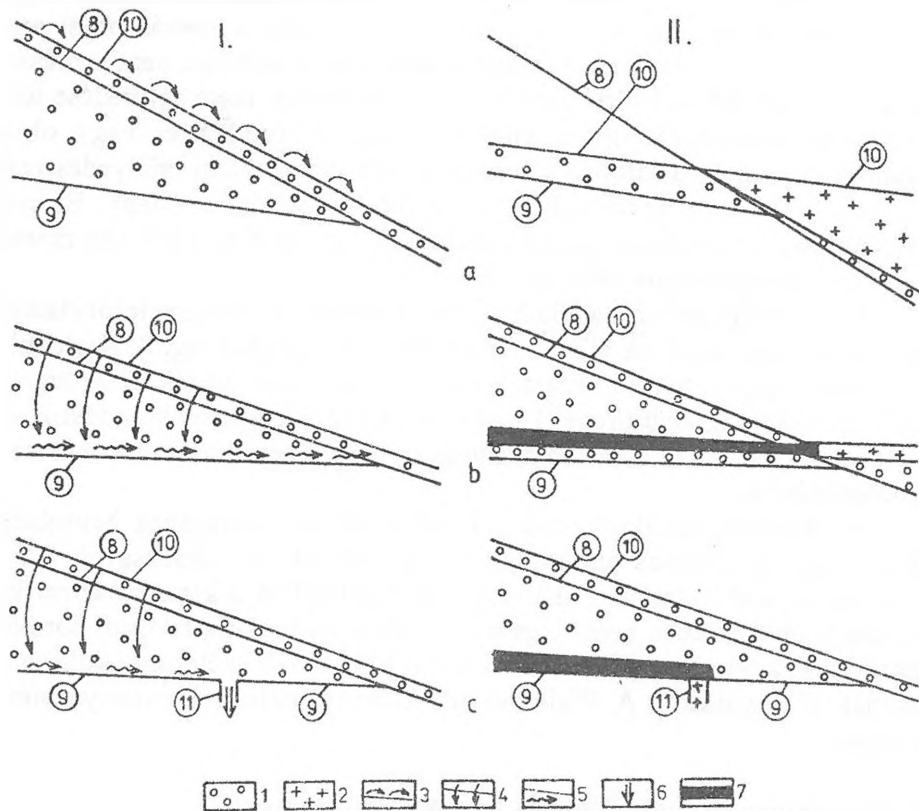
Az utánrogyásos hasadékok meredek oldalú, többnyire lefolyástalan megnyúlt formák, amelyek aljzata egyenetlen, omlásokkal tagolt. Kialakulásuk feltétele, hogy a helyben maradt üledékek omlással töltsék ki az anyaghiányos (kisebb-nagyobb üregek) helyeket. Az utánrogyásos hasadékok akkor alakulnak ki, ha az álkarros barlangok mennyezete hosszabb szakaszon beomladozik.

Az álkürtők kialakulhatnak a kürtő kitöltések anyagának beomladozásával, vagy az álkarros barlangok mennyezetének beszakadásával. Előző esetben az álkürtő oldalfalait akár teljes terjedelmében a karsztos kőzet képezi, míg utóbbi esetben nem. Ugyanazon álkarros barlang álkürtői sorokba rendeződnek, a sorok szomszédos álkürtőit különböző szélességű földhidak választják el egymástól. A földhidak az álkarros barlangok mennyezetmaradványai.

4. A formakincs elrendeződése és annak értelmezése

A kutatási terület felső részén (felső zóna) a különböző mértékben kitakaródott hasadékok mellett csak néhány teljesen kitöltött (elfedett) hasadék és utánsüllyedéses hasadék mutatható ki. (A kitöltött hasadékok jelzik, hogy a felső zóna karros formái is teljesen kitöltődtek, ill. elfedődtek.) A kitakaródás lejtőleemosás során játszódik le (8.a. ábra). A lejtőleemosás különösen az erdőirtások idején erősödhetett fel, melyek közül a legutóbbi a területet borító fenyőerdő becsült kora alapján néhány évtizede történhetett. A fedőüledékek lejtőleemosásos lepusztulásának kedvez, hogy a mészkő felszínének dőlése nagy, így a csapadékvíz nagyobb hányada a fedőüledékes felszínen rövidebb-hosszabb távolságot megtéve folyik le, mielőtt beszivárogna. A kisebb mértékű vízelvezetés miatt kevesebb helyen és kisebb mértékű anyaghiány alakul ki a kitöltésben. Emiatt csak álkarros utánsüllyedéses hasadékok képződhetnek. (A kürtők hiánya miatt a hasadékok kitöltő anyaga

ugyanakkor alulról a hasadéktalpak felől sem pusztulhat.) A felső zónából lepusztult anyag a terület alsó részére (alsó zóna) halmozódhat át, ahol az elfedődés mértéke az akkumuláció miatt megnő.



8. ábra: Karrhasadékokat kitöltő üledékek kipusztulásának különböző esetei

Jelmagyarázat: 1. fedőüledék, 2. a jelenlegi kitakaródás során áthalmazott fedőüledék, 3. lejtőle mosás (phuviális erózió), 4. beszivárgás a hasadékokat kitöltő üledékbe, 5. a hasadék kitöltésben szivárgó víz üledék szállítása, 6. üledékszállítás a karszt járataiba, 7. álkarros barlang, 8. karrosodott kőzetfelszín, 9. hasadéktalpak, 10. fedőüledék felszíne, 11. kürtő, a. nagy lejtésű térszínen a felszíni vízfolyás hatására a hasadékköltés anyaga a felszínen halmozódik át, b. kis lejtésű térszínen a beszivárgó víz a hasadék talpon szivárogva alulról hordja ki az anyagot, c. kis lejtésű térszínen a beszivárgó víz a kitöltés anyagát a talpi kürtőn keresztül a karszt járataiba halmozza, I. a kitakaródás kezdeti állapotában, II. az anyagelszállítás előrehaladottabb állapotában

Fig. 8.: Different cases of destruction of fissure's filling sediments.

Legend: 1. overlying sediment, 2. overlying sediment redeposited during recent uncovering, 3. sheet wash 4. infiltration in the fissure's filling sediment, 5. sediment carrying of the water dripping in the fissure's filling material, 6. sediment carrying in the karst's galleries, 7. pseudokarren cave, 8. karstified rock surface, 9. bottom of fissure, 10. surface of overlying sediment, 11. pipe, a. on an abrupt area the fissure's filling material is redeposited on the surface due to the surface watercourse, b. on a shelving area the infiltrated water carries out the material dripping on the fissure's bottom, c. at small angle of slope the infiltrating water redeposits the filling's material in the karst's galleries through the bottom pipe, I. at the beginning of uncovering, II. at an advanced stage of material carrying.

Az alsó zónában a fekvőzet felszínének dőlése kisebb. Emiatt a hasadékköltések területére került csapadékvíz jelentős hányada beszivárog

anélkül, hogy a felszínen áramolna, ezért az alsó zóna kitöltött hasadékeinál a lejtőleemosás vagy teljesen hiányzik, vagy kisebb intenzitású, mint a felső zóna hasadékkitöltéseinek területein. A kitöltésen átszivárgó csapadékvíz a hasadéktalpig jut el, majd a talp felett szivárogva a hasadék kiékelődésénél éri el a felszínt (8.b. ábra). A talp felet szivárgó csapadékvíz a kitöltés anyagának egy részét elszállítja, álkarros barlangot kialakítva. (Az elszállított anyagot ott halmozza fel, ahol eléri a felszínt.) Álkarros barlangok alakulhatnak ki ott is, ahol a hasadéktalpon kialakult kürtőbe szállítódik a kitöltő üledék (8.c. ábra).

5. Következtetések

- a. Álkarros formák ismereteink szerint elsőként e munkában kerülnek bemutatásra. Valószínűleg nem túl gyakori előfordulásúak, miután kialakulásukhoz számos feltétel szükséges (megfelelő karros forma, e formák irányának és a hordozó térszín lejtésirányának egyezése, a fedőüledékek vastagsága és minősége stb.).
- b. Az álkarros formák és folyamatok nagymértékben hasonlóságot mutatnak a fedett karsztos formákkal és folyamatokkal. Részletesebb megismerésükkel a fedett magashegységi térszínnek formáiról megbízhatóbban eldönthető, hogy álkarros, vagy fedett karsztos eredetűek-e?
- c. Tanulmányozásukkal információkat kaphatunk a fedőüledék (talaj) lepusztulásának irányára, jellegére és mértékére vonatkozóan.

IRODALOM

- VERESS M. (1996): Fedett karsztosodás az Északi-Bakonyban - Kézirat, Szombathely (PhD disszertáció)
- CARTA GEOLOGICA DELLE TRE VENEZIE FOGLIO 37 BASSANO della Carta d'Italia al 100.000 edita dall' Istituto Geografico Militare di Firenze nel 1946.



A TALAJELBORÍTÁS HATÁSA A KARROS FORMAKINCS FEJLŐDÉSÉRE

SZUNYOGH GÁBOR

Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola, Természetföldrajzi Tanszék,
Szombathely, Károlyi G. tér 4.

Abstract: There were made a comparison between the karren forms of two territories. These were Totes Gebirge (developed without soil covering) and Altopiano di Vicenza karst highland (it can be found on woodland). Those processes were determined which cause complexity of karren forms, which were relatively simple earlier. The karren formations occupy an intermediate position between the characteristic rock surfaces above timber line in high mountains and karren processes under the soil in mountain of medium height woodland. The signs of karren processes, developing on rock surfaces, can be found in frequent canal network on the territory, rinnen sole sinks, karren rinnen hierarchic system, karren rinnen remains and meandering of rinnen in the limestone. The earlier developed karren forms were covered by thick soil during the timbering of territory. So the karst denudation can not be seen only in the stream lines, but it can be lateral, because the whole surface can contact continuously solution water. The basal acid of trees and other plants have main part in forming of karren forms: when rock pockets, holed rocks and rock bridges are established. Moss-grown parts can be seen in the rock pockets on rock surfaces exhumed from soil covering breaking up the bedrock.

Előzmények

A magashegységi karsztos kisformák képződésének vizsgálata témájú kutatási program 2. sz. alprogramja keretében feladatunk a különböző tengerszint feletti magasságokhoz ill. a hegyvidéki éghajlat különböző övezeteihez kapcsolható karros formakincs sajátos törvényszerűségeinek tanulmányozása (VERESS M. 1995, SZABÓ, L. 1995). Az elmúlt (1994–1998) években az ausztriai Totes Gebirge-hegységben az erdőhatár feletti területek ún. sziklakarros képződményeivel foglalkoztunk, 1998-ban viszont az Altopiano di Vicenza (Asiagói-fennsík) területén elkezdtük a talajjal elborított, beerdősült térszínek karros képződményeinek kutatását.

Magam arra a kérdésre kerestem a választ, hogy milyen hasonlóságok és különbségek mutatkoznak e két mintaterület karrformáiban, ill. milyen folyamatok hatására válnak összetettebbé, bonyolultabbá a kezdetben viszonylag egyszerűbb, elemi formákból álló képződmények, (azaz milyen fejlődési utat járnak be a sziklakarrok talajjal való elborításuk után). Ezt az összehasonlítást legszerencsésebben az Altopiano di Vicenza kutatókörzetének ún. III-as számú munkaterületén végezhetjük el, mert itt egy sűrű fenyőerdőben ugyanolyan jellegű karrvályú-hálózat volt felismerhető, mint amelyet a Totes-Gebirge talaj nélküli sziklafelszínén térképeztünk, morfomet-

riailag feldolgoztunk és genetikailag értelmeztünk (SZUNYOGH G.—LAKOTÁR K.—SZIGETI I. 1999).

Az alkalmazott vizsgálati módszerek

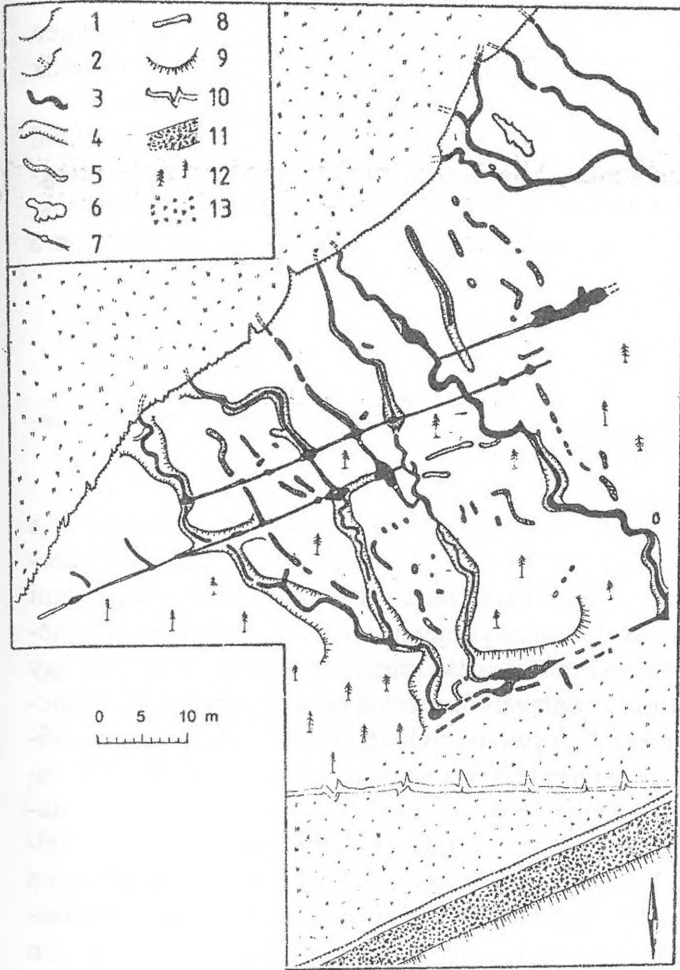
A karros képződmények kutatását egy igen részletes térképezéssel vezettük be (SZUNYOGH G. 1995), melynek geodéziai alapját néhány, a felmérendő területen kiépített (a munkálatok idejére állandósított) alappont helyzetének teodolittal történő meghatározása képezte. Ezen alappontokra támaszkodva mértük be a többi (nem fix) részletpontot. A mérésekkel egyidejűleg mind az alappontokat, mind a részletpontokat (megfelelő kicsinyítéssel) milliméterpapírra vittük fel, kialakítva ezáltal a készülő, 1:200-as léptékű térkép pontos vázát.

A geodéziai felmérést követően, a helyszínen, ún. mérőasztalos térképezési eljárással elkészítettük a karros formakincs síkrajzi térképét. Semmit sem bízunk a felmérési jegyzőkönyv megjegyzésein alapuló, utólagos "visszaemlékezésekre", hanem a térkép végleges pizkozati változatát már a terepen elkészítettük. Irodai munkára csak az említett milliméterpapír tartalmának tisztázása (pauszpapírra való átmásolása) maradt hátra. A rajzolás bázisát a geodéziai mérésekkel meghatározott (és a térképlepon feltüntetett) részletpontok szolgáltatták, melyeket mérőszalagos hosszúság- és az alappontokra támaszkodó iránymérések egészítettek ki.

E térkép a talajjal elborított karros formakincs morфомetriai analízisére, az erdőhatár feletti karrvályúk rendszerével való összehasonlításra és további (részletesebb) vizsgálatok helyszínének kiválasztására szolgál.

Vizsgálataink másik fő elemét néhány, talajjal már kitöltött karrvályú kibontása jelentette. A "ásatások" magukba foglalták a talajréteg ill. az alatta elhelyezkedő agyagos kitöltések eltávolítását, a mészkőfelszín letakarítását és a karros mélyedések felületét tagoló "mikroformák" feltárását. Mindezekkel egyidejűleg rendszeresen végeztünk szelvényezést, és a munkálatokat befejezve elkészítettük a feltárt karrvályú-részlet igen részletes (1:10 méretarányú) alaprajzát, hosszmetsetét és keresztshelvényeit. Végül 1:2 méretarányban "műszaki rajzokat" vettünk fel a talajelborítás hatására kialakult mikroformákról ("sziklazsebekről", "sziklafülekéről", "átjárókról", stb.). Az ásatások állását természetesen folyamatos fényképezéssel is dokumentáltuk. E kutatógödörök tanulmányozása lehetőséget nyújt a karros képződmények talaj alatti "továbbfejlődésének" értelmezésére.

A felmért terület általános jellemzése



1. ábra. Áttekintő térkép a vizsgált terület karros képződményeiről
 Jelmagyarázat: 1. tereplépcső, 2. forrásbarlang, 3. karrvályú, 4. csatornapere-
 rem, 5. eltemetődött karrvályú, 6. víznyelőakna, 7. tektonikus hasadék, 8. egyéb
 karros mélyedés, 9. rézsű, 10. térképmegszakítás vonala, 11. közút, 12. fenyő-
 erdő, 13. füves terület.

Figure 1: Clearly arranged map of karren formations at the examined territory
 Legend: 1. escarpment, 2. fountain cave, 3. rinnen, 4. boundary of canal, 5.
 buried rinnen, 6. ponor, 7. tectonic fissure, 8. other karren abyss, 9. slope, 10.
 line of map interruption, 11. road, 12. pine-forest, 13. grassy territory

vízvezető csatornákkal alkotott metszéspontjaikban 3—6 méter mély, szilva-
 mag-alakú víznyelő-kürtökké bővülnek. E víznyelők a korábban kialakult
 patakmedreket lefejezik, így a medrek a nyelők alsó (lejtő felőli) oldalán
 fejletlenebb állapotban (kisebb keresztmetszettel) folytatódnak.

A felvett térké-
 pet az 1. ábra mutatja.
 A területet északról
 egy 3—6 méter ma-
 gas, KÉK—NyDNy
 helyzetű, függőleges
 sziklafal (rétegfej) ha-
 tárolja. Lábánál átlag-
 osan 10 méterenként
 egy-egy forrásbarlang
 nyílik, melyekből pa-
 takmedrek vezetnek a
 tőlük légvonalban kb.
 50 méternyire elhe-
 lyezhető víznyelőkhöz.
 E medreket (a forrás-
 közeli 10 méter széles,
 részben sziklás, részben
 gyeptakaróval fedett
 területsávtól eltekint-
 ve) aljnövényzet bo-
 rítja, sziklás peremük
 csak néhol bukkan ki.
 Bizonyos szakaszai-
 kon azonban még
 egyértelműen kirajzo-
 lódik, hogy ezek ere-
 detileg a mészkőbe
 vésődött, meanderező
 karrvályúk voltak.

A területet 5
 méterenként KÉK—
 NyDNy irányú, füg-
 gőleges repedések ta-
 golják, melyek a víz-

A csatornarendszer legalsó víznyelősora széles, tágas "sziklautcát" képez, melynek déli (lejtésirányba eső) oldalán a csatornák még embrionális formában sem folytatódnak.

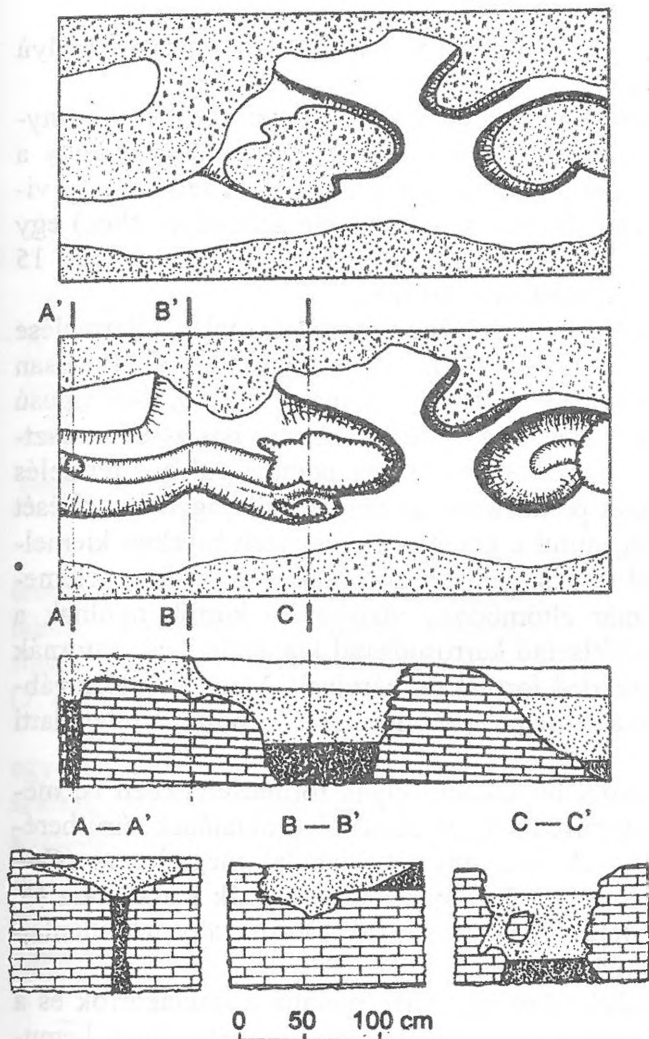
A patakmedrek közötti térszínnek aljnövényzettel borított talajrétegen sok helyen 0,4 - 0,8 méter mély kürtöcskék, ill. csatornaroncsok vehetők észre.

Az alsó víznyelősortól délre egy kb. 50 méter széles, gyeptakaróval borított, patakmeder-mentes terület következik, melyet újabb, szintén rétegfeként kipreparálódott tereplépcső zár le. Ennek tövében is nyílnak források, feltehetőleg azt a vizet szállítva a külszínre, mely a felső víznyelősorokon a mélybe szivárgott.

Megállapítások

Átmenet a magashegységek talajtakaró nélkül fejlődő és a beerdősült területek biogén eredetű karrosodása között

Az 1. ábrán bemutatott csatornahálózat fő vonásaiban megegyezik a Totes-Gebirge hegység réteglapjain kifejlődött karrványú-rendszer szerkezetével. Mindkettőre jellemző, hogy vízhálózat-sűrűségük olyan nagy, ami nem indokolható azzal a csapadékmennyiséggel, amely e viszonylag kisméretű területekre hullik. Ezt az ellentmondást totesi kutatásaink nyomán úgy oldottuk fel, hogy kimutattuk: e karrványúk nem a mészkő felszínén megjelenő kis patakocskák ("normális" folyóvölgyek fejlődési útját követő) kibővülésével jönnek létre (hiszen jelenlegi keresztmetszetük a ténylegesen elszállítandó vízmennyiség sokszorosának levezetését is lehetővé tenné), hanem víznyelő-kürtöcből kiindulva (gyakorlatilag "végleges" méretüket felvéve) hátrálással alakulnak ki. Bár az Altopiano di Vicenza III-as területén megfigyelt csatornarendszerben ugyan nem láthatók a karrványúk hátrálásának hipotézisét alátámasztó karros mikroformák, melyek a Totes Gebirgében nyilvánvalóak, de —feltételezésünk szerint— ennek oka abban keresendő, hogy azokat a megfigyelők elől jelenleg a talajelborítás elfedi. A szóban forgó csatornahálózatok hasonlósága arra enged következtetni, hogy az Altopiano di Vicenza III-as területének patakmedrei még akkor jöttek létre, amikor e terület nem volt elborítva talajjal, azaz szabad sziklafelszín alkottott. A csatornák sziklakarros jellegét támasztják alá jól fejlett meanderkanyarulataik is, amik kialakulása vastag talajréteg alatti, lassan szivárgó áramlással nehezen lennének magyarázhatóak. Ugyancsak a sziklakarros eredetre utalnak a csatornák közötti térszíneken található mélyedések (lyukak) és csatornaroncsok is, melyek a Totes-gebirgei formakincsnek szintén részét képezték.



2. ábra. A feltárt vályú a.) eredeti és b.) a talajkitöltés kibontása után mutatkozó arculatának térképe, valamint c.) hosszmetSZete és d.) keresztmetSZvényei
 Figure 2: The original (a) and the opened (b) map of opened rinnen, its longitudinal section and cross sections

csolható biogén eredetű karrosodás között. Alább röviden jellemezzük ezen átalakulás eredményeként megjelent főbb karrformákat.

Karrvályúk eltemetődése

A terület talajelborítása viszonylag vastag: a vályúkat sok helyen 80 - 100 centiméter mélységig tölti ki a gyökerekkel és elhalt növények maradványaival kevert üledékek. Ennek eredményeképpen a néhai karrvályúk szinte teljes felületük mentén érintkeznek az agresszív vízzel átítatott nedves földdel, ezért formakincsük fokozatosan kibővül a biogén eredetű karrosodás formaelemeivel: "közsebekkel", sziklafülekkel, sziklahidakkal és medencékkel.

Az Altopiano di Vicenza III-as területének éppen az adja az érdekességét, hogy karrvályúiban még mindkét fejlődési fázis formajegyei világosan felismerhetők, azaz éppen átmenetet képez a magas hegységek erdőhatár feletti területeire jellemző sziklakarros, és a beerdősült közép-hegységekhez kap-

A 2. ábrán bemutatjuk egy elfedett (de általunk kibontott) karrvályú formakincsének főbb elemeit.

A 2.a ábra az ásatásokat megelőző állapotot mutatja: a terület viszonylag jellegtelen sziklás—füves térszín. Semmiféle jel nem utal arra, hogy a gyeptakaró alatt hatalmas karrvályúk lennének eltemetve. A felszínt egy viszonylag egyenletes mészkőlap alkotja, melyhez (vele azonos szintben) egy füves terület kapcsolódik. A sziklafelszín egységét mindössze két, kb. 15 centiméter mély, benövényesült medence töri meg.

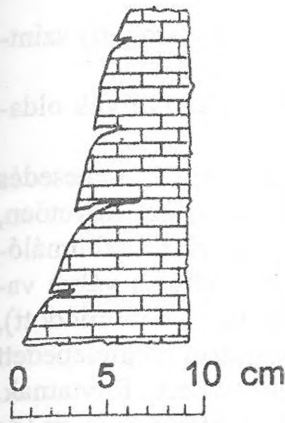
A 2.b. ábra a medencéket kitöltő fekete (rendzinás) talajt kitermelése utáni állapotot érzékelteti: az ásatások nyomán egy nagyon tipikus, átlagosan 1 méter széles, 40 - 80 centiméter mély, 3 - 4 méter hosszú, I-es típusú karrvályú tárult fel. Végül a 2. c. és 2. d. ábrák e csatorna hossz- és kereszt-szelvényeit szemléltetik. (A metszeteken világos pontozással a kitermelés előtti, eredeti talajréteget, sötét pontozással az érintetlenül hagyott kitöltését jelöltük). Mind az alaprajzon, mind a kereszt- és hosszszelvényeken kiemelkedik, hogy a vályú talpából (a sziklakarros csatornák gyakori formaelemeként mutatkozó, de mára már eltömődött) vízlevezető kürtők nyúlnak a mélybe. Ugyancsak a szabad felszínű karrosodással kialakuló I-es csatornák jellemzői, hogy tálszerű, kerekded formákkal zárulnak. Megtalálható továbbá az ún. II-es csatorna nyoma is, de peremét már kissé "elkente" a talaj alatti korrózió.

A feltárt karrvályú viszont bővelkedik olyan formaelemekben is, melyek a sziklakarrokra nem jellemzőek. Ilyen pl. a vályú oldalának sűrű beresződése: un. zsebesedése (A—A' szelvény); sziklahidak megjelenése (C—C' metszet); sziklafülek kioldódása (7. ábra); lyukas sziklák kialakulása (8. ábra); és az eredetileg egyenletes lejtésű vízvezető csatorna talpának ellenlejtők megjelenéséhez vezető kigödrösödése.

A szóban forgó karrvályú tehát egyszerre mutatja a sziklakarrok és a biogén eredetű (gyökér-) karrok formakincsét. Alább részletesebben bemutatjuk ezeket a kisformákat.

Karrvályúk "zsebesedése"

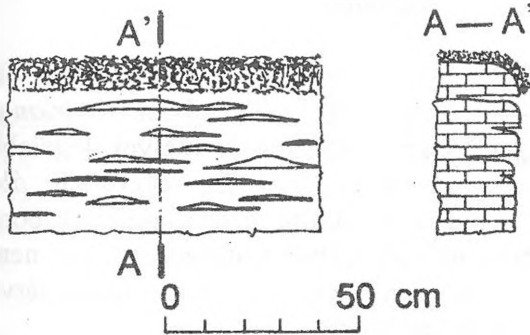
Ott, ahol talaj töltötte ki a csatornákat, közel vízszintes helyzetű zsebek jelentek meg, teljesen felaprózva a kőzetoldalt. E zsebek azonban nem a szálkő elválási felületei mentén alakultak ki, hanem véletlenszerűen, kívülről befelé haladva fűrészlődtek a sziklába. A zsebeket vagy gyökérral—hajszálygyökerekkel átjárt talaj, vagy (a jelenlegi üledékszint feletti zsebek esetében) moha tölti ki.



3. ábra. Az oldásos zsebek általános jellemzői
 Figure 3: General characteristics of solution pockets

A zsebeket képező kis üregek befelé emelkednek. Talpfelületük a vályúk oldalához egyenletes átmenettel (ívesen), főtéjük viszont éles sarkokkal kapcsolódik (3. ábra).

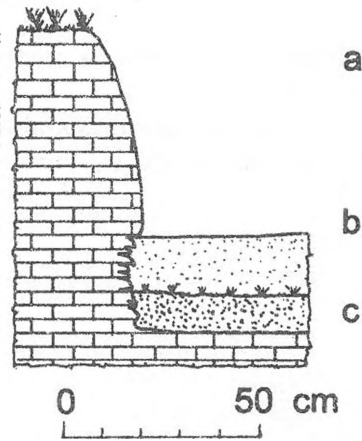
A zsebek közötti kőzetrészek nem egy esetben oly mértékben körbefürészlődtek, hogy folytonos kapcsolatuk a szálkőzettel megszakadt, és ennek következtében kiemelhetők. Az ilyen (a kőzetdarabokat a szálkőzettől elválasztó) rések minden esetben ki vannak töltve mohával.



5. ábra. Az oldásos zsebek elhelyezkedése egy karvályú oldala mentén
 Figure 5: The solution pockets by the side of rinnen

intenzív zsebesedés nyomai láthatók.

Azt a tényt, hogy a zsebesedés nem elválási felületek mentén történik bizonyítja, hogy a zsebek különböző szintekben vannak, azaz nem kötődnek



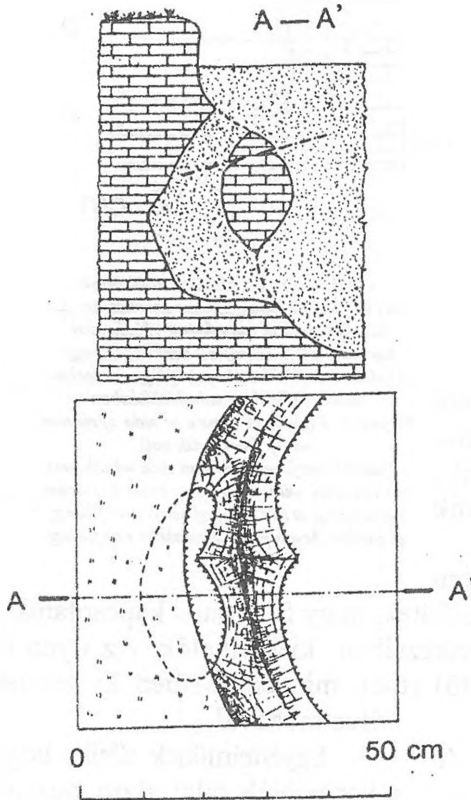
4. ábra. Talajjal részben kitöltődött karvályú oldalának tipikus szerkezete: a.: talajjal soha el nem fedett vályúoldal karrosodott felülete; b.: zsebesedés egy hajdani talajkitöltődés szintjéig; c.: zsebesedés a jelenlegi talajkitöltésben

Figure 4: Typical structure of side of rinnen partly filled with soil
 a: karren surface of rinnen side which was not covered with soil in any time, b: pocket developing at the level of early soil filling, c: pocket developing in present soil filling

Egyértelműnek tűnik, hogy a karvályúk talaj alatti pusztulása e "zsebesedés" által előkészített horizontális aprózódás következménye (4. ábra). Ezzel magyarázható a vizsgált terület ENY-felől határoló tereplépcső felületének különös szerkezete: a sziklafal felül éles peremű lejtőkarral csatornákkal viszonylag egyenletesre van kimunkálva, míg az alsó, mintegy 1 méter magas szakaszán

ugyanahhoz a (valamely, a mészkő rétegzettsége által meghatározott) szinthez (5. ábra).

Zsebesedés a csatornák alján is igen aktív: hatására a karrványúk oldalában mély beöblösödések támadnak.



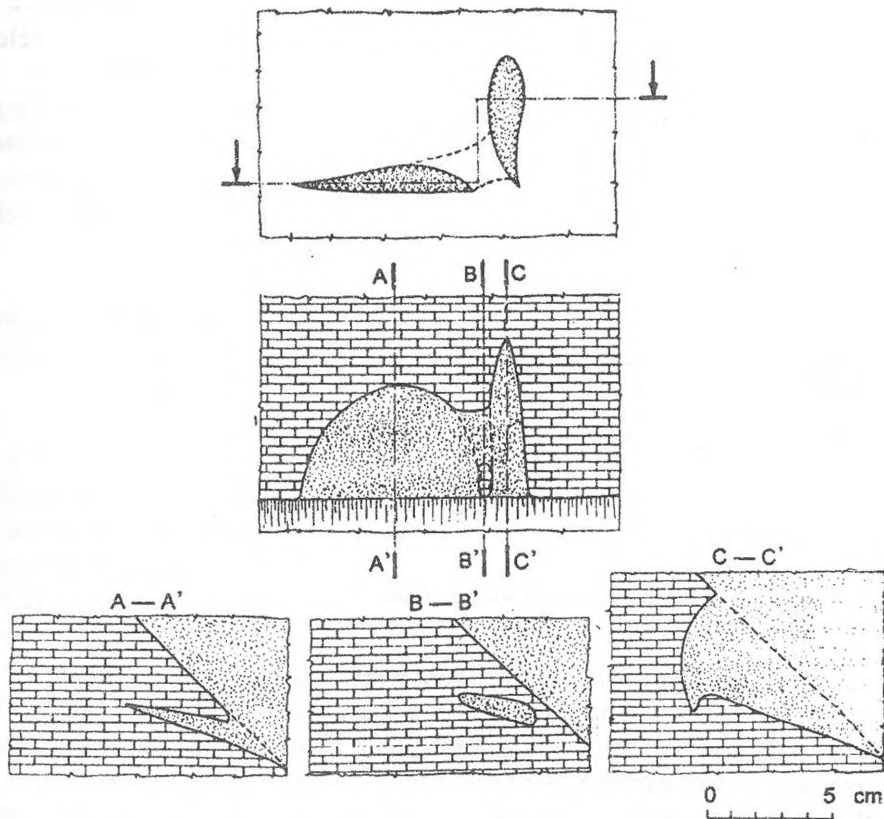
6. ábra. Egy tipikus sziklafül alaprajza és keresztmetszele
 Figure 6: Ground-plan and cross section of typical rock ear

Úgy tűnik, hogy a zsebesedés folyamata nem áll le azt követően, hogy a vályú egy része exhumálódott (azaz a talajkitöltés a vályú valamely szakaszából kihordódott), mert belső sarkaikban megtelepedett mohák intenzív oldást folytatnak. Emiatt a jelenlegi talajszint felett (de a fosszilis elborítás szintje alatt) a vályúk oldalát egymás felett 2-4 centiméterre, 10-30 centiméter hosszú, mély zsebek tagolják.

A karrványúkat kitöltő üledék alsó, humuszban szegény, agyagos rétege már kevésbé hatékony a zsebek kialakítása szempontjából. Az eredeti vályúk alakjának átdolgozása azonban itt sem marad el, csupán más formák, nevezetesen sziklafülek válnak uralkodóbbá.

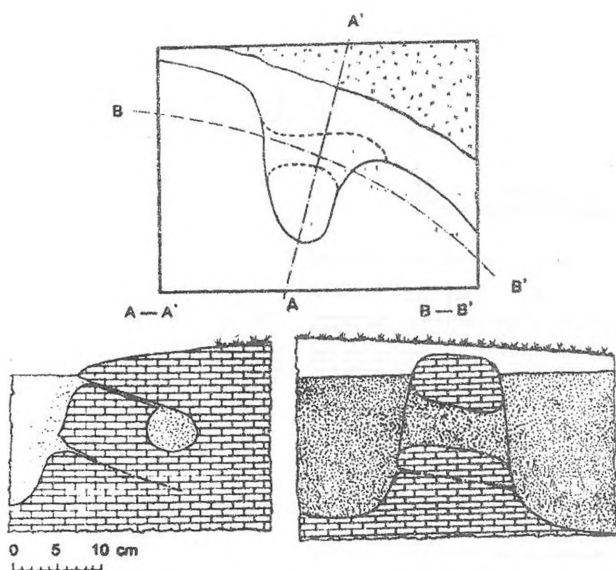
Sziklafülek

A sziklafülek a karrványúk oldalába mélyedő olyan "barlangszerű" üregecskék, melyek legalább két bejáratral rendelkeznek (6. ábra). Kizárólag a talajkitöltés kibontása után fedezhetők fel: talajelborítás nélküli szabad sziklafelszíneken nem mutatkoznak. Üregeik kivétel nélkül, minden esetben sűrűn át vannak járva gyökerekkel, melyek e lyukak oldalának feszülnek.



7. ábra. Sziklazsebek összenövésével származtatható füles szikla
 Figure 7: Eared rock developed with interlacing of rock pockets

A sziklafülek alakja több csoportba sorolható. Az egyik csoport tagjai befelé szűkülő rések egybeszakadásaként állnak elő, feltehetőleg sziklazsebek összenövéseként (7. ábra). Hosszmetszetük kevéssé lapult ellipszishez vagy körhöz hasonlít, de keresztmetszetük viszonylag keskeny. Másik csoportba a "lyukas sziklák" tartoznak, melyek valamely sziklataraj vagy kőboroda átfúródásával alakultak ki. A 8. ábrán bemutatott példa alapján sejthető, hogy a sziklabordát beréselő repedés belsejében meglepedett valamely növény hajszálgököre, melynek gyökérsavai a gyökérszál, mint szimmetria-tengely körül hengerszimmetrikusan korrodálták a kőzetet. Végül előfordulnak a mészkőbe mélyülő gömb- vagy ellipszoidsüveg alakú üregek is, melyek belsejéből (egy kicsiny kőzetpillért meghagyva) összeköttetés nyílik a sziklafal valamely közeli felszíni pontjához. E félgömbök vagy ellipszoidok középpontja a kőzet belsejébe esik, így peremük "áthajló".



8. ábra. Sziklaborda átfúrásával előálló sziklafül
 Figure 8: Eared rock developed with perforation of rock rib

kibontás előtti helyzetét. Észrevehető, hogy míg a talajszint felett a vályú metszete a szabályos (függőleges, ill. a kanyarulatok külső oldalában kissé aláhajló falakkal határolt), addig a talajszint alatt azonban kontúrvonala szabálytalanná válik: mélyen benyúló zsebek, üstök, tereplécsők, közhidak tagolják. E kisformák megtörik a csatorna talpának monoton lejtését (lefolyástalan mélyedéseket, ellenlejtőket képeznek), azaz akadályozzák a víz folyamatos levezetődését. Létrejöttük tehát nem történhetett e karrvályú aktív vízvezetési időszakában, hanem csak utólag, a talajelborítást követően. Megállapítható tehát, hogy a szabad felszínű (abiogén) és a talaj alatti (biogén) karrosodás formakincse egymásra épülve alakítják ki a jelenlegi, viszonylag összetett formaegyüttest.

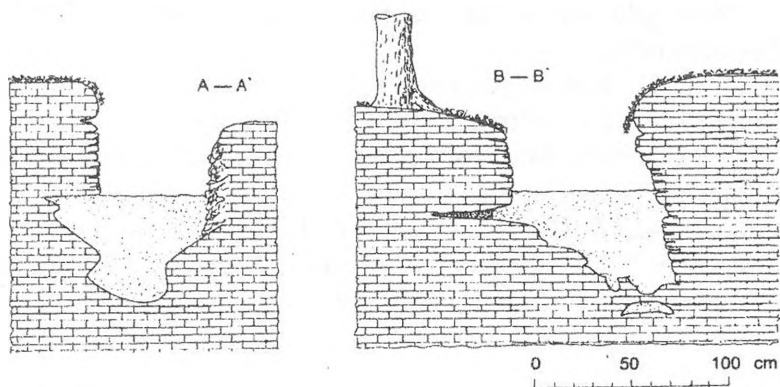
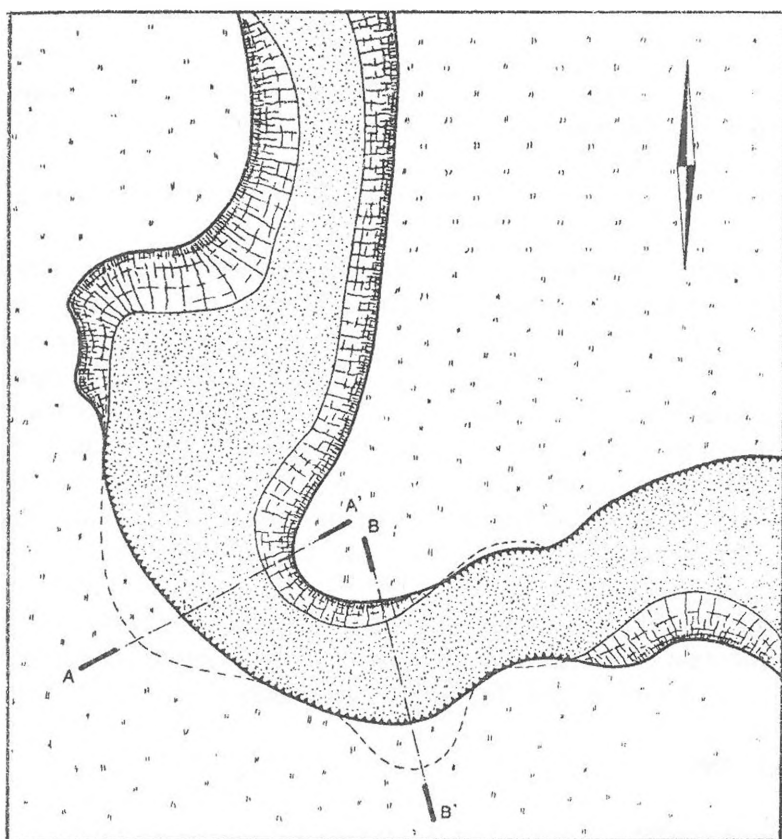
Összefoglalás

A vizsgált terület karros képződményei fejlődési állapotukat illetően átmenetet képeznek a magas hegységek erdőhatár feletti terüeteire jellemző sziklafelszíni-, és a beerdősült középhegységekhez kapcsolható biogén karrosodás között.

A sziklafülek kialakulása — véleményem szerint — igen szorosan összefügg a gyökérzet jelenlétével, azaz tipikus gyökérkamos képződményeknek tekinthetők.

A karrvályúk medrének átdolgozódása (mélyedések, sziklahidak)

A 9. ábrán a vizsgált területet harántoló patakmedrek egyikének meander-részlete látható. Itt is pontozással jelöltük a talajjal kitöltött terület



9. ábra. Talaj alatti karrosodással átdolgozott sziklakarros eredetű karrvályú formákin-
cse

Figure 9: Karren rinnen formation origin from rock karren developed with karren process
under the soil

A sziklafelszíni eredetű karrosodás nyomai a terület sűrűn lefedő csatornahálózatban, a vályutalp-víznyelőkben, a karrvályúk hierarchikus

rendszerének még több helyen felismerhető (I-es és II-es típusú) összetevőiben, a karrvályú-roncsokban, a mészkőbe vésődött medrek meanderezésében ismerhető fel. E formaelemek kialakulása határozott, egymástól elkülönülő, lineráris vízfolyásokhoz kötődik. Feltételezhető tehát, hogy a szóbanforgó terület korábban talajnélküli, szabad sziklafelszín lehetett, akár a jelenlegi növényzethatár feletti karsztos térszinek.

A terület benövényesülése—beerdősülése során a korábban kialakult karrformákat vastag talajtakaró borította el, lehetővé téve, hogy a karsztos lepusztulás (mértékadóan) ne csak a vízfolyások vonalaira korlátozódjon, hanem laterálissá váljon azáltal, hogy teljes felülete (még a függőleges és áthajló vályúoldalak is) folyamatosan érintkezhetnek oldóképes vízzel. A karros formakincs alakításában központi szerepet kaptak a fák és egyéb növények gyökérsavai, melyek sziklazsebeket, lyukas sziklákat, kőzethidakat hoztak létre. A talajelborítás alól exhumálódott sziklafelszíneken pedig a sziklazsebekben mohák telepedtek meg, mélyen beréselve—felaprózva a szálkövet.

Vizsgálataink jelentősége abban áll, hogy sikerült "tetten érni" az említett fejlődéstani átmenetet, és a konkrét formaelemek dokumentálásával adalékot szolgáltatni a karsztfejlődés törvényszerűségeinek megismeréséhez.

IRODALOM

VERESS M. (1995): Karros folyamatok és formák rendszerezésének szempontjai a Totes-gebirgei példák alapján. *Karsztfejlődés I.* (Totes Gebirge karrjai) Szombathely, p. 7-31

SZABÓ L. (1995): Karrvályúrendszerek térképezése a Totes-hegységben. *Karsztfejlődés I.* (Totes Gebirge karrjai) Szombathely, p. 61-71

SZUNYOGH G. (1995): Mészkőfelszínnek kisformáinak grafikus ábrázolása. *Karsztfejlődés I.* (Totes Gebirge karrjai) Szombathely, p. 41-61

SZUNYOGH G.—LAKOTÁR K.—SZIGETI I. (1999): Nagy területet lefedő karrvályúrendszer struktúrájának elemzése— *Karsztfejlődés II.* (A Totes Gebirge karrjai). Szombathely, p. 125-149

A BARADLA BARLANGI KARRJAINAK MORFOLÓGIAI VIZSGÁLATA

GRUBER PÉTER

Aggteleki Nemzeti Park, Jósvafő, 3758 Tengerszem oldal 1.

Abstract: Karren generally occur mainly on the ground surface but it can be met inside the caves as well. The author carried out his study these formations in the Baradla Cave, Hungary. Various solution forms were studied and were classified according to their morphology: fingertritt karren, solution scallops, wallkarren, rillenkarren, meanderkarren, pseudo meanderkarren, roof karren. The underground clint formation requires special conditions. The most important of them is that water should remain solvent or has to become solvent again. The quantity of the solvent getting underground depends on the tectonic disturbance of the given area. Clint formation also requires large enough surfaces, so the solvent can have the proper solving effect. Such clint forms can develop on the surface of bedding planes. In the case of some clint forms the dip angle is crucial. This is the feature that determines in what way and with pace the solvent will flow on the surface. All these characteristics will influence the process of clint formation and will determine what type of clint forms will developed.

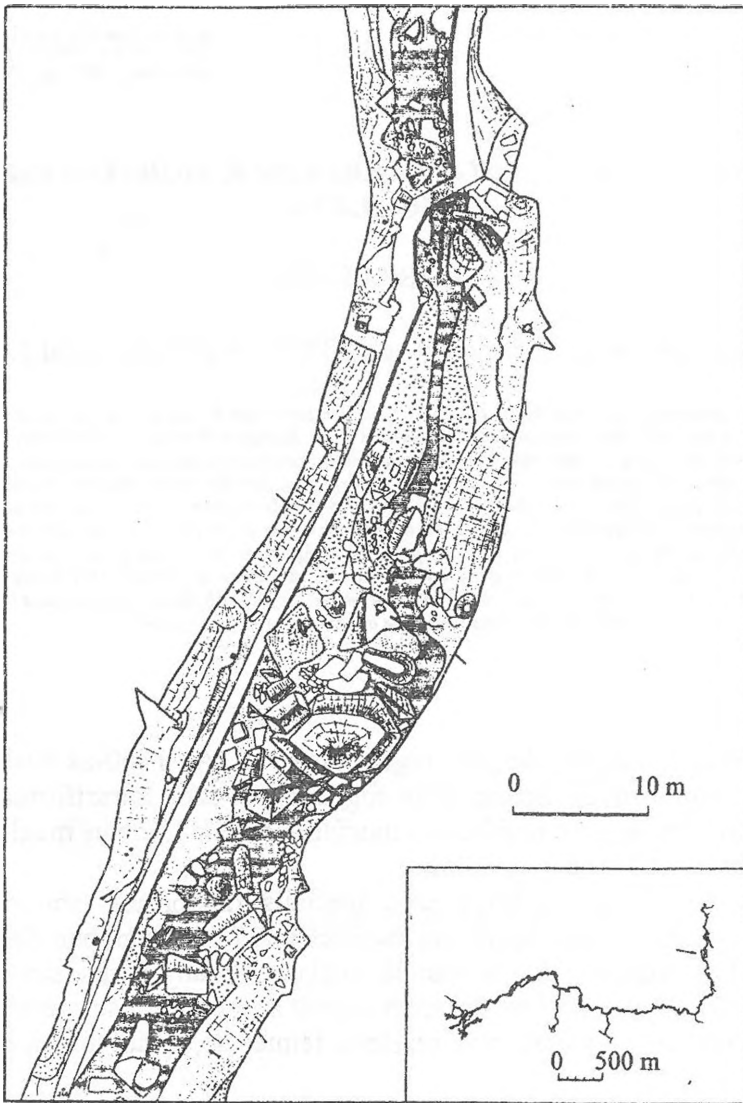
1. Bevezetés

A felszíni karrformák már régóta ismertek. Az 1700-as évektől dolgozatok és tanulmányok hosszú sora foglalkozott ezen karsztformákkal. A barlangi karrformák genetikájáról és morfológiájáról azonban meglehetősen kevés tanulmány áll rendelkezésünkre.

Munkám célja az, hogy ezen speciális karrformák ismeretéhez új adatokat szolgáltatthassak. Megfigyeléseimet számos barlangban folytattam. Átfogó, feltáró vizsgálatokat a Baradla barlang néhány szakaszán (1, 2, 3. ábra) végeztem. Vizsgálati módszerem alapját a terepbejárások és megfigyelések képezték, amit a karrformák részletes felemérése, feldolgozása és tipizálása követett.

2. A karrokról általában

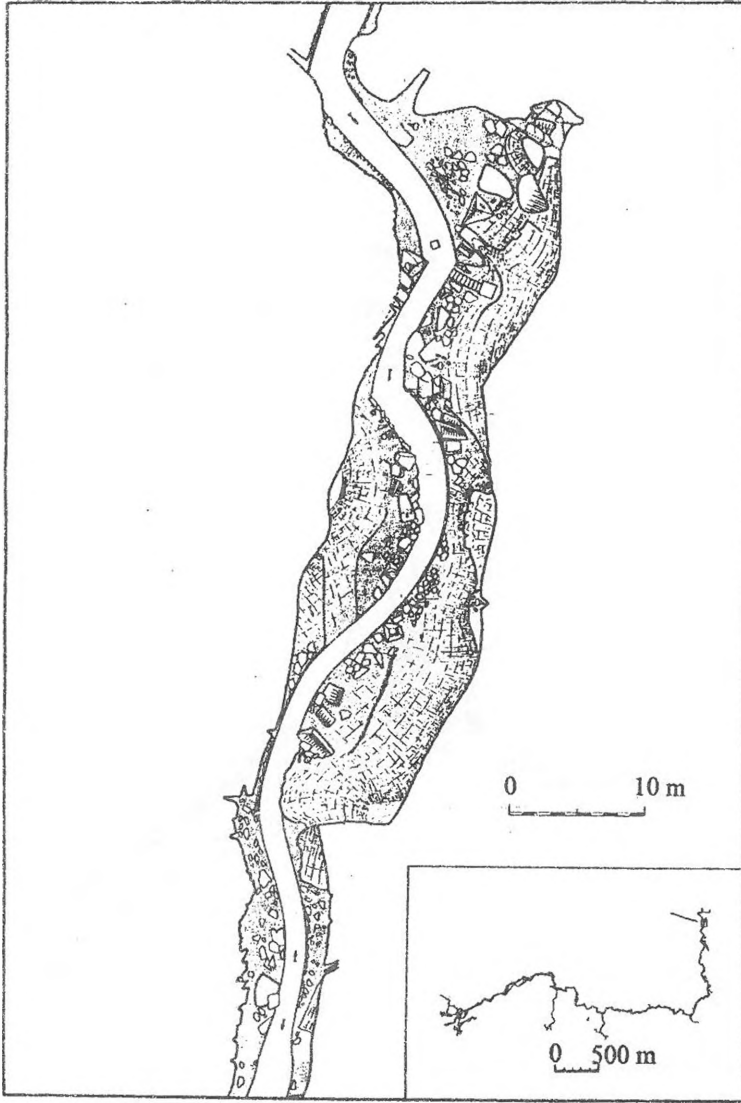
A karrok a karsztok mikroformái. Képződési folyamatuk a karrosodás, amely kopár vagy gyér növényzettel borított mészkő, ritkábban dolomit felszín pusztulási folyamata, a felszíni vizeknek legtöbb esetben a kőzet repedései mentén, de néha csak egy-egy ponton kifejtett oldódhatása (VENKOVICS I., 1960). Szinte minden nagyobb karsztformának megvan a maga miniatűr változata karr formájában. Az általánosan elterjedt felfogás szerint ezek a formák talaj alatti és talaj nélküli térszíneken egyaránt létre



1. ábra: A Boltíves köhid környéke
 Fig. 1. Surrounding of the "Boltíves köhid"

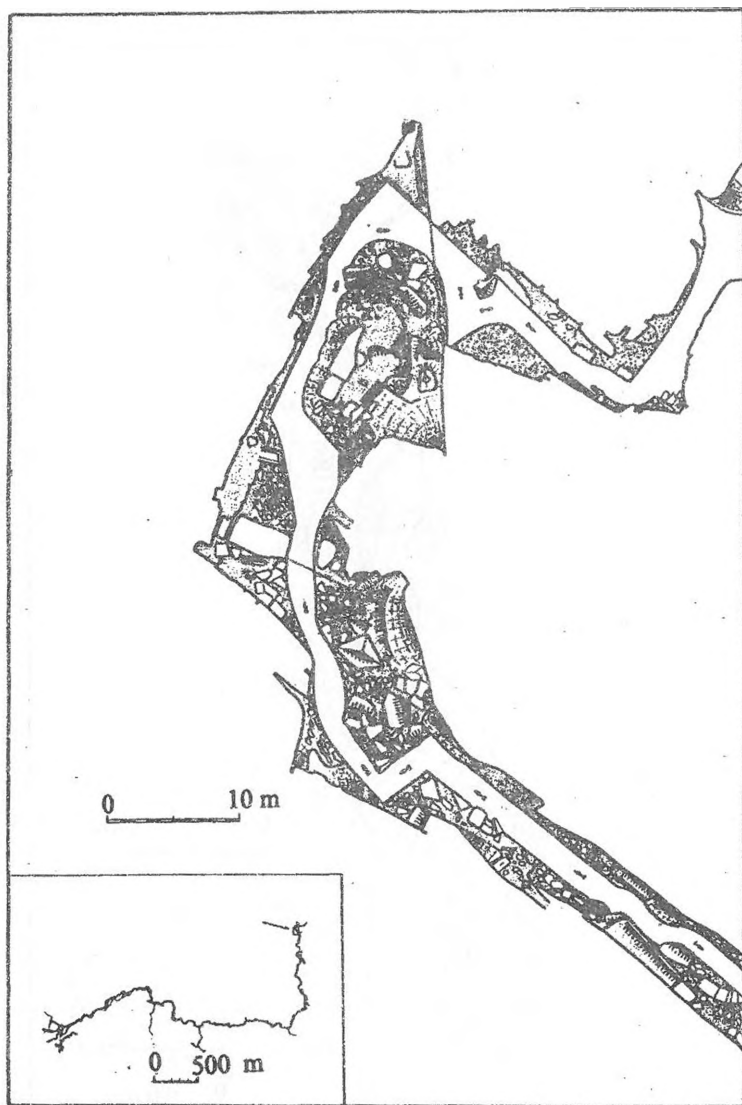
jöhetnek. Kialakulásukban nemcsak a szénsav, hanem egyéb szerves eredetű savak is fontos szerepet játszanak (JAKUCS P., 1956).

A felszíni karrók típusát, fejlődését nagy mértékben befolyásolja a kőzetminőség, a terület tektonikája. A legfontosabb tényező az oldószer mennyisége és minősége (VERESS M., 1998), továbbá a karrformák környezetében található talajtakaró. A talaj jelenléte megnöveli az oldóképességet a



2.. ábra: Vetődésses terem
Fig. 2. Hall with faults

CO₂ szolgáltatása által. Ezen tényezők együttesen alakítják ki a felszíni karrformákat.



3. ábra: „Médvekarmok” terme
Fig. 3. „Bear claws” hall

3. A barlangi karr

A felszíni karrformákhoz hasonló oldódási formákkal találkozhatunk a barlangokban is. Kialakulásuk kizárólag a szénsavhoz köthető, egyéb szerves eredetű, a felszínről származó sav jelenléte kizárható, illetve elhanyagolható. A barlangi oldásformákat a felszínről a mélybe szivárgó vizek oldó

hatása hozza létre. Ezen oldási típusokat morfológiájuk és keletkezésük alapján karroknak nevezhetjük.

Az egyes karrtípusok kialakulását és fejlődését is, a felszíni karrokhoz hasonlóan nagymértékben befolyásolja a kőzetminőség, illetve a tektonika. A karrosodás során felületi oldás hatására keletkeznek a formák. A barlangokban is megvannak a szükséges felületek az oldódási folyamatok számára.

A nagymértékű morfológiai hasonlóságok alapján a barlangi karrformákat a felszíni karrnevezéktan alapján lehet tipizálni.

A barlangi karrok vizsgálata igen sok nehézséget rejt magába. Sokszor gondot okoz az erózió által kialakított formák és az oldódással keletkezett karrformák elkülönítése.

4. A barlangi karrosodás okai

A felszínről beszivárgó csapadékvíz a repedések mentén a mélybe vezetődik. A hagyományos felfogás szerint a külszínre hulló csapadék a mészkő repedésein átszivárogva néhány méteres út megtétele után telítetté válik (ZÁMBÓ L., 1987), és áramlása során "legközelebb" csak a karsztvízszintet elérve, a keveredési korrózió hatására válik ismét agresszívvé. Az említett, oldó hatást kifejtő beszivárgások azonban a járat talpszintje felett korrodálják a kőzetet, tehát valamilyen oknál fogva már a karsztvízszint elérését megelőzőleg is oldóképessé válnak (SZUNYOGH G., 1995).

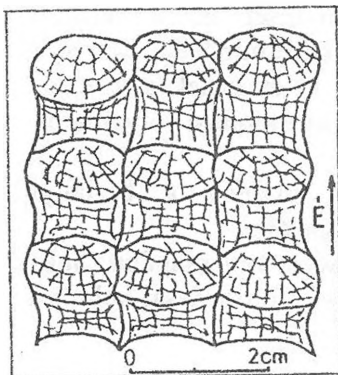
Elvileg a megnövekedett oldóhatásnak az alábbi okai lehetnek.

Markáns törések, repedések mentén nagy mennyiségű oldószer vezetődik el a föld alá. Ha a hézag kellően nagy a repedés, illetve törés mentén, akkor a víz gyorsan szivárog lefelé. A gyors mozgás következtében nincsen kellő ideje az oldószernak, hogy telítődjön és így elveszítse oldóképességét. Tehát amikor megjelenik a barlangban, még oldóképes állapotban van. Ha ezeken a helyeken a tektonikai mozgások következtében szabad kőzetfelszín vagy réteglap található, akkor azon az oldószer végigfolyva kifejti oldó hatását és beindulhat a karrosodás folyamata.

Bonyolultabb a karrosodásnak az az esete, amikor telített oldat válik ismét oldóképessé. Ez akkor következhet be, ha a telített oldatból kiválik a mészanyag. Ekkor újra képes lesz széndioxid adszorpcióra, melynek hatására ismét oldóképes állapotba kerül. Ehhez azonban az szükséges, hogy rendelkezésre álljon széndioxid a barlang levegőjében.

A kőzetben lefelé szivárgó oldószer hamar telítődik. Mozgása során elér egy olyan helyet ahol más koncentrációjú oldószer található. A keverék oldat ismét képes lesz az oldásra.

5. A Baradla-barlang karrjai

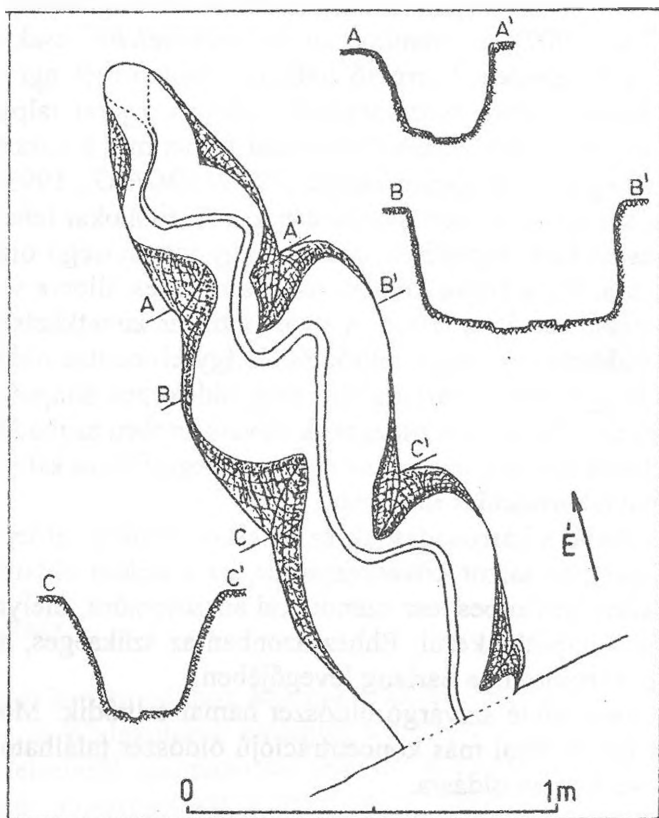


4. ábra: Ujjbegykarr
Fig. 4. Finger-tip clints

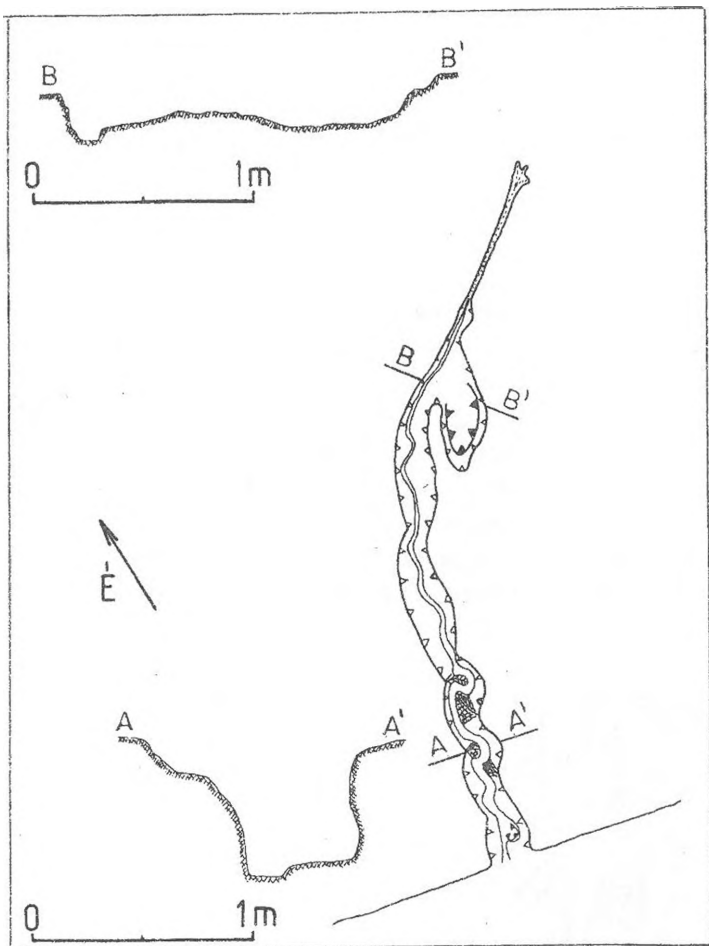
A legjobban kifejlődött karrok a Baradla-barlang vetődéssel kialakult részein figyelhetők meg, például a Vetődéses teremben, a Boltíves kőhíd kövein és a „Međvekarmoknál” (1, 2, 3. ábrák) illetve az azt követő járatok oldalfalán és az itt felszínre bukkanó réteglapok mentén. A barlang ezen részén kiválásos formákkal nem, vagy csak alig találkozhatunk. Az ide érkező vizek gyorsan mozognak a törések és a vetők mentén, nem telítődnek és így megőrzik oldóképességüket.

Előfordulhat, hogy a karrformák közvetlenül kiválások szomszédságában találhatók.

Valószínű, hogy ezen helyeken különböző töménységű oldatok keveredése okozza azt, hogy helyileg visszanyeri az oldat oldó hatását.



5. ábra: Meanderező karrvályú
Fig. 5. Meander clints



6. ábra: Álmeanderkarr
Fig. 6. Pseudomeander clints

A Baradla-barlang általam vizsgált részein az alábbi karr típusok különíthetők el.

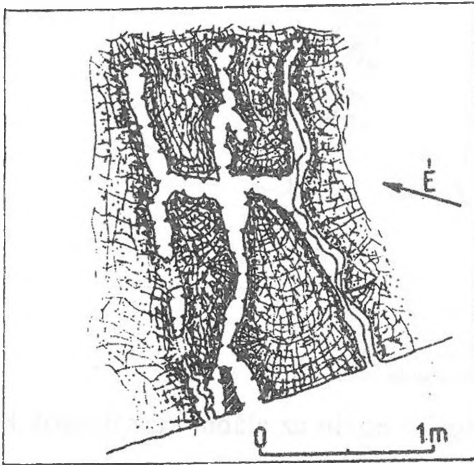
-Ujjbegykarr: függőleges, vagy áthajló sziklafalakon kialakuló ujjbegyszerű bemélyedések (4. ábra). A Baradla-barlangban a számuk igen kicsi. Megfigyelhetők az ujjbegykarrok irányultsága is, hosszabbik tengelyük lefelé irányuló.

- Oldásos kagylók: Az ujjbegykarr alatti zónában figyelhetők meg. Kagylóhéjszerű formák. Hasonlítanak az áramlási kagylókra, amelyek erózió során keletkeznek. Az oldásos kagylók azonban olyan részeken találhatóak, ahol az áramlási kagyló keletkezése kizárható, mivel itt nem az erózió alakította ki a járatot, hanem tektonikai mozgások hatására keletkezett. Ezen formák is rendelkeznek irányultsággal, amely megegyezik az ujjbegykarroknál megfigyelhető irányultsággal.

- Falikarr: Számos helyen találkozhatunk e formákkal. Fügőleges, vagy közel függőleges réteglapokon alakulnak ki, sűrűségük nagy. Hosszú és egyenes lefutásúak, gyakran szétágaznak, majd újból egymásba kapcsolódnak.

- Karrvályú: Általában a falikarrok alatti felületeken figyelhetők meg. Többnyire rövidek, illetve kis méretűek. Nem jellemző a nagy vályúk, vagy összetett vályúk kialakulása. Csak néhány helyen találkozhatunk olyan vályúkkal, amelyekben kisebb vályúk képződtek (5. ábra). A karrcsatornák között elkülöníthetők igazi meanderezésűek és álmeanderezésű képződmények.

- Meanderkarr: Néhány helyen megfigyelhető a karrcsatornák meanderezése. Az igazi meanderezés abban különbözik az egyszerű kanyargástól, hogy felismerhető rajta a kanyarulat-lesiklás jelensége (VERESS M. 1998), azaz mélyebb szinteken a kanyarulatok a magasabb szintekhez képest eltolva helyezkednek el (SZUNYOGH G.-LAKOTÁR K.-SZIGETI I., 1998). Mivel a karrvályúk gyengén fejlettek, ezért a rajtuk kialakuló meanderek, szintén rövidek és fejletlenek, a hurkok száma kicsi (6. ábra).



7. ábra: Réteglapos térszín karrvályúkkal
Fig. 7. Bedding planes with clins' channels

- Álmeanderkarr: Akkor, ha a vályú irányváltozásának helyein hiányzik a kanyarulatlesiklás a kanyargás álmeanderezés (VERESS M., 1998). A barlangi meanderkarroknál nagyobb számban található ezen formák, de ezek sem gyakoriak (7. ábra). A kialakuló álmeanderezésnek sok esetben mikrotektonikai oka van.

- Főtekarr: A Béke-barlang néhány szakaszán a főte szokatlan mintázatú, mert felületét -feltehetőleg korróziós folyamatok- felszabdalták (SZUNYOGH G., 1995). Ilyen formákat a Baradla-barlang főtején is megfigyelhetünk.

6. Összefoglalás

Vizsgáltam a Baradla-barlangban található karrformákat. A barlangból az alábbi barlangi karrformákat különítettem el: ujjbegykarr, oldásos kagyló, falikarr, karrcsatorna, meanderkarr, álmeanderkarr és főtekarr.

IRODALOM

- JAKUCS P.* (1956): Karrosodás és növényzet - Földrajzi közlemények pp. 241-248
- SZUNYOGH G.* (1995): A Béke-barlang szpeleológiai értékeinek áttekintése és értékelése egy átfogó tudományos feldolgozás érdekében - Kézirat 1995.pp.37-56
- SZUNYOGH G.-LAKOTÁR K.-SZIGETI I.* (1998): Nagy területet lefedő karrvályúrendszer struktúrájának elemzése - Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai) - BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 125-148.
- VENKOVICS I.* (1960): Karsztnevezéktani vita - Karszt és Barlangkutatás, I. évf., pp. 67
- VERESS M.*(1998): Karrmeanderek - Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai) - BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 1998.pp.35-58.
- ZÁMBÓ L.* (1987): A beszivárgó víz oldóképességének alakulása a talaj és a karsztosodó kőzet határfelületén - Oktatási Intézmények Karszt- és Barlang Kutató Tevékenysége II. Orsz. Tud. Konf., Szombathely, pp. 13-19



FELSZÍNI KARSZTFORMÁK A BIR AL GHANAM-I (LÍBIA) GIPSZKARSZTON

SZABLYÁR PÉTER

Szinlő Kft., 3758 Jósvafő, Dózsa Gy. u. 3.

Abstract: In the foreground of Nefusa Mountains in Tripolitania of Lybia close to Bir al Ghanam one can find a gypsum karst having specific aspects formed in a gypsum conglomerate. Its formation and continuance is due to the fortunate "conjunction" of extreme conditions favouring the karst-formation (well soluble rocks, tectonic preformation, relatively low temperatures, scarce rainfall, significant level differences of relief). The writer introduces the surface (macro) formations as well as the (transient) passages between the surface and the cavities based on the photographs made at the locality in 1981.

A sivatagi gipszkarszt kialakulását meghatározó tényezők

Földtani felépítés

A terület földtani felépítését, karsztjának felismerését és leírását KÓSA A. (1980, 1981, 1986) ismertette (1. ábra).

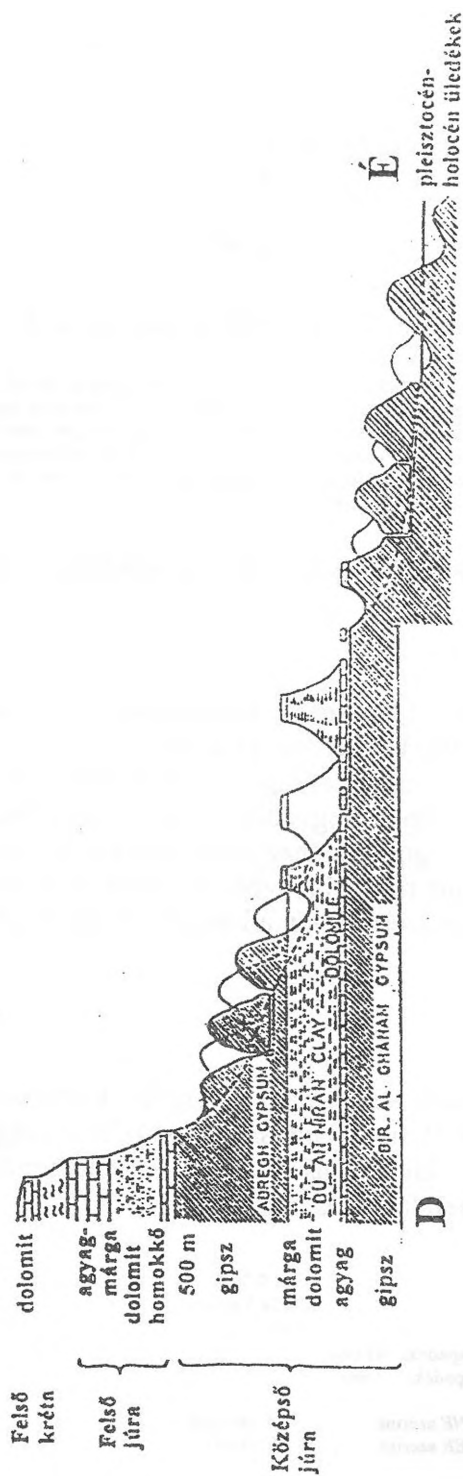
A helyenként 400 m vastagságot is elérő középső júra korú gipsz könnyen oldódik, mégis képes megvédeni a nála gyorsabban pusztuló agyagos összlet alakzatait. A gipsznél nagyságrendekkel nehezebben oldódó – relatíve vékony – dolomit réteg, bár védi az alatta lévő rétegeket (dolomit platók), mégis különleges szerepe van a lepusztulás barlangképző folyamataiban.

Éghajlat

A terület a Földközi-tenger parti síkságából kiemelkedő – 800 m magasságot is elérő - Jabal Nefusa (Nefusa-hegység) és a mögötte fokozatosan D-i irányba lejtő Szahara klimatikus hatásainak eredőjében kialakult zónában fekszik. Klímájának fő jellemzői az alábbiak:

| | |
|------------------------------|----------------|
| Évi középhőmérséklet | 21,9 °C |
| Évi csapadék átlag: | 134,5 mm |
| Esős napok száma: | 55 |
| 10 mm-nél kevesebb csapadék: | 42 nap; |
| 30 mm-nél nagyobb csapadék: | 3 nap |
| Ariditási index: | |
| A. MARTONNE szerint: | 2,4 (sivatagi) |
| B. EMBERGER szerint: | 15 (arid) |

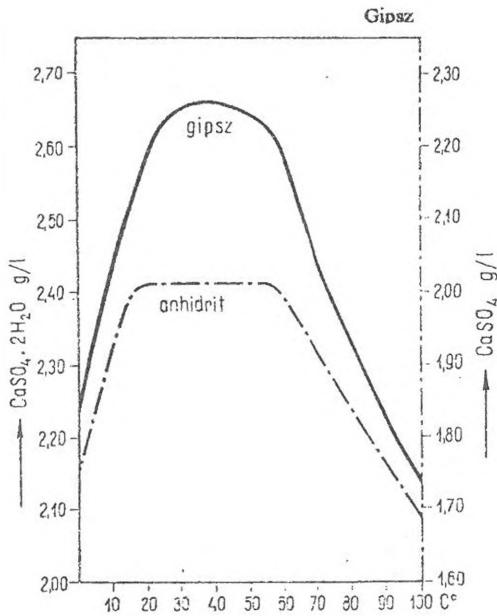
NEFUSA
800 m



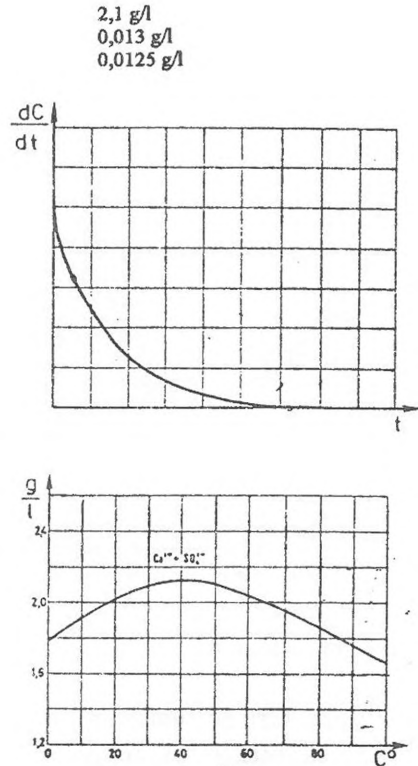
I. ábra A terület földtani felépítése
Figure 1.: Geological structure of the area

A kőzetek oldhatósági viszonyai

25 °C-on az alábbi oldhatósági értékek jellemzőek:



2. ábra: Gipsz és anhidrit tiszta vízbeni oldékonyságának hőmérséklet függése (JAKUCS L. 1971)
 Figure 2: Solubility vs. temperature Characteristics of gypsum and anhydrite (L. JAKUCS 1971)



3. ábra: A gipsz oldódása és annak hőmérséklet-függése (A. BÖGLI 1978)
 Figure 3: Solubility of gypsum and its dependence on temperature (A. BÖGLI 1978)

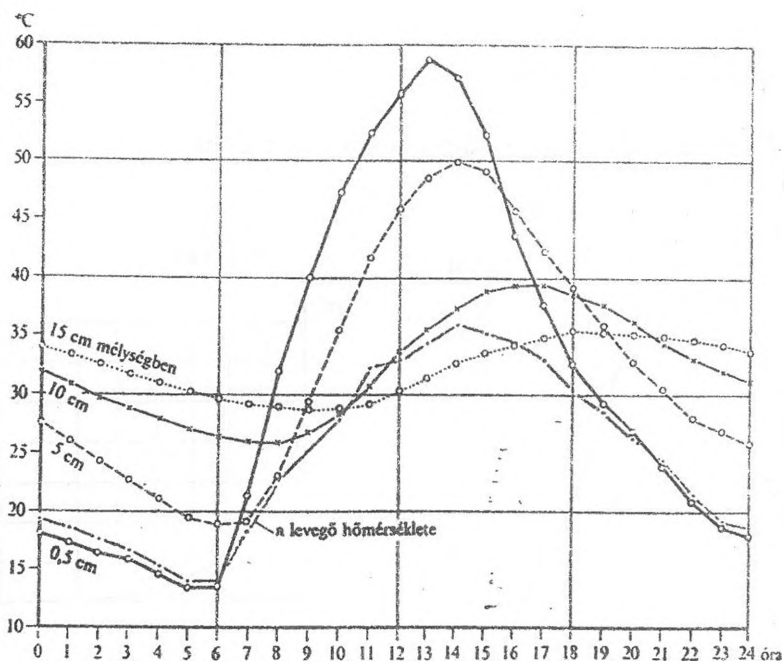
Az oldhatósági adatok alapján érzékelhető, hogy a gipsz két nagyságrenddel jobban oldódik, mint a dolomit vagy a mészkő. Karsztosodása a feltételek megléte esetén gyors.

A gipsz oldhatóságának hőmérséklet függését a 2. és 3. ábrák mutatják. A vizsgált területen a gipsz oldódása a téli időszakban, 10-15 °C-on, kevés csapadék mellett, igen lassan történik.

Kőzetfizikai hatások

A karsztos lepusztulásban – a nagy szintkülönbségből fakadó domináns eróziós hatások mellett – jelentős szerephez jut

- a tektonikai preformáltság;
- az inszolációs aprózódás (4. ábra)



4. ábra: A homokfelszín hőmérsékletének napi ingadozása (BALÁZS D. 1982)
 Figure 4: Daily fluctuation of the temperature of the surface of the sand (D. BALÁZS 1982)

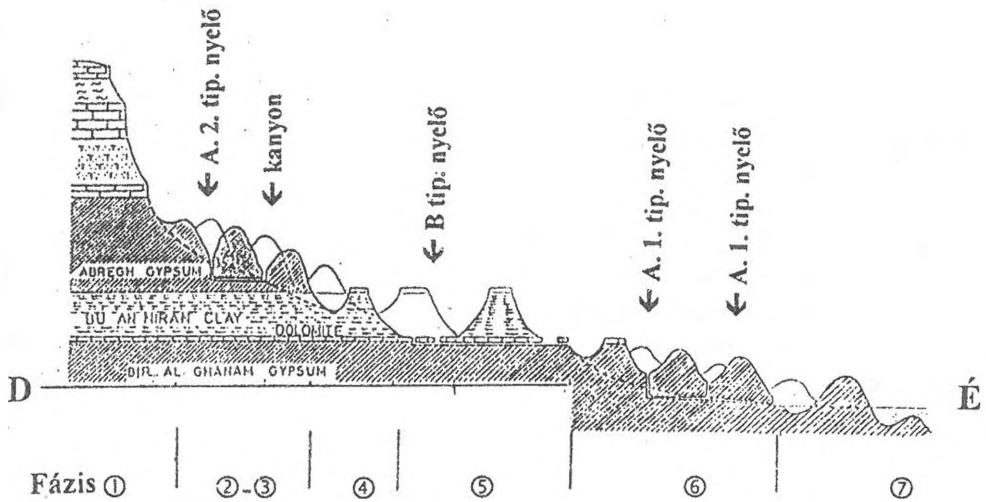
Antropogén hatások

A vizsgált terület barlangokban leggazdagabb (D-i) részén félnomád (legeltetéses) birkatartás folyik. A kevés és gyér táplálék miatt a birkanyájak igen nagy területeket járnak be naponta. A lepelszerű csapadék levonulások a felszínen lévő, kiszáradt ürülék-tömeget a víznyelőkön át a barlangokba szállítják, ahol nagy tömegben felhalmozódnak, rothadnak.

A Bir al Ghanam-i gipszkarszt felszíni karsztformái

A karsztformák áttekintése a terület morfogenetikailag jellemző felszíni zónáinak, egyben a karsztosodás fázisainak (KÓSA A. 1986) elkülönítésével történik (5. ábra).

A Bir al-Ghanam-i gipszösszlet három jól elkülöníthető tagozatra osztható: alsó (Bir al Ghanam) gipsz – (ebben alakult ki a legtöbb barlang), középső (Bu an Niran) tagozat (alsó részén 2-3 m vastag dolomit réteggel, e felett agyag, agyagmárga), felső (Abregh gipsz).



5. ábra A karsztosodás fázisai és a felszíni karsztformák térbeli elhelyezkedése (KÓSA A. 1986)
 Figure 5.: Phases of karst formation and spatial allocation of surface karst formations (A. Kósa 1986)

A nagy erejű lepusztulás először a felső tagozatban alakítja ki a karsztos térszint, majd a középső tagozat lepusztulása után megismétli mindent az alsó tagozatban.

Kúp-hegyek

Kialakulásuk a felületi- és vonalas lepusztulás váltakozó hatásainak eredménye. Jellemzőik az alábbiak:

- 1 km²-en előforduló kúpok száma (eloszlás heterogén) 15-25 db,
- relatív magasság: 20-50 méter,
- morfogenetikus index (átmérő/magasság): 5-6,
- függőleges "profil" tagoltsága a rétegzettség által meghatározott ritmusban – 50-100 centiméteres "lépcsőkkel",
- felületüket gyér növényzet (alacsony bokrok, halfafű) borítja, ezeket birkákkal legeltetik.

Kanyonok

A felső tagozat jellemző formakincse, kialakulásukban az erózió dominál. Mélységük a 20-25 métert is eléri. Fenék és oldalfelületeik viselik mindazokat a formajegyeket, amit a barlangi patakmedrek. Míg mélyülésüket a rohamos hátravágódás, szélesedésüket, kezdetben függőleges, meanderező falaik pusztulását az inszolációs aprózódás is okozza.

Víznyelők

A víznyelők között elkülöníthetők gipsz térszíni víznyelők és dolomit térszíni víznyelők.

Gipsz térszíni víznyelők típusai az alábbiak:

- A. 1. a típus:* elsődleges nyelők, melyek kezdetben hasadék jellegűek, később ezek felbővülnek, korábbi genetikai jegyeiket fokozatosan elvesztik,
A. 1. b. típus: az elsődleges nyelők "kifejletti" változatai, a hasadék jellegű oldott, hengeres formák váltják fel, mélységük 5-25 m,
A. 2. típus: ún. "másodlagos nyelők" vízfolyások hasadékokkal történő keresztezésénél alakul ki, vakvölgyeket hozva létre, fejlődésük gyors.

Dolomit térszíni víznyelők

Az alsó- és középső gipsz tagozat között lévő dolomit rétegen átszivárgó vizek a gipsz-, ill. agyagrétegek kimosásával fokozatos üregesedést, majd a dolomit lemez beszakadását okozzák. Felszín alatti üregek felharapózásával, beomlásával képződött barlang-felszín kapcsolati pontok. Saját vízgyűjtő terület hiányában vízbevezető képességük csekély, több helyen a gipszösszletben kialakult barlangok agyagos-gipsztörmelékbe történt felharapózása, vagy a felszíni lepusztulás által okozott fedő-elvékonyodás okozza kialakulásukat.

A Bir al Ghanam-i gipszkarszt egy olyan "természetes" karsztosodási modell, amelynek további részletes vizsgálata még számtalan új eredményre szolgálhat a karszt-morfogenetika területén.

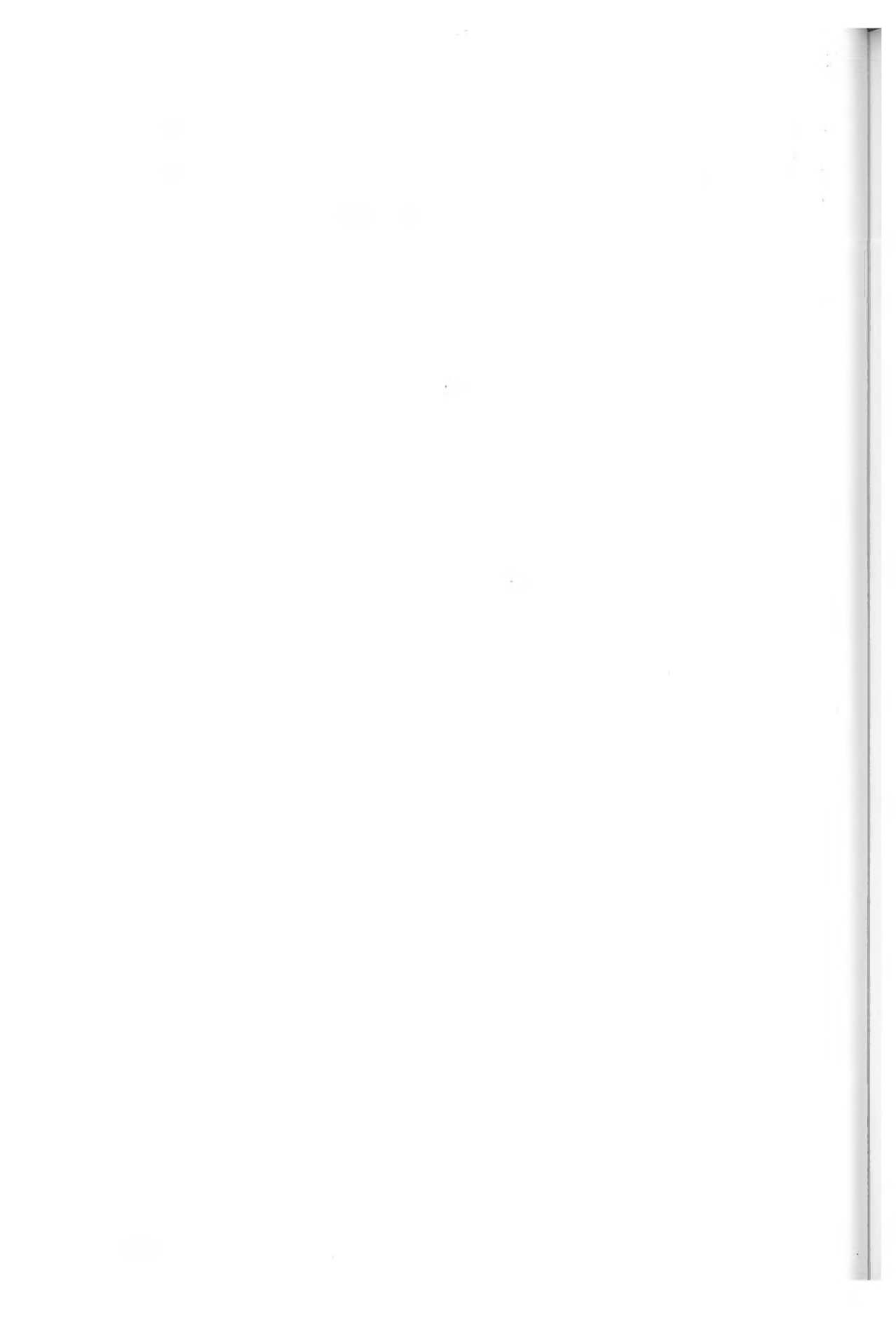
IRODALOM

- JAKUCS, L. (1971): A karsztok morfogenetikája, - Akadémiai Kiadó, Bp.
BÖGLI, A. (1980): Karsthydrographie und physische Speläologie, - Springer Verlag, New York 1978. ; p. 14-15.
KÓSA, A. (1980): Gipszkarszt felfedezése Líbiában, - Karszt és Barlang I. p.23-24.
KÓSA, A. (1980): A Bir Al Ghanam-i sivatagi gipszkarszt (Líbia), - Karszt és Barlang II. p. 71-74.
KÓSA, A. (1981): Bir Al Ghanam gipszbarlangjai (Líbia), - Karszt és Barlang I-II. p.21-26.
SZABLYÁR, P. (1980): Az Umm Al Masabih-barlang (Líbia) morfogenetikája - Karszt és Barlang I-II. p. 27-34.

BALÁZS, D. (1982): A sivatagok világa, Móra Ferenc Könyvkiadó, Budapest; p. 84.

KÓSA, A. (1986): Morphogenesis of the Bir Al Ghanam gypsum karst/Libya;

Atti Simposio Internazionale Sul Carsismo nelle evaporiti; Bologna, p. 359-365.



A NEGYEDKORI KARSZTFOLYAMATOK
DINAMIKÁJÁNAK ANTAGONIZMUSA
MAGYARORSZÁGON

JAKUCS LÁSZLÓ

6723 Szeged, Szilléri-sor 1/b.

Abstract: On the basis of the analyses of sediment samples derived from enormous cave systems in Hungary, the author reevaluated the relationship between the dynamism of different karst processes and climate. He proved, that the role of climate in the different type of karst processes is contrasted. The research proved that the warm, humid periods of the Late Tertiary and Quaternary were favourable for corrosional karst processes (i.e. dolines, uvalas, subsoil karr-systems), which are characteristic on limestone mountains. Whereas the glacial periods of the Pleistocene with a dry, cool climate (in Hungary it was more of a continental type of arid climate) were favourable for fluvial erosion (i.e. large-scale excavational processes of caves). This paper demonstrated that the most developed passages of the multilevel huge cave-systems (like the main corridors of the Aggtelek Cave System) were formed during the Riss glaciation, 270-280m asl. The higher levels - app. 20 ms above the former one - were carved out mostly during the Mindel glatiation. On some places - mostly in embriional or in very eroded form - the passage formed in the Günz glaciation can be revealed as well, about 320 m asl. In the Würm glaciation (approximately 220-230 m asl.) the still active, lowest cave levels were formed (so called Lower Caves). During the last 10,000-12,000 ys of the Holocene the Hungarian caves have not been eroded considerably. Therefore, as a summary the author states, that the relationships between the climate and the karstdynamism are more complex than it was supposed earlier.

Bevezetés

A negyedkori karsztos lepusztulás mértékét és hatását az egyes magyarországi karsztvidékeken nehéz elkülönítetten megítélni, mert többnyire „rarakódva”, additíve jelenik meg a korábbi karszt-denudációs fázisok morfológiai eredményeivel. Ahol viszont mégis elkülöníthető (pl. a Dunántúli-középhegység bizonyos karsztfelszínein), ott a negyedkori karsztdenudáció általában alacsony hatékonyságúnak mérhető, s főleg csak legömbölyített rétegfelkibukkanásokat és ovális-kerek keresztmetszetű „gyökérr” lyukakat produkált. Ezek a karsztformák a maihoz hasonló vagy annál melegebb és csapadékosabb klímára és a karbonátos kőzetfelület bioaktív talajfedettségére utalnak, kialakulásuk fő vonala tehát valószínűleg a negyedkor meleg (interglaciális) fázisaira tehető.

Részben a fentiek miatt elég világosan meg lehet különböztetni hazánkban a karsztok két nagy típuscsoportját: a dunántúli típusú és az aggteleki típusú karbonátos kőzetfelszíneket.

A dunántúli típusú mészkő- és dolomitfelszíneken (ide tartoznak a Keszthelyi-hegység, a Balaton-felvidék, a Bakony, a Vértes, a Gerecse, a Pilis, a Budai-hegység és a Cserhát-vidék mészkő illetve dolomitkarsztjai) – a ré-

tegsorok korától függetlenül – aránylag csak kevés kőzetfelületi oldási formával találkozunk. Bizonyos mikroformák (pl. a már említett legömbölyített karros sziklák és gyökércsatornák) ugyan itt-ott előfordulnak, dolinasodás azonban alig látszik a felszínen. Ez a sajátosság különösen akkor válik hangsúlyossá, ha figyelembe vesszük, hogy ugyanezek a karsztos tömbök bőven rendelkeznek hidrotermás karsztjelenségekkel, és erőteljesen tektonizáltak is.

Az aggteleki típusú karsztjaink (ide tartoznak a Mecsek, a Villányi-hegység, a Bükk és a tágabb értelemben vett Észak-Borsodi-karsztvidék) karbonátos kőzetösszleteinek geomorfológiai arculata feltűnően különbözik a dunántúli típusú karsztokétól. Elsősorban a nagyfokú dolinasodottság jellemző rájuk.

A két karszt típus közötti morfológiai különbségek oka a két terület eltérő tektonizmusában és a fedettség időleges különbségeiben keresendő. A dunántúli típusúhoz tartozó karsztrögökben az egymást jelentős geológiai időkülönbségekkel követő nagyhatékonyságú karsztdenudációs periódusok – a rögök roppant erős tektonizmusa és az azzal kapcsolatban sűrűn megújuló transzgresszió és fedőüledékek képződése, majd részbeni ismételt lepusztulása miatt – mindig más aktuális karsztfelszínre vették rá denudációs bélyegeiket. Vagyis a Dunántúli-középhegység karsztjain nem integrálódtak egyetlen felszínre a nagy földtörténeti időkülönbségekkel jelentkezett karsztosodási fázisok hatásai. Ezek a karsztok ma elkülönített felületeken őrzik mind a kréta időszak első felének trópusi klímajellegű karsztos denudációját, mind a harmadidőszak végének szubtrópusi-mediterrán lepusztulási formakincsét, mind pedig a negyedidőszak (különösen a pleisztocén) rövid eróziós ciklusainak denudációs formabélyegeit.

Az aggteleki típusú karsztokban ugyanakkor a valószínűleg krétaidőszaki őskarsztos térszínnek több körzetben máig is felszínen maradtak, s jelentősebb megszakítások nélkül az adott földtörténeti idők denudációs dinamikája szerint tovább karsztosodtak. Ezt a jelenséget neveztük el az aggteleki típusú karsztok „*karsztosodási permanenciájá*”-nak.

A karsztosodási permanencia komplex formakincse legszebben a jósvaldói Vörös-tó uvalájának lejtőoldalain, különösen a Medve-sziklák nevű sziklacsoportozatban tanulmányozható, de aggteleki típusú karsztjainkon ezen kívül is sokfelé előfordul (pl. a Villányi-hegységben). Megjelenési helyén mindig találunk sötét-vörös „*terra rossa*”-t, azaz trópusi vörös karszttalajt, ami már önmagában is a mainál forróbb és csapadékosabb denudációs periódusok karsztképző hatására utal.

A karsztosodási permanencia bélyegeit tükröző karsztdolinák (töbrök) főleg az Aggteleki-karszt, a Bükk hegység és a Nyugati-Mecsek karbonátos kőzetfelületein fordulnak elő nagy sűrűséggel és fejlett méretekkel. A

kisebbségük átmérője 5-10 méter, mélységük 1-3 méter. A legnagyobbak elérik a 100-300 méteres átmérőt és 20-40 méteres mélységet is. Olykor több dolinára való egyesülése is a többfázisú karsztosodás ismérveként kezelhető.

Tekintettel arra, hogy a hazai és nemzetközi szakirodalomban a dolinák kialakulásmenetének különböző értelmezései olvashatók, hangsúlyosan rá kell mutatnom itt a saját felfogásomra. Eszerint dolináink – egy-két kivételtől eltekintve – nem kőzetbeszakadásos jelenségek, hanem talaj alatt fejlődött kőzetkioldásos, azaz talajkorróziós képződmények. Kifejlődésük területi rendszere nem kapcsolódik a felszín alatt húzódó barlangrendszerek helyzetéhez. Dolináink és nagyüregű eróziós barlangrendszereink között egymásrautaltsági genetikai kapcsolat általában nincsen. (A karsztdolinák fenekének és oldalainak kőzettrétegei a töbrök kioldódása során végig megtartották eredeti kőzetdőlési irányukat és szögüket, ami nem fordulhatna elő, ha a töbrök magának a mészkőnek a rogyásai révén keletkeztek volna. Tény ugyan, hogy a dolinafejlődés recens folyamatai napjainkban is előidéznek kisebb-nagyobb berogyásokat a talajkitöltéses kőzetüstök fenekén vagy lejtőin, ezek azonban mindig csak talajbeszakadások, amelyek az alóluk kioldódott kőzetfelszínhez igazodó utánrogyásokként értelmezendők.)

Aggteleki típusú karszthegységeinkben a platófelszíneken töbörök is vannak, azaz a dolinák bizonyos csoportjai gyöngyfüzérre emlékeztető lineamentumot képezve helyezkednek el. Ezek összetett genetikájú karsztformák, amelyek úgy keletkeztek, hogy a karsztos fennsíkokon már a töbörképző karsztperiódusokat megelőzően voltak völgyek, amelyek a későbbi karsztos denudációs fázisokban meghatározták (preformálták) az intenzív mészkőoldási mikrokörzetek területi elrendeződését. A régi völgytengelyeknek ez a preformációs szerepe elsősorban azon keresztül érvényesülhetett, hogy a völgyoldalakból a derázió és a lejtőleöblítések hatására a talaj lehúzódott a már inaktívra vált völgyfenékre, ahol vastagabb szelvényben összehalmozódva, biogén szénsavtartalmával agresszívra tette a karsztba beszivárgó csapadékvizeket.

Karsztosodás a glaciálisokban és az interglaciálisokban

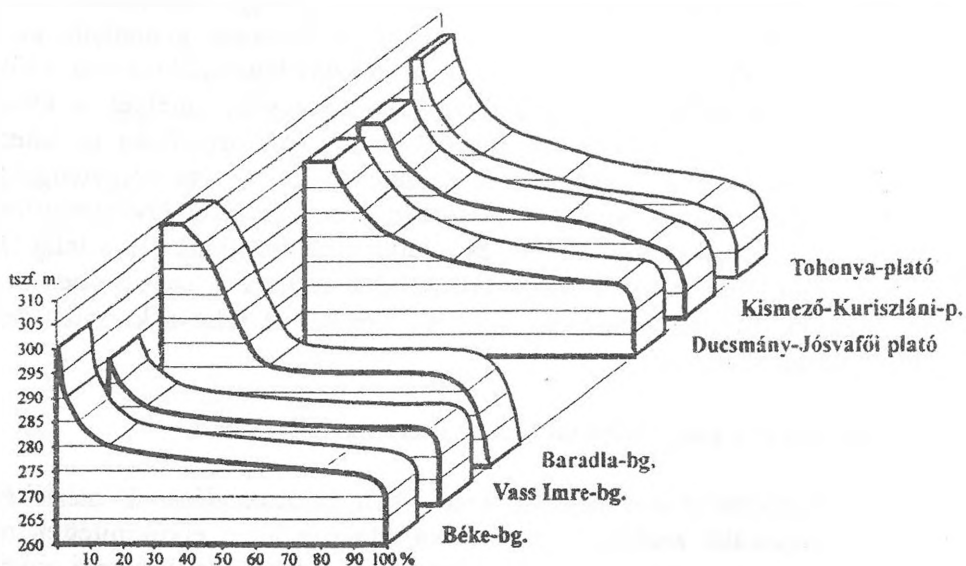
Karbonátos hegységeink kvarterbeli karsztosodásának mértékét és hatásait leginkább azokban a mészkőkarsztokban lehet elkülönítetten megítélni, amelyeknek negyedkori denudációjában a normális folyóvízi erózió is résztvett, mégpedig akár nyílt szelvényű völgyek bemélyítésével, akár felszín alatti barlanghálózatok kialakításával.

A hordalékerózióval völgymedret vájó folyók vagy patakok, amelyek különféle „karsztidegen” kőzettani felépítésű vízgyűjtő térségekből származ-

nak, a kis kopásellenállású mészkőben vagy dolomitban gyorsan mélyítenek medret maguknak. Ezért medrük talpszintje hamar hozzáigazodik az adott térségre jellemző helyi erózióbázishoz. Eróziós szinlőik és sziklateraszaiak tehát megbízhatóan rögzítik képződési korukat.

A harmadkorvégi és a negyedkori karsztdenudáció dinamikájának és hatékonyságának sajátosságai különösen ott szembetűnőek, ahol a karbonátos kőzettömegek belsejében eltérő magasságokban aktív vagy inaktív patakos barlangjáratok fejlődtek ki. Az ilyen barlangfolyosók a felszíni karsztvölgyek felszínalatti fiatalabb teraszaiként értelmezendők.

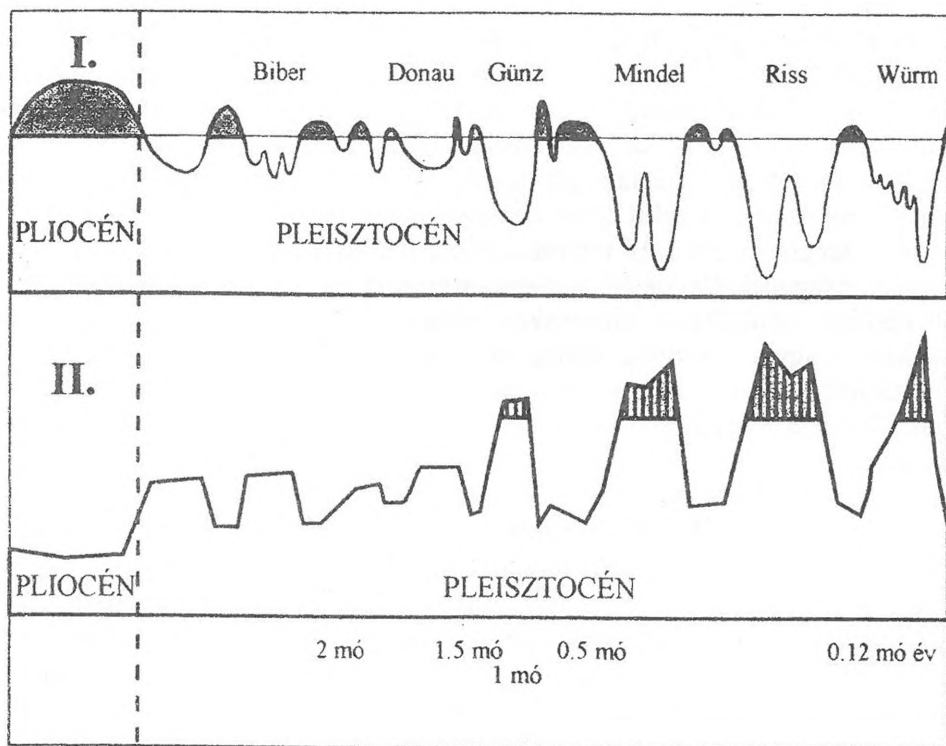
Különösen szemléletes ez a korreláció például az Aggteleki-karszt nagy barlangrendszerének hipszometrikus talpgörbéin, illetve ezeknek a diagramoknak egymással és a felszíni denudációs teraszokkal való összevetésénél (1. ábra). A hipszometrikus talpgörbék, amelyeken területarányosan ábrázoltam az egyes barlangok vagy barlangágak eróziós mederaljzata különböző színhelyzetű részeinek tengerszint feletti magasságát, egyértelműen azt bizonyítják, hogy a 275-280 méteres tengerszintfeletti nívó kitüntetett lepusztulási síkot jelentett az Észak-borsodi Karszt denudációjának történelmében. A Baradla Fő-ágának mintegy 60%-a, a Béke-barlang Fő-ágának mintegy 74%-a, a Vass Imre-barlang fő folyosójának pedig cca. 90%-a ebben a szintben fekszik.



1. ábra: Az Aggteleki-karszt nagyméretű eróziós barlangrendszerének és a Jósvafőt övező karsztplatók hipszometrikus görbéi (JAKUCS L. 1999)

Fig. 1. Hypsometric curves of the enormous erosional cave system of the Aggtelek Karst Regions and the karst plateau nearby Jósvafő (JAKUCS, L. 1999).

Ez a horizont azonban nem csak a barlangi exkavációnak volt a definitív szintje, hanem a felszínen is számottevő karsztos tönkösödést és eróziós folyóteraszszint kifejlődést okozott. Jósmafő községtől például ÉNy-ra, É-ra és ÉK-re kiterjedt karsztplatók fejlődtek ki ekkor, amelyeken később számottevő dolinasodási és vörösföld képződési folyamatok is lezajlottak. Úgy tűnik, hogy a fiatalabb völgybevágódásokkal ma már többé-kevésbé önálló orográfiai részletekre tagolt Ducsmány-Jósmafői-karsztplató, a Kismező-Kuriszláni-karsztplató és a Tohonya-plató még egységes és összefüggő



2. ábra: A karsztkorrózió (I.) és karszterózió (II.) dinamizmusának antagonizmusa Magyarországon a negyedidőszakban (JAKUCS L.-HUM L. szerint). Az I. sz. diagram P. WOLDSTEDT (1969) klímagörbéjének figyelembevételével készült.

Jelmagyarázat: 1. a mainál valószínűleg csapadékosabb és melegebb időszakok, 2. erőteljes völgybevágódás vagy barlangi kiüregesedés

Fig. 2. Antagonism in the dynamism of karst corrosion (I.) and karst erosion (II.) during the Quaternary in Hungary (after JAKUCS, L. and HUM, L.). The first diagram was made by using the climate diagram of WOLDSTEDT, P. (1969).

Legend: 1. warmer and more humid periods than recently, 2. intensive stream erosion or cave excavation

karsztsíkságot alkottak a jelzett időszakban.

Legújabb vizsgálati eredményeim alapján egyre jobban megerősödik bennem az a nézet, hogy a magyarországi nagy karsztbarlangok kiüreges-

sedésének fő időszakai nem estek egybe a nagy korróziós intenzitású humid klímájú pleisztocén fázisokkal, azaz a fő dolinaképződési szakaszokkal. Szpeleoszedimentológiai elemzéseim megerősíteni látszanak azokat a barlangi és felszíni teraszszint korrelációkat, amelyek alapján a pleisztocén dinamikus kiüregesedési fázisai a hideg és alacsony éves csapadékátlagú glaciálisokhoz kapcsolódnak. A glaciálisokban ugyanis a felszíni növényfedettség hiánya nemcsak a karsztok elkopárosodásához vezetett, de a nem-karsztos térszínekről származó ritka, ám kontinentális dinamizmusú esetenkénti áradmányfolyások torrens vízhozamainak és szilárd hordalékainak mennyiségét is nagyon megnövelte. Bizonyos párhuzamszerűségként utalok a csapadék-szegény sivatagok hatalmasan fejlett vádihálózatára, amelyet igen intenzív hatékonysággal mélyítettek bele a kopár térszínbe a ritkán jelentkező, de olyankor óriási medereróziót kifejtő áradmánypatakok.

A zord és arid glaciális klíma tehát (korábbi feltételezéseinkkel ellentétben) kedvezett a felszíni és felszínalatti mederbevágódásoknak. Ugyanakkor az interglaciálisok (és interstadiálisok) humid időszakai – lényegesen nagyobb csapadékátlagukkal – talajkötöttséget és kiegyenlítettebb felületi lefolyásokat indukáltak a karsztokon, valamint a kapcsolódó vízgyűjtő térszíneken. Vagyis a nedves, meleg időszakaszok főként a biogén talajalatti korrózióknak, a karrfejlődésnek és a dolinaképződésnek fokozták a hatékonyságát. (Lásd a negyedkori karsztkorrózió és karszterózió dinamizmusának antagonizmusát bemutató diagramot!)

A jelenleg rendelkezésünkre álló érvrendszer alapján úgy tűnik, hogy a magyarországi karsztok folyóeróziós nagy barlangjáratainak fő kifejlődési időszaka a pleisztocénbeli riss eljegesedési fázishoz kapcsolható, amikor is pl. az Aggteleki-karszton 275-280 m magasságban volt a karszterózióbázis lokális szintje. Az egész negyedkornak nálunk a Riss (különösen pedig annak első jeges fázisa) volt a leghidegebb és legszélsőségesebb klímájú szakasza, amikor is középhegységeink területén jelentős mértékben megnőtt a gyakori fagyváltozékonysággal együttjáró kőzetaprózódás, s a megkötöttség nélküli lejtőfelületek talajdegradációja. Ez a nagy eróziós evakuációs hatékonyságú torrens lefolyásokat produkáló jégkorszak tükröződik vissza a Baradla, a Béke-barlang és a Vass Imre-barlang fő járatainak uralkodó talpszintjeiben, de a Ducsmány-Jósvafői-karsztplató, a Kismező-Kurisztáni-plató és a Tohonya-plató közel azonos tönkfelületeinek magasságában is. (Lásd a vonatkozó szalag-diagramokat!)

Igen valószínű, hogy a Baradla és a Vass Imre-barlang csak helyenként járható felsőbb emeleteinek kialakulása a kettős osztatú Mindel glaciálisra, sőt a legfelső barlangszintek keletkezése még annál is korábbra: a kb. 1 millió évvel ezelőtti lezajlott Günz eljegesedésre vezethető vissza.

Érdeemes felfigyelnünk arra tényre is, hogy a jelzett barlangjaink magas helyzetű inaktív emeleti szintmaradványai a Riss barlangszintekhez képest viszonylag alacsony üregfejlettséget és keskenyebb mederágszélességeket tanúsítanak. Ez a megfigyelés jól összecseng azzal a paleoklimatológiai ismeretünkkel, amely szerint a Mindel glaciális lehülési küszöbértéke kisebb, a Günzé pedig sokkal kisebb volt az utánuk következő Riss-énél.

A Würm eljegesedés nem játszott kimagasló szerepet eróziós patak-barlangjaink továbbfejlesztésében, mert a talajok gyökérkötöttségét is veszélyeztető erős lehülések a korábbi glaciálisokhoz képest csak rövid időtartamúak voltak. A würmbeli evakuáció mértéke mégis kitűnően lemérhető emeletes barlangjainknál, hiszen a Würm rövid időtartamú erős lehülésű szakaszában keletkezett barlangszintek világosan elkülönülnek a Rissben képződött szintektől. A Riss és a Würm közötti időszak neotektonizmusának hatására ugyanis a karszterózióbázis jelentősen tovább süllyedt mészkőhegységeinkben. Az Aggteleki-karszton a szintsüllyedés mértéke mintegy 45-50 méteres volt. A würmvégi evakuációs talpszintet – azaz a lejjebb szállt karszterózióbázis nívóját – alsóbarlangjaink kifejlődési magassága jelzi a nagy barlangrendszereinknél.

A holocén 10-12.000 esztendeje nem járult hozzá érdemlegesen barlangjaink továbbüregesedéséhez. Ez az oka annak, hogy hazánk nagy karsztforrásainak jelenkori felfakadási szintjeihez csak fiatal, fejletlen barlangjáratok tartoznak, amelyek szifonokkal, gyakori omladékokkal jelzik üregképződésük dinamikájának kis intenzitását és rövid időtartamát. Többek között a Baradla két különálló Alsó-barlangja és a Kossuth-barlang tartoznak ebbe a kategóriába. A Bükkben pedig a Kecskelyuk-barlang, a Pénzpataki- és a Létrási-, Bolhási- stb. víznyelőbarlangok, a Mecsekben az Abaligeti-barlang, a Szuadó-völgyi (Orfűi)-barlang, illetve a Bakony részben még aktív búvópatakos barlangrendszerei.

Összefoglalás

A magyarországi nagy barlangrendszerek üledékeinek elemzése alapján szerző újraértékelte a különböző karsztfolyamatok dinamikájának és a klímának a kapcsolatrendszerét. Kimutatta, hogy a klíma szerepe a különböző típusú karsztfolyamatok (korrózió és erózió) dinamizálása szempontjából ellentétes. Kutatásának eredményei szerint a mészkőhegyek felszínére jellemző korróziós karsztosodásnak (a dolinák, uvalák, talaj alatti karrformációk képződésének) a harmadkorvégi klíma és a negyedkor humid, csapadékos és meleg klímaperiódusai (interglaciálisok, interstadiálisok) kedveztek. Ezzel szemben a pleisztocénbeli glaciális időszakok száraz, hűvös és Magyarországon kimondottan kontinentális jellegű arid klímája a

folyóvízi erózió (azaz a nagyarányú barlangi exkavációs folyamatok) hatékonyságát segítette elő. A tanulmány kimutatja, hogy a többszintes nagy barlangrendszerek legfejlettebb emeletei (pl. az Aggteleki-barlangok fő folyosói) a Riss glaciálisban keletkeztek, 270-280 méter tszf. magasságban. Az ennél mintegy 20 méterrel magasabban fekvő és csak helyenként járható felsőbb emeletek elsősorban a Mindel glaciálisban üregesedtek ki. Néhány helyen – eléggé elhaló vagy éppen embrionális formában – kimutatható a Günz eljegesedés kor képződött barlangszint is, cca. 320 méter tszf. magasságban. A Würm eljegesedés időszakában – mintegy 220-230 méteres szintben – a még ma is aktív legalsó barlangemeletek (az ún. Alsó-barlangok) alakultak ki. A holocén 10-12.000 esztendeje nem járult hozzá érdemlegesen Magyarország barlangjainak továbbüregesedéséhez. A klíma és a karsztdinamika közötti kapcsolatok tehát sokkal bonyolultabbak, mint ahogyan azt korábban ismertük.

IRODALOM

- BOSÁK, P.* (1989): Paleokarst a systematic and regional review. - Academia Prague. p. 725.
- CLAYTON, K.* (1984): Karstgeography. - Landforms and the Quarternary. 4. p. 264.
- FORD, D.* - *WILLIAMS, P. W.* (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. - London, Unwin Hyman. p. 601.
- GÁBRIS GY.* (1997): Gondolatok a folyóteraszokról. - Földrajzi Közlemények, 1-2.szám, p. 3-15.
- HEVESI A.* (1991): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse. - Földrajzi Közlemények. Tom. XXXIX. 1-2. és 3-4. p. 25-35. és 99-120.
- HEVESI A.* (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása. - Földrajzi Értesítő. 35. évf. 3-4. füz. p. 231-254.
- HEVESI A.* (1984): On the Dating of Karst Formations and their Significance on the Late Tertiary-Pleistocene Face of Hungarian Limestone Mountains: the Bukk Mountains. Geographical Essays in Hungary. IGU Hungarian National Committee. p. 21-35.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája (A karsztfelődés variációi). Akadémiai Kiadó, Bp. pp. 1-310.
- JAKUCS L.* (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. - Karszt és Barlang, Budapest, I-II. pp. 1-16.
- JAKUCS L.* (1959): Az aggteleki barlangok genetikája a komplex forrás-vizsgálatok tükrében. - Karszt- és Barlangkutatás [Budapest], 1.évf. p. 37-65.

- JAKUCS L.* (1964): Geomorfológiai problémák az Észak-borsodi-karsztvidéken. Dolinatípusok és terra rossa szintek. - Borsodi Földrajzi Évkönyv /Borsodi Szemle Könyvtára 5./ [Miskolc], p. 12-23.
- JAKUCS L.* (1973): Die Rolle des Klimas in der quantitativen und qualitativen Regelung der Karstkorrosion. - Petermanns Geographischen Mitteilungen, Jg. 117. p. 7-13.
- JUHÁSZ A.* (1976): A földtani viszonyok és karsztosodás összefüggése a Bükk hegységben. Karszt és Barlang. I-II. p. 1-8.
- KORDOS L.* (1984): Magyarország barlangjai. - Gondolat Kiadó, Bp., p. 326.
- KORPÁS L.* (1995): Paleokarst studies in Hungary. - Kézirat. MÁFI, Budapest p. 159.
- KORPÁS L.* - *JUHÁSZ E.* (1990): Paleokarszt földtani modellek. - Karszt és Barlang. II. p. 105-116.
- LEÉL-ÓSSY S.* (1960): Magyarország karsztvidékei. - Karszt- és Barlangkutatás. I. évf. 1959. Budapest, p. 79-88.
- MEZŐSI G.* (1976): Study of Cavern Terraces on the Aggtelek Karst. - Acta Geographica Szegediensis. Tom. XVI. p. 65-79.
- PÉCSI, M.* - *SCHEUER, GY.* - *SCHWEITZER, F.* (1984): Plio-Pleistocene Tectonic Movement and the Travertine Horizons in the Hungarian Mountains. - Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 17. p. 19-27.
- SCHEUER GY.* - *SCHWEITZER F.* (1987): Adatok a budai Várhegy paleokarszt hidrogeológiai viszonyaihoz. - Hidrológiai Tájékoztató. Budapest. pp. 23-25.
- SCHEUER, GY.* - *SCHWEITZER, F.* (1989): Genetics and occurrence of Holocene travertines in Hungary. - Studies in Geography in Hungary 25. Akad. Kiadó, Budapest. p. 39-48.
- SCHWEITZER F.* - *SCHEUER GY.* (1972): Karsztvíz eredetű édesvizi mészkövek csoportosítása. - Földrajzi Közlemények. Tom. 20. 4. p. 356-362.
- SZABÓ P. Z.* (1956): Magyarországi karsztformák klímátörténeti vonatkozásai. - Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Pécs.
- SZABÓ P. Z.* (1957): A karszt, mint klimatikus geomorfológiai probléma. - Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Pécs.
- VERESS M.* (1991): Paleokarsztos sasbércek felszínfejlődése a Bakony Hajag-Papod hegycsoportjában. - Földrajzi Értesítő XL.évf. 1-2. p. 147-160.
- VERESS, M.* - *PÉNTEK, K.* (1996): Theoretical Model of Surface Karstic Processes. - Z. Geomorph. N. F. Vol 40, Iss 4, p. 461-476.
- WILLIAMS, P. W.* (1983): The Role of the Subcutaneous Zone on Karst Hydrology. - Journal of Hydrology. Vol. 61, Iss. 1-3, pp. 45-67.
- ZÁMBÓ L.* (1993): A karsztosodó kőzetek alaktana (karsztgeomorfológia). /In: Általános Természetföldrajz/. - Nemzeti Tankönyvkiadó. Bp., pp. 544-593.

ZÁMBÓ L. (1973): The Effect of "Terra Rossa" Type Sediments on Dolina Morphogenesis. IGU European Regional Conference, Symposium on Karst Morphogenesis (Papers). - Hungary. p. 288-304.

A SZEPESVÁRALJAI DREVNYIK¹-HEGY ÉDESVÍZI-MÉSZKÖVE

HEVESI ATTILA

Miskolci Egyetem, Földrajz-Környezettan Tanszék,
3515 Miskolc, Egyetemváros A/4

Abstract: Since the Pliocene up until now several hot and lukewarm springs have been welling up in the south-east of Szepes Basin, from the waters of which travertine has been precipitated. Such travertine gave home to Szepes Castle and also builds up Drevník Hill lying south of the castle. The travertine of the hill builds on clays, therefore the edge of the plateau is divided into spectacular series of block landslides. At some places the travertine blocks separated by the slides look like tropical tower karsts; between the blocks leaning against each other several false caves have been formed. The Drevník Ice Cave, which is the oldest known icy cavity in the Carpathians, can be found in one of these false caves. In writing it was first mentioned in the codex of Petrus Ransanus in 1492, in print in Georg Wernher's book in 1549.

Bevezetés

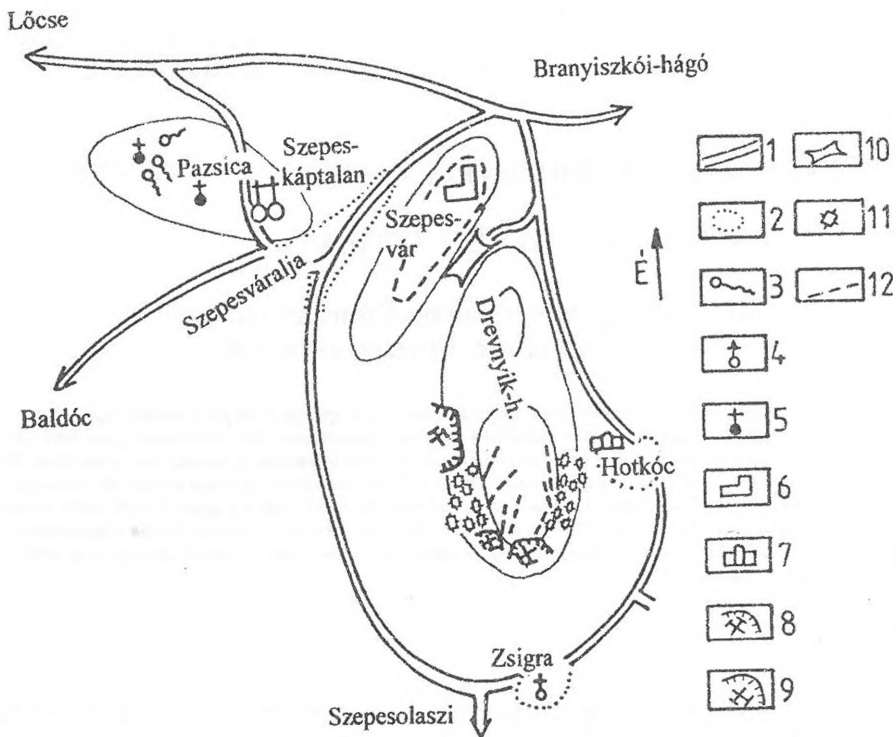
A Szepesi-medence K-i felében, nem messze a medencét K-ről lezáró Branyiszközi-hegységtől jelentős nagyságú pliocén-negyedidőszaki édesvízi-mészkö kúpok emelkednek a környező völgyek fölé. Legismertebb közülük a Szepes várát hordozó szirt (614 m tszf). Ettől Ny-ra, a Szepesi Káptalan (Szepeshely, Spiska Kapitula) Ny, ÉNy-i szomszédságában, a Papszica-hát Lőcse felé eső végén három kicsi forrásból ma is forrásmészkö² válik ki. A Szepesi-Vár-hegytől D-re pedig a kettős tetőjű, ugyancsak valamivel több mint 600 m tszf-i magasságú Drevnyik-hegy széles, fennsíkszerű forrásmészkö háta üli meg a Szepesi-medence K-DK-i részét (1. ábra).

Történeti áttekintés

A Drevnyik-hegy jégbarlangja a Kárpátok írásban legrégebben említett fagyos ürege Pietro Ranzano – humanista nevén Petrus Ransanus – 1488-1492 között lejegyzett kódexében már tudósít róla (SCHÖNVISZKY L. 1968).

¹ A hegy neve a "Szlovákiai utazások"-ban (Panoráma 1980) "Drevenik", Hunfalvy J. (1863) alapvető ország leírásában "Drevnyik", Schönviszky L.-nál (1968) "Drevnyik" alakban szerepel.

² A forrásmészkö az édesvízi-mészkövek egyik fajtája, amely közvetlenül a forrás száján (szájából) kibukkanó vízből válik ki.



1. ábra: A Drevnyik-hegy és környéke térképvázlata (lépték nélkül)

Jelmagyarázat: 1. műút, 2. település, 3. forrás, 4. templom, 5. kápolna, 6. vár, 7. kastély, 8. működő kőfejtő, 9. fölshagyott kőfejtő, 10. nyereg, 11. lecsúszott forrásmészkö tömb, 12. csúszási repedés (árok)

Fig. 1.: Sketch Map of Mt. Drevnyik and its environs (without scale)

Legend: 1. road, 2. settlement, 3. spring, 4. church, 5. chapel, 6. ring of fort castle, 7. mansion, 8. active stone carry, 9. inactive stone carry, 10. col or saddle, 11. slided block, 12. slided crack

RANSANUS (1420-1492) – dominikánus szerzetes, lucearai püspök, történetíró - 1488-ban mint Aragóniai Ferdinánd nápolyi király, Mátyás második apósa, érkezett a magyar udvarba. Itt, "*Omnium temporum annales*" (Minden idők évkönyvei) c. világtörténeti munkája részeként – Mátyásnak és Beatrixnek ajánlva – megkezdte Magyarország történetének megírását. Udvari tevékenysége azonban Mátyás halálával (1490) hamarosan lezárult. Az általa vezetett temetési szertartást követően még ugyanabban az évben visszatért Itáliába, s művét föltehetően ott fejezte be. Halála (1492) után a kész kódexet unokaöccse, Johannes A. Siculus Panormita ferences szerzetes Bakócz Tamásnak ajándékozta, valószínűleg 1513-ban, amikor az érsek pápajelöltként utazott Rómába. Bakócz halálát (1521) követően a kéziratot Zsámboky (Sambucus) János (1531 - 1584) örökölte, aki korának egyik legjelesebb orvosa, történésze és térképésze volt, és "*Epitome rerum Hungaricum*" (Kivonat a magyarok dolgairól) címen Ransanus kódexét is kinyomatta (Bécs, 1558; Nagyszombat 1579).

Ransanus művének számunkra legérdekesebb annak második, Magyarország földrajzi ismertetését tartalmazó fejezete. Minthogy ehhez saját tapasztalatokat nem szerezhettek – már csak azért sem, mert Mátyás Bécs elfoglalása (1485) után oda tette át székhelyét – *“bizonyos természettudományos ismeretekkel rendelkező, sőt ilyen dolgokkal foglalkozó személyek jelenlétét is fel kell tételeznünk az udvarnál”* (SCHÖNVISZKY L. 1968). Ezért tudhatott és írhatott Ransanus az erdélyi *“csontbarlangok”* és Szliácsfürdő (Sliac kupele) *“mérges kigőzölgésű forrásürege”* mellett arról is, hogy *“a Szepesi vár közelében van egy hasadék, ahol a csepegő víz nyáron jéggé fagy”* (*“Prope Scepusium sunt rupes, unde stillantes aquae guttae aestate glaciatur”*). Mai tudásunk szerint e hasadék csak a Drevnyiki-jégbarlang lehet (SCHÖNVISZKY L. 1968).

Minthogy a XV-XVIII. században a ritkaságok a természetvizsgálók munkásságának kedvelt területei, a Drevnyiki-jégbarlangot ebben az időben többen emlegetik. Legfontosabb közülük a sziléziai születésű Georg Wernher_ (WERNHER GY., ? -1567, aki Thurzó György boroszlói (Breschlau-i, Wroclaw-i) püspök támogatásával került a krakkói egyetemre, majd I.Ferdinánd uralkodása alatt a szepesi királyi kamara igazgatója lett s egy ideig a Szepesi vár kapitánya is volt (SCHÖNVISZKY L. 1968). *“De admirandis Hungariae aquis”* (Magyarország csudálatos vizeiről) c., 1549-ben Bécsben megjelent könyvében *“Nyáron befagyó forrás”* oldalcím alatt a Drevnyiki-jégbarlangról a következőket olvashatjuk: *“a (szepesi) várhoz közeli hegyen egy barlangban a télen folyékony forrásvíz nyáron annyira befagy, hogy innét szoktak italok hűsítésére jeget vinni”* /ERDŐS L. (1963) fordítása /. Nyomtatásban tehát a barlang első említése 1549-ből való.

Georg Wernher idézett híradását ezután a XVII-XVIII. században a Magyarországról szóló hazai és külföldi leírások közül számosan átveszik, ill. említik (M. ZEILLER 1646, J.C. WAGNER 1684-1685, CSIBA I. 1713, F.E. BRÜCKMANN 1740, BÉL M. 1753, TÚRÓCZI L. 1768, WINDISCH K. 1780; SCHÖNVISZKY L. 1968). Arról azonban, hogy 1752 előtt kik jártak, s mit tapasztaltak a Drevnyiki-jégbarlangban, egyelőre semmit sem tudunk.

1752-ben Jakob BUCHHOLTZ (BUCHHOLTZ JAKAB), a két jeles cipszer természetvizsgáló, id. és ifj. Buchholtz György fia, ill. öccse, a Drevnyik-hegy több barlangját is bejárta, s erről 1787-ben a pozsonyi Ungarisches Magazin hasábjain írásban is beszámolt (SCHÖNVISZKY L. 1968).

A jégbarlang első szakértő vizsgálója és térképezője ROTH SAMU (1851-1889) volt. 1880 augusztusában az 1-3 m széles, 8-12 m magas, kb. 80 m hosszú hasadék bejáratától 35-40 m távolságban talált először jégre (ROTH S. 1880). A barlang további kutatása 1925-ig várattott magára, amikor ifj. PIOVARCSY KÁROLY (KARL PIOVARCSY) a hasadéknak újabb 40

m-es szakaszát tárta föl (PIOVARCSY, K. 1927). A barlangot azonban addigra annyira megközelítette a szomszédságában nyitott kőfejtő, hogy annak robbantásai már beomlással fenyegették a járatokat. SCHÖNVISZKY LÁSZLÓ 1966-ban még épségben találta a jégbarlangot (SCHÖNVISZKY L. 1968). Hogy a barlang jelenleg létezik-e még, egyelőre nem tudjuk. (A közeljövőben a barlangra és az egész hegyre vonatkozó szlovákiai és szlovák nyelvű földtani és földrajzi kutatások eredményeit igyekszünk mielőbb megismerni.)

Ami a Drevnyik-hegy egészét és környékét illeti, természetföldrajzi viszonyaik első összefoglaló jellemzését HUNFALVY JÁNOS "A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása" I. kötetében (1863) olvashatjuk (a 421-422. ill. a 427. oldalon). Mivel a hegynek és szomszédságának magyarázatul mindeddig ez a legrészletesebb és legszakszerűbb ismertetése, szó szerint idézem:

„A szepesi káptalannál a Pazsicza nevű kopasz felsők kezdődik, mely Ny. felé terjedve a Zsvabradai hegyhez csatlakozik, másfelől pedig a város keleti oldalán a meredek sziklakúp tornyosul, melynek tetjét a Szepesi vár festői romjai s melyhez odább D-re azon kis hegycsoport főtömege, a Drevenyik hegy csatlakozik.

A Drevenyik nevezetes alakzatánál fogva az egész tájnak sajátos jellemet kölcsönöz. Merész körvonala, hosszan elnyúló s világos szürke sziklái, laposan domborodott, mohhal gyéren bőségt, gyengéd zöld színezettel bevont kupolája és sziklázalattal behintett lejtői kellemesen élik a környező, felszántott dombvidék elmosódó körvonalaival és szürkabarna színezetével. A Drevenyik a környező rétek fölül valami 400 lábban emelkedik; felső laposát köröskörül sziklapárkány környezi, ez egy ferde háromszöget képez, melynek déli csúcsa messzire ki van nyúlva, míg északi csúcsa egy sziklás gerác által a Várhegyhez csatlakozik.

Aluból tekintve a párkány egyszerű sziklafalnak látszik, de ha felmászunk, elsőben elszórt sziklatuskókat találunk, azután mind hatalmasabb sziklagulák tornyosulnak eléink, melyek kapaszkodásunkat nehezítik, sőt néhány helyen épen lehetlenné teszik. Függsleges kőfalak felett lépcsőzetesen emelkedő, gyepel vagy cserjékkel fedett fokozatok nyúlnak el, s ha ezeken felkapaszkodunk, sok helyütt még mélyen tántogó hasadékokra akadunk, melyek miatt nagyot kerülnünk kell, ha a rajtok túl domborodó laposra akarunk feljutni. Különösen a Szepesváralja felé néző, éjszakkéleti oldalán van a hegynek ily alkotása; ott van az úgynevezett Pokol, egy rémítő hegynyúlás, melynek fenekét egymásra halmozódott omléksziklák fedik s melynek függsleges, 100 lábnál magasabb falai a napvilágot majdnem egészen elfojtják.

A hegy éjszaknyugati oldalán egy jégbarlang van. Ennek száda épen a sziklapárkány alatt tántog, a Szepesváraljáról Olasziba vivő úton levő Ripniki csárdával átellenben. A barlang csak egy nagy sziklahasadék, melynek falai fölfelé összehajolnak s teljesen becsukódnak. Száda felett, telmes magasságban egy roppant szikladarab lebeg, mely, úgy látszik, mindjárt le fog zuhanni. A nyílás oly alacsony, hogy csak meggörnyedve mehetünk be, de csakhamar kitágul s hirteleni fordulással jerdén a mélységbe viszen. A nap sugarai nem hathatnak ideig s fáknyavilág mellett kell tovább vergődnünk. Itt-ott jelentéktelen cseppköves bekérgezések láthatók. Nemsokára leszakad s egymásra halmozódott szikladöcckök alatt kell átmászniunk, azután egy meredekül ereszkedő s az itt lakozó denevérsereg ezredéves ganójával borított sítártorba jutunk, melynek alsó végén kalfarforma mélyedés van. Ebben víz gyűlik, melyet többnyire jég borít, a környező falak is jéggel bevonvát, de nagyobb jégcsapok és szabadon álló jégoszlopok csak ritkán láthatók. A jeves vízmedenczén túl egy alig 3 láb magas nyílás nagy mélységhez viszen, melybe még senkisé nem mert lebecsülni. Úgy látszik, hogy a barlang addigél megvizsgált része csak eleje egy nagyobb barlangnak, mert a hegy hátán találtató mélyedések gyanítatják, hogy a földalatti üreg még néhány ezer lépésnyire tovább nyúlik.

A Drevenyik változatos növényzete miatt is nagyon nevezetes; oly növények díszlenek rajta, melyek köröskörül 10-20, sőt 50 mfdre sem találhatók. Éjszaknyugati oldalát kis erdő ékesítette, mely azonban már elpusztult Kőveti és elhordják, s házak és utak építésére használják; Kassa városának járdáit is a Drevenyik köveivel rakták.

A Zsvabrada oldalán ásványos forrás bugyog ki, hasonló forrás Baldócz közelében is van.” (pp. 421-422)

„A Lőcsé-Iubli hegyecsoportban a harmadkori eocén homokkő walkodik, mely sok helyütt agyaggalval és márgával váltakozik s agyaggal van fedve. Helyenként mészképletek vannak, s különösen a hegycsoport déli szélén forrásokból lerakódott s hatalmasan kifejlődött mésztuffnak öve nyúlik el. E mésztuff, mint feljebb említettük, különösen Szepesváralja környékén foglal nagy területet s itt kisebb nagyobb felsíkokat, dombokat és hegyeket alkot. A részletekben leírt Drevenyik is ily szürke mésztuffból áll. első tekintetre ugyan azon hegynek vastag, annyire szaggatott és repedéssé rétegei nem látszanak meszes források lerakódásának lenni. De a kőzet tykacsos

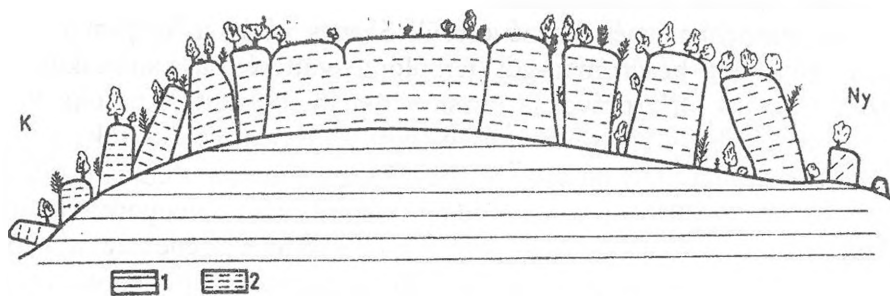
és opalás volta a mézlep sejteihez hasonló rétegek, bekérgezett növényrészek és édesvízi kagylók bizonyítják, hogy a Drevnyik tömege nem a tengerből leülepedett tömött mészkő. Mélyrepedései és hasadéka, kúrtőforma nyílásai és üregei továbbá azt tanúsítják, hogy a hegy nagy rázkódásokat szenvedett, mindazáltal rétegei nincsenek emelve, hanem a tetejéről minden oldalra egyaránt a szelid hajlással dőlnek." (p. 427)

A Drevnyik-hegy és környékének bemutatása

A Miskolci Egyetem Földrajz-Környezettani Tanszékének hallgatóival 1998-ban, HUNFALVY JÁNOS halálának 110. évfordulója alkalmából a fenti leírás alapján vizsgáltuk át először a Drevnyik-hegyet. 1999 késő telén a terepbejárást munkatársaimmal kétszer megismételtük. Az így szerzett tapasztalatok – egyelőre a szlovákiai szakirodalom alapos ismerete nélkül – az alábbiakban foglalhatók össze:

A Szepesi-Vár-hegyet és a Drevnyik-hegyet fölépítő forrásmészkövet azok a bővízű hő- és langyosforrások rakták le, amelyek a Szepesi-medence DK-i határát kijelölő vetősíkok mentén a pliocéntól napjainkig törnek, ill. törtek föl. Az utóbbiak közé tartozik a Pazsica három kicsi forrása mellett, a Baldóci (Baldovcei) – forráscsoport is, amelyeknek szénsavas vize palackozva Szlovákia szerte vásárolható.

A Drevnyik-hegy pliocén-negyvedidőszaki forrásmészköve idősebb (miocén?, oligocén?) agyagos üledékekre települt. Így fölépítését tekintve a Kiscelli-fennsík (Budai-hegység) rokona, s peremeit éppen ezért tömbös



2. ábra: Drevnyik-hegy K-Ny irányú szelvénye
Jelmagyarázat: 1. agyagos vízzáró kőzet, 2. édesvízmészkő
Figure 2: W-E Cross section of Mt. Drevnyik
Legend: 1. clayey impermeable rock, 2. sweetwater limestone (travertin)

lejtőcsuszamlások szabdalják.

A hegy DNy-i és DK-i szegélyéről levált és éppen csak lecsúszott forrásmészkő tömbök a forró, nedves éghajlatú térségek toronykarsztjait idézik. A leglátványosabbak magassága 20-35 m; s helyenként egymás mellett olyan sűrűn sorakoznak, hogy a fennsíkperemmel együtt szó szerint szakadék-völgyeket képeznek. E szakadék-völgyek néhol a Drevnyik hátán árokszerű szakadásokban folytatódnak, jelezve, hogy a csuszamlások mind jobban föl fogják darabolni a fennsík belsejét is. A peremközeli tornyok

alatt, lejjebb és kifelé számos korábban lecsúszott és megbillent, egymásnak dőlt, sőt hanyatt esett forrásmész-kő tömb egyensúlyoz, "támaszkodik össze" és hever a hegyperemi lejtőn (2. ábra). Az egymásnak dőlt és összetámaszkodó tömbök több, un. "álbarlang"-ot zárnak közre; ezek egyike a Drevnyiki-jégbarlang.

Ahogy azt már *HUNFALVY JÁNOSNÁL* (1863) is olvashatjuk, a Drevnyik-hegy forrásmész-kővét régóta fejtik, s Szepesváralja D-i végének közelében, a hegy Ny-i oldalán bányásszák ma is. A D-i hegyperembe egy régebben föl hagyott és egy közelmúltban bezárt kőfejtő sebhelye mélyül. Ez utóbbi egymásra merőleges körfűrészek kialakította lépcsőzetes fala a kőzet képződésének és – helyenként – karsztosodásának tanulmányozására kiválóan alkalmas kereszt- és síkmetszetek remek sorozata.

A Drevnyik-hegy java ma természetvédelmi terület. Említett kőzet-tani és felszínalaktani értékei mellett ezt, amint már *HUNFALVY J.* (1863!) is említi, sajátos növénytakarójának is köszönheti. A hegy magasabb, terjedelmesebb és laposabb tetőjéről az erdőt (tölgyesek, gyertyános tölgyesek) már több százada kiirtották s főleg legelőnek használták. A torony-tömbös peremek fajgazdag mészkőszikla-hasadékgyepjei, szikla- és szurdokerdői azonban csaknem érintetlenül maradtak. A napfényes, meleg D-i toronytetőkön és falakon számos ligetes mezőségekre jellemző fajjal, az É-i oromfalakon és a toronyközi szakadékokban, szakadékvölgyekben alhavasi, sőt havasi kárpáti fajokkal találkozhatunk.

Ha mindehhez még hozzávesszük Szepes várát, a Szepesi káptalan várfallal körülvett későromán-gót templomegyüttesét, a kanonokok gót-reneszánsz-barokk házsorával, a Pazsica lüktető forrásait és barokk kápolnáit, a Drevnyik-hegy K-i tövében álló hotkóci (hodkovcei) Csáky kastélyt (1702), végül a hegy D-i lábához települt Zsigra (Zsegra, Žehra) csodálatos falképekkel telefestett XIII. századi templomát (1. ábra), nyugodtan állíthatjuk, hogy a Drevnyik-hegy és szomszédsága nemcsak a Szepesség, hanem az egész Kárpátok egyik legszebb, természeti és műemléki értékekben leggazdagabb tájrésze.

IRODALOM

BUCHHOLTZ, J. (1787): Abermalige Reise in die Karpatischen Gebirge, und die angränzenden Gespanschaften. - Ungarisches Magazin Bd. 4.p. 251-291. Pozsony.

ERDŐSI L.(1963): Wernher: De admirandis Hungariae aquis, 1963 (Az 1595 évi kölni kiadás hasonmása és magyar fordítása). - Communicationes ex. Bibliotheca Historiae Hungarica, 29. köt. p. 103-168.

HUNFALVY J.(1863): A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása I. köt. - Pest.

PIOVARCSY, K.(1927): Die Höhlen am Drevenik. - Turistik, Alpinismus und Wintersport, 8 Jg. p. 9-10, Késmárk.

RANZANUS, P.(1579): Epitome rerum Hungaricum; Bécs 1558, - Nagyszombat.

ROTH S.(1881): Felső-Magyarország néhány barlangjának leírása – Einige Höhlen Ober Ungarns; Magyarországi Kárpát Egyesület Évkönyvei, 8. éfv. p. 367-398., Késmárk.

SCHŐNVISZKY L.(1968): A Kárpát-medence legrégebben ismert jégbarlangja. - Karszt és Barlang, I-II. p. 11-16.

WERNHER, G.(1595): De admirandis Hungariae aquis; Basel 1549. - Bécs 1551; Köln.



KARSZTÖKOLÓGIAI EGYENSÚLYMEGBOMLÁSOK NÉHÁNY HAZAI KARSZTTERÜLETEN

KEVEINÉ BÁRÁNY ILONA-HOYK EDIT-ZSENI ANIKÓ

József Attila Tudományegyetem, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Pf.
653, 6701 Szeged

Abstract: Karsts are especially sensitive geocological systems and research of different aspects has been encouraged since the 1980s. The environmental impacts on karst region have to be analysed, since these processes are very rapid. Non-karstic materials can integrate quickly into the karstwater system, modifying or damaging the natural processes of karstsystem. The presentation deals with the connection of reaction and heavy metal content of karst soils in the the disturbed karstsystem.

Bevezetés

A karsztos területek kutatása az utóbbi évtizedekben a korábbi klasszikus karsztgenetikai és karsztmorfológiai kérdésekről a környezethatások kutatása irányába fordult. A környezethatások analizálása karszterületeken azért indokolt, mert a karsztok nagyon sérülékenyek. A világ minden táján kimutatták a kutatók a természeti erőforrásnak számító karsztos tájak degradálódását, a karsztvíz minőségének romlását.

Sok irodalmi anyag ismeretes a karsztos oldódás és a karsztos erózió témaköréből, kevesebb munka foglalkozik a karsztrendszerben végbemenő fenti változásokkal. Ugyancsak kevés figyelmet fordítanak a kutatások a karsztos területek hasznosítására, a globális klíma változásoknak a karsztos ökoszisztéma folyamataiban betöltött szerepére.

Napjaink kutatásainak segítenie kell a karsztok helyes kezelésének és a tájtervezésnek a munkálatait, ismeretek gyarapításával hozzá kell járulnia a karsztok fenntartható fejlődéséhez. Mindez meddő kísérletté válik, ha nem ismerjük azokat a hatás mechanizmusokat, melyek a karsztok ökológiai rendszerében működnek.

A vízvezető, víztározó és vízadó képesség a karsztos kőzetek egyik legjelentősebb pozitív tulajdonsága. Ez a sajátosság egyúttal a legnagyobb veszélyforrást is jelenti, mivel a környezetszennyező anyagok a beszivárgó vízzel hamar bejutnak a karsztvízrendszerbe ahol annak minőségi mutatóit jelentősen megváltoztathatják. Mivel a világ lakosságának vízellátását 25%-ban karsztvízből oldják meg, nem lehet a környezeti károk hatásait mellőzni a kutatásban.

A karsztokat évszázadok óta hasznosító ember az első időkben *közvetlen* kárt az erdők irtásával okozott, a felerősödött a talajerózió révén. Közvetlen hatásként jelentkezett az iparosodás megindulásával a mészkőbányászat is, amely napjainban is fontos degradációs tényezője a karsztos tájaknak. A kőzet megbontását követően az ökológiai viszonyok is jelentősen megváltoznak. A karsztterületek bauxitkincsének kitermelése hasonló módon a táj esztétikai értékének csökkentését eredményezte, amely egyidejűleg a karsztvízszint nagymértékű süllyedéseével is járt.

A közvetlen hatások mellett a *közvetett* hatások feltárása azért igen fontos, mert a kedvezőtlen folyamatok következményeit ebben az esetben csak hosszabb idő elteltével észleljük, amikor már nincs lehetőségünk a beavatkozás következményeinek korrekciójára.

A közvetett hatások közé tartozik az ökológiai rendszerben a vegetáció, a talajélet, a talajtulajdonságok, s ezek révén a karsztvíz minőségének változása, a cseppkődegradáció stb.

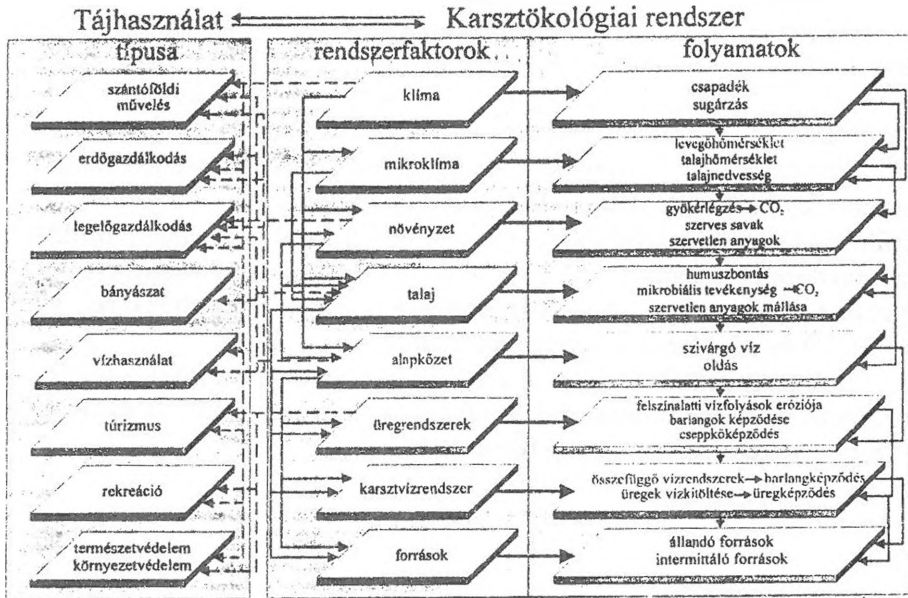
A földrajztudományban mára már polgárjogot nyert geoökológiai kutatások tűzték ki célul a tájalkotó tényezők összhatásában kialakuló, illetve fejlődő geoökorendszerek szerkezetének és működésének feltárását. Ezen kutatások egyik fontos területe a karsztok ökológiai rendszerének vizsgálata.

A 90-es évektől nemzetközi szinten is előtérbe került a karsztökológiai rendszerek gyakorlatorientált kutatása (PFEFFER, K. H., 1990). A hazai vizsgálatok már korán felhívták a figyelmet arra, hogy a karsztos területek kontroll nélküli hasznosítása beláthatatlan következményekkel járhat. Kétségtelen tény, hogy pl. a dunántúli karsztok többsége a települések, az ipar révén erősen igénybevett terület. A mecseki és villányi karszt antropogén módosulásai a természetes állapot megváltozását eredményezte. Legjobban a Bükk-hegység karsztja őrződött meg az eredetihez közeli állapotban. Ez azzal magyarázható, hogy a Bükk-hegység jelentős része a többi karsztos területet jóval megelőzve Nemzeti Parkká vált. Hasonlóan mérsékelt az antropogén aktivitás az Aggteleki-karszton. Azonban itt csak 10 éve működik a Nemzeti Park, s a fokozott védeltséget megelőző intenzív mezőgazdasági és erdőgazdasági hasznosítás nyomai csak igen lassan tűntethetők el a területen. Most, amikor az Aggteleki-karszt barlangjai a szlovákiai Domica barlanggal együtt a világörökség részét képezik (1995), nem lehet közömbös a kutatás és a tájhasznosítás számára a karsztok geoökológiai szempontú vizsgálata.

A karsztökológiai rendszert olyan strukturális és funkcionális rendszernek tartom, amelyben a klíma, a kőzet, a talaj az abiogén, a talajlakó mikrobák, a növényzet, az állatvilág és az ember a biogén tényező. A rendszer specifikumát környezetérzékenysége és háromdimenziós hatásfelülete képezi (1. ábra).

A karsztökológiai rendszerben bármely tényező megváltozása több tényező megváltozását eredményezi. Ebből a szempontból kitüntetett szerepet

játszik a mikroklíma-talaj-növényzet rendszer, mivel ezek a tényezők egymással szoros kölcsönhatásban működnek. A talaj és növényzet, mint rendszerelemek a



1. ábra: A karsztökológiai rendszer
Figure 1: Karstecosystem

változások indikátorai.

A karsztokon kialakult talajok vizsgálata az utóbbi évtizedekben került előtérbe, mivel a karsztok érzékeny ökológiai rendszerében a talajok igen fontos szerepet játszanak. A talaj puffereli azokat a kedvezőtlen környezeti hatásokat, amelyek a karsztok három dimenziós rendszerében igen gyorsan érvényre jutnak (ZÁMBÓ, L. 1986; BÁRÁNY-KEVEI, I. 1998a; BÁRÁNY-KEVEI, I. 1998b.). A talaj tulajdonságainak változása egyik fontos indikátora a környezet hatására végbement változásoknak. A légkörből, ill. az emberi tevékenység nyomán a karsztokra jutó tájidegen anyagok módosító hatása a felszínhez közeli talajhorizont károsodását eredményezi. Ennek egyik legkézzelfoghatóbb megnyilvánulása a talajok kémhatásának, s ehhez kapcsolódóan az összes karbonáttartalmának (szénsavas mész) megváltozása.

Jelen tanulmányban a talajok vizes és kálium-kloridos pH-jának és a szénsavas mész tartalmának, valamint az ezzel szorosan összefüggő nehézfém-tartalmának vizsgálata alapján hasonlítjuk össze a Bükk-fennsík és az Aggteleki-karszt talajait. A vizsgálatok különböző növényborítású területeken folytak abból a célból, hogy egyidejűleg a növényzet és a talaj kölcsönhatását is értékelhessük a talajtulajdonságok megváltozása szempontjából.

Módszerek

A Bükk-fennsík és az Aggteleki-karszt 8 - 8 km²-es területének talajait vizsgáltuk meg. Minden km²-en belül 2 helyről gyűjtöttünk be talajmintákat különböző ökológiai adottságú területekről. A Bükk-fennsíkon bükkerdő, fenyőerdő, büккеlegyes fenyőerdő, csemetés kert és kaszálórét, Aggteleken tölgyerdő, nyíltrét, fenyőerdő, borókás és gabona tarló képezte a mintavételi területeket (a mintavételi helyek növényzet típusát a pH értékeket bemutató szalagdiagramokon feltüntettük). Egyidejűleg mindkét vizsgálati területen 1-1 dolina különböző lejtőről, a dolina aljáról, illetve dolinaperemi fenyőerdőből is gyűjtöttünk mintákat. A talaj felső 40 centiméteres szelvényéből az egyes mintavételi helyeken 4-4 talajmintát szedtünk fel: 5-10, 10-20, 20-30 és 30-40 centiméteres mélységekből.

A talajminták a vizes és a káliumkloridos pH értékét a talajtani gyakorlatban szokásos módszerrel, a nehézfém tartalmat királyvizes feltárás után ASS spektroszkópos méréssel határoztuk meg.

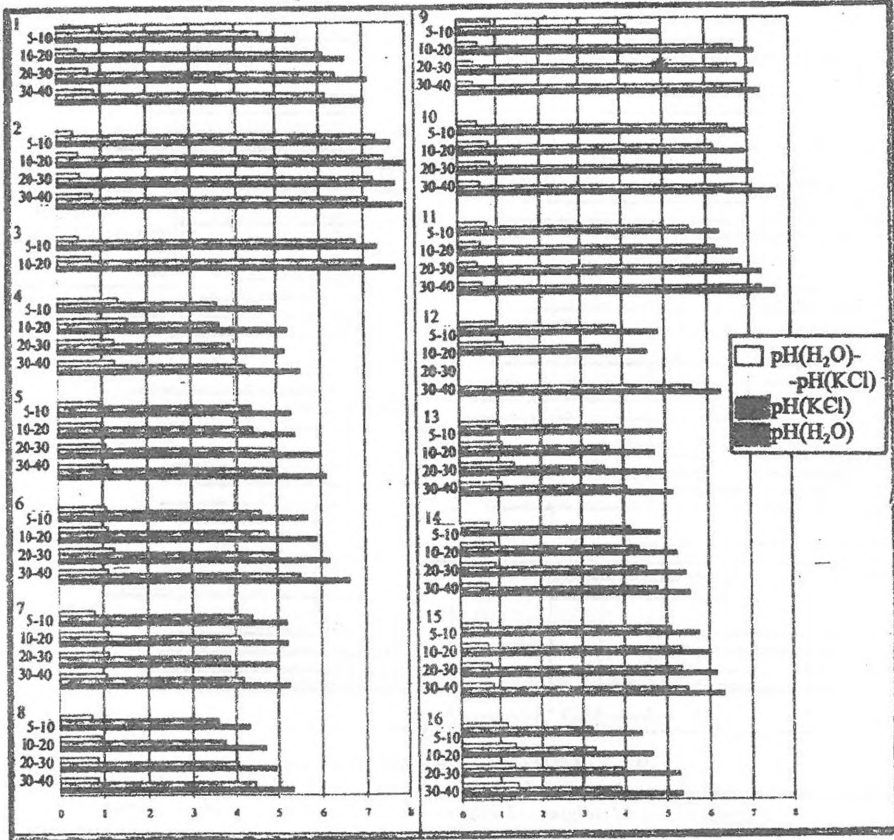
Eredmények

A talajvizsgálatok során a kémhatás meghatározásakor általában két-féle (vizes és káliumkloridos) pH meghatározást végzünk, mivel a vizes pH a tényleges kémhatást, a káliumkloridos pH a savanyodásra való hajlam kimutatását teszi lehetővé. Bár a karsztos kőzetek talajain általában nem gondolunk savanyodási folyamatokra, az eddigi vizsgálatok (JAKUCS, L. 1987; BÁRÁNY-KEVEI, I. 1987, 1992; BÁRÁNY-KEVEI, I.-HORVÁTH, A. 1996) már utaltak arra, hogy a talajok kémhatásváltozása a karsztokon napjainkban olyan folyamatokhoz vezet, amelyek hosszabb távon a karsztökológiai rendszer működésében is jelentős módosulásokat eredményeznek. Ennek a változásnak a szemmel látható jele volt az 1995-ben az Aggteleki-karszton megtalált csarab (*Calluna vulgaris*), ami kimondottan savanyúságjelző indikátor növény.

Az említett megfigyelés és a korábbi, már JAKUCS, L. (1987) által kimutatott cseppkődegradációs jelenségek indokolják a karsztökológiai rendszer tényezőinek, közöttük a talajnak, mint puffer közegnek a részletes megismerését. A kémhatás vizsgálat egy komplex karsztökológiai elemzés része, azonban önmagában igen fontos következtetésekre nyújt lehetőséget. Segítségével a korrózió intenzitását, a tápanyagok mozgását, a környezetből származó nehézfémek mobilitását is prognosztizálhatjuk.

Mindkét terület mintavételi helyeire vonatkozóan laboratóriumi vizsgálatok alapján meghatároztuk a talajnedvességet és a talajok fizikai minőség-

gét is. Az adatokból a pH értékere vonatkozóan szalagdiagramokat készítettünk (2.és 3.ábra).



2. ábra: Az aggteleki talajok kémhatása (Aggteleki-karszt, 1998)

Jelmagyarázat: 1. tölgyes, 2. szántó, 3. ördögszántás, 4. tölgyes, 5. rét, 6. borókás, 7. fenyves, 8. tölgyes, 9. gyertyános, 10. irtásrét, 11. tölgyes, 12. tölgyes, 13. tölgyes, 14. tölgyes, 15. rét, 16. tölgyes.

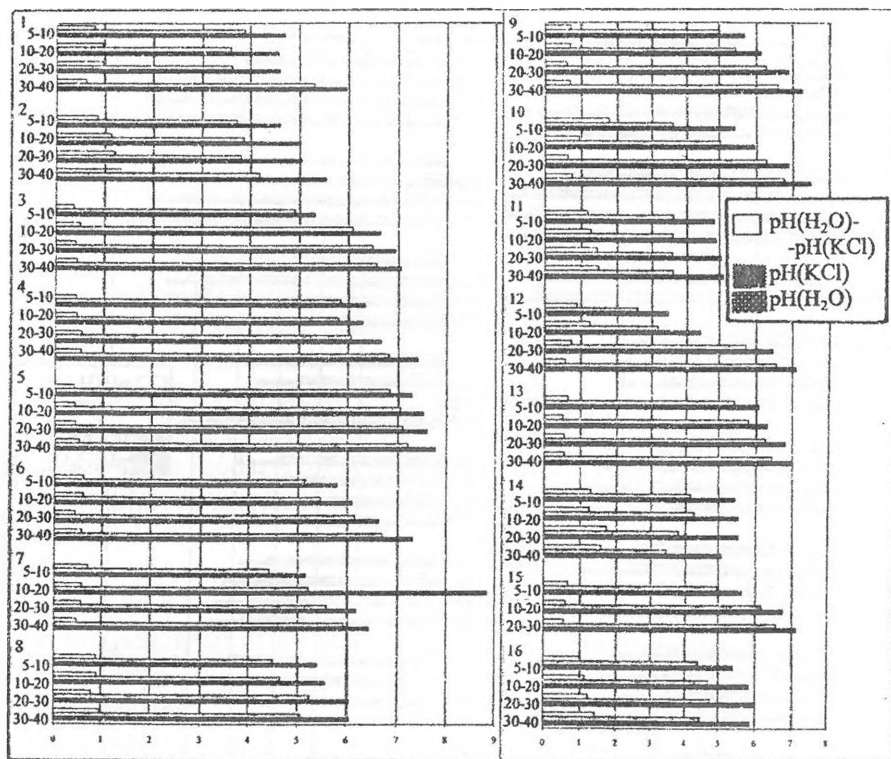
Figure 2: Reaction of soils in Aggtelek, 1998

Legend: 1. oak forest, 2. arable land, 3. bare rock, 4. oak forest, 5. meadow, 6. juniper, 7. pine forest, 8. oak forest, 9. hornbeam forest, 10. clearing area, 11. oak forest, 12. oak forest, 13. oak forest, 14. oak forest, 15. meadow, 16. oak forest.

A talajok kémhatása szoros kapcsolatot mutat a felvehető kalcium-tartalommal. Az alacsonyabb kémhatású talajok felvehető kalcium-tartalma kisebb. A közettel nem keveredett talajoknak alacsonyabb a felvehető kalcium-tartalma, mint a közettel átkeveredettekének. A magas ΔpH -jú talajoknak minden esetben alacsony a felvehető kalcium-tartalma.

Azokban a talajokban, ahol megjelenik az alapkőzet, ott a mélységgel növekvő kémhatással növekvő felvehető kalcium-tartalom jár együtt. Ahol azonban az alapkőzetet nem értük el, ott a felvehető kalcium-tartalom csökkent a mélységgel. Ez a sajátosság nem jár együtt a kémhatás mélységgel

való csökkenésével, azaz a két tulajdonság ezekben az esetekben ellentétesen



3. ábra: A bükk talajok kémhatása (Bükk-fennsík, 1998)

Jelmagyarázat: 1. bükk elegyes fenyves, 2. bükkös, 3. bükkös, 4. rét, 5. fenyves, 6. rét, 7. fenyves, 8. fenyves, 9. tölgyes, 10. rét, 11. tölgyes, 12. tölgyes, 13. tölgyes, 14. rét, 15. rét, 16. tölgyes.

Figure 3: Reaction of soils in Bükk Plateau, 1998

Legend: 1. pine forest with beech, 2. beech forest, 3. beech forest, 4. meadow, 5. pine forest, 6. meadow, 7. pine forest, 8. pine forest, 9. oak forest, 10. meadow, 11. oak forest, 12. oak forest, 13. oak forest, 14. meadow, 15. meadow, 16. oak forest

változik a mélységgel.

A kapott adatokból a kémhatásra vonatkozóan a talajtanban szokásos határértékek figyelembevételével összefoglaló táblázatokat készítettünk (1. és 2. táblázat).

1. táblázat.

A talajminták kémhatásának csoportosítása különböző növényborítottságú területeken
(Classification of soil reaction by different vegetation)
(Bükk fennsík, 1998)

(Mintaszám(%-os részesedés)/

| kémhatás | összes | bükkös | elegyes e. | fenyves | csem.kert | rét |
|-----------------|-----------|----------|------------|----------|-----------|-----------|
| erősen savanyú | 2(3,2%) | 0 | 2(25%) | 0 | 0 | 0 |
| savanyú | 18(28,6%) | 6(31,6%) | 3(37,5) | 2(16,7%) | 0 | 7(35,0) |
| gyengén savanyú | 28(44,4%) | 7(36,8%) | 2(25,0%) | 6(50,0%) | 2(50,0%) | 11(55,0%) |
| semleges | 7(11,1%) | 4(21,1%) | 1(12,5%) | 0 | 2(50,0%) | 2(10,0%) |
| gyengén bázikus | 8(12,7%) | 2(10,5%) | 0 | 4(33,3%) | 0 | 0 |
| összesen | 63 | 19 | 8 | 12 | 4 | 20 |

A talajminták kémhatásának csoportosítása különböző növényborítottaságú területeken
(Classification of soil reaction by different vegetation)
(Aggtelek, 1998)
(Mintaszám(%-os részcsedés)

| kémhatás | összes | tölgyes | rét | fenyves | szántó |
|-----------------|-----------|-----------|-----------|---------|---------|
| erősen savanyú | 2(3,3%) | 2(2,57%) | 0 | 0 | 0 |
| savanyú | 26(42,6%) | 20(57,1%) | 2(11,1%) | 4(100%) | 0 |
| gyengén savanyú | 16(26,2%) | 6(17,1%) | 10(55,6%) | 0 | 0 |
| semleges | 7(11,5%) | 4(11,4%) | 3(16,7%) | 0 | 0 |
| gyengén bázikus | 10(16,4%) | 3(8,6%) | 3(16,7%) | 0 | 4(100%) |
| összesen | 61 | 35 | 18 | 4 | 4 |

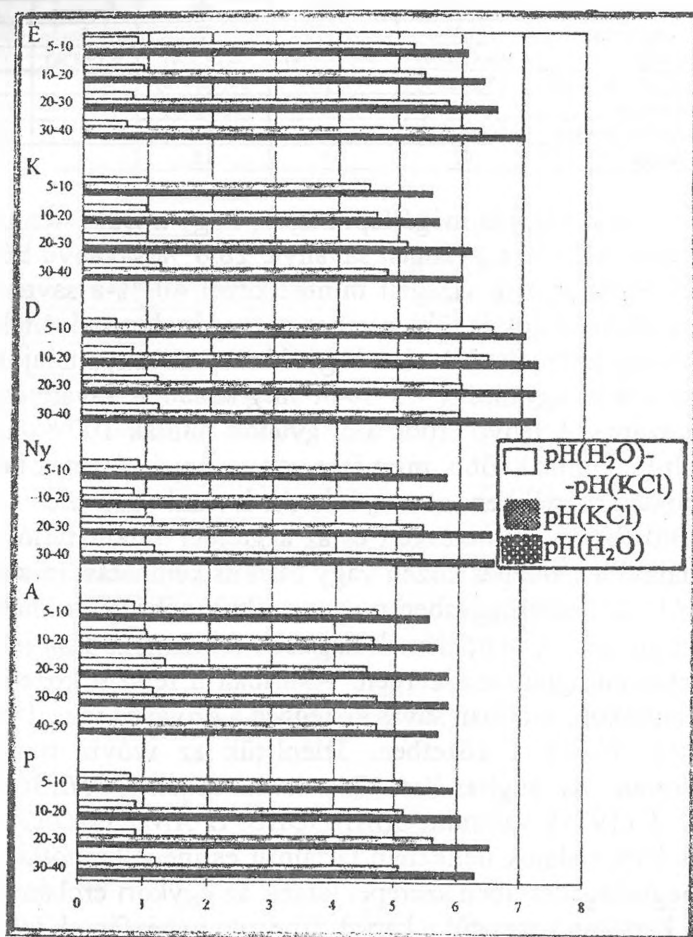
A kémhatás alapján megállapíthatjuk, hogy a Bükk-fennsíkon a vizsgált talajminták 44,4 %-a gyengén savanyú, 28,6 % savanyú kémhatású. A büккеlegyes erdők alatt a vizsgált minták közel 40 %-a savanyú. Érdekes, hogy a rétek alatti talajok is több esetben savanyúnak minősültek. Természetes viszont, hogy a fenyőerdők alatt nagyobb részt savanyú talajokat találunk.

Aggteleken ugyancsak 40 %-ot meghaladó a savanyúságot mutató talajminták száma. A fenyő erdők alól gyűjtött minták 100 %-a, a tölgyesek alatt vizsgált talajminták több, mint fele volt savanyú. A rétek talajai itt is 50 %-ot meghaladó mértékben savanyúak. Az intenzív művelés alatt álló talajok, így a Bükkben a csemetéskert és az aggteleki gabonatarló talajai a műtrágyázás hatására semleges közeli vagy bázikus kémhatást mutatnak.

A pH-val összefüggésben megvizsgáltuk néhány dolinában a nehézfémek mennyiségét. A nehézfémek nagyobb felhalmozódása jelzi a változásokat a karsztökológiai rendszerben. Általában a felszín közelében megkötődik a kolloidokon, azonban savas közegben a szivárgó vízzel vándorol lefelé a talajban, illetve a kőzetben. Jelenlétük az ivóvíz minősége szempontjából fontos. Az angliai Peak District karsztján *COHLBORN, P. AND THORTON, I.* (1978), valamint *XIANDONG, L. AND THORTON, I.* (1993) vizsgálta a karsztalajok nehézfém tartalmát és megállapították, hogy a gyermekek megbetegedéseiben szerepet játszik az egykori ércbányászat révén a talajba és a karszton keresztül a karsztvízbe jutó nehézfémek jelentős mennyisége.

A nehézfém vizsgálatok mindezeideig általában mezőgazdasági, vagy ipari terhelés alatt álló területen folytak. Az Északi-középhegységben olyan területen vizsgálták a nehézfémek jelenlétét, ahol az alapkőzet jelentős hatással van a felhalmozódott fémek elemekre (*FARSANG, A.* 1995). A légköri ülepedésekből származó fémszennyezések minden további nélkül eljutnak a karszterületekre, s ott a beszivárgó vizekkel bejuthatnak a karsztba. A karsztokat borító talajoknak egyik igen fontos szerepe éppen a fémek megkötésében, illetve puffer hatásában van. A fémek többsége megkötődik a talajkolloidokon, ha azok megfelelő mennyiségben jelen vannak a talajban. Az agyagos és szerves kolloidokban gazdag talajok gyengén sava-

nyú és semleges pH mellett kötik meg a fémeket. Amennyiben a talaj elsavanyodik, a fémek egyrésze oldatba megy és közvetlenül beszívárog a karsztba. Ennek szemmel látható megnyilvánulása a cseppköveken megjelenő vöröses bevonat. Nem mindig válik azonban ki az oldott anyag, gyakran a

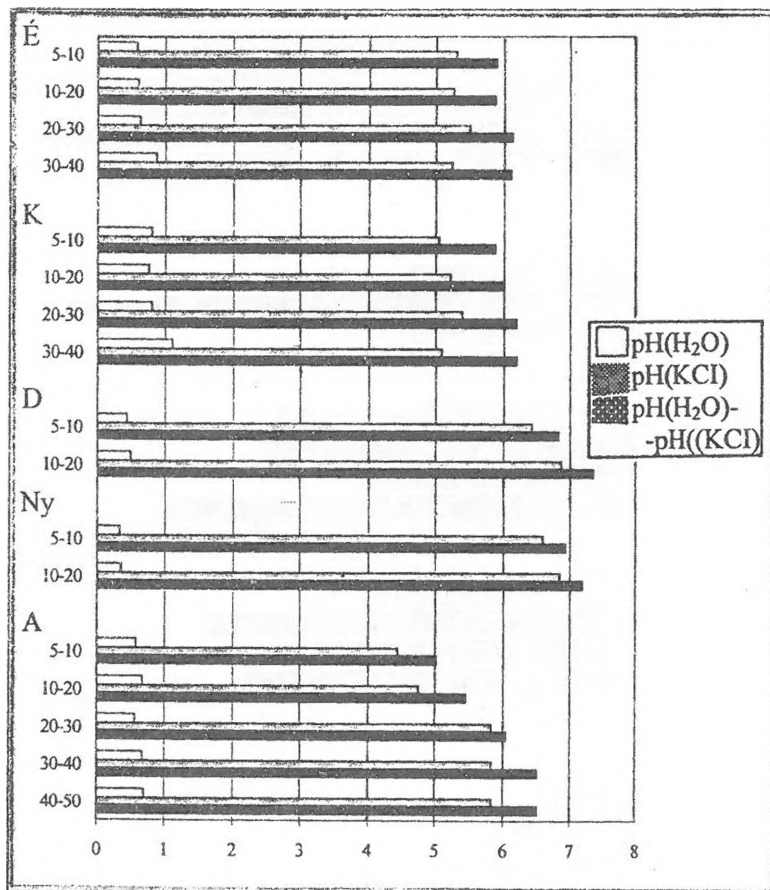


4. ábra: A vizsgált dolina talajainak kémhatása (Aggteleki-karszt, 1998. július)
 Jelmagyarázat: É: a dolina északi kitettséű lejtője, D: a dolina déli kitettséű lejtője, K: a dolina keleti kitettséű lejtője, Ny: a dolina nyugati kitettséű lejtője, A: a dolina alja P: a dolina pereme

Figure 4: Reaction of doline soils Aggtelek, 1998.

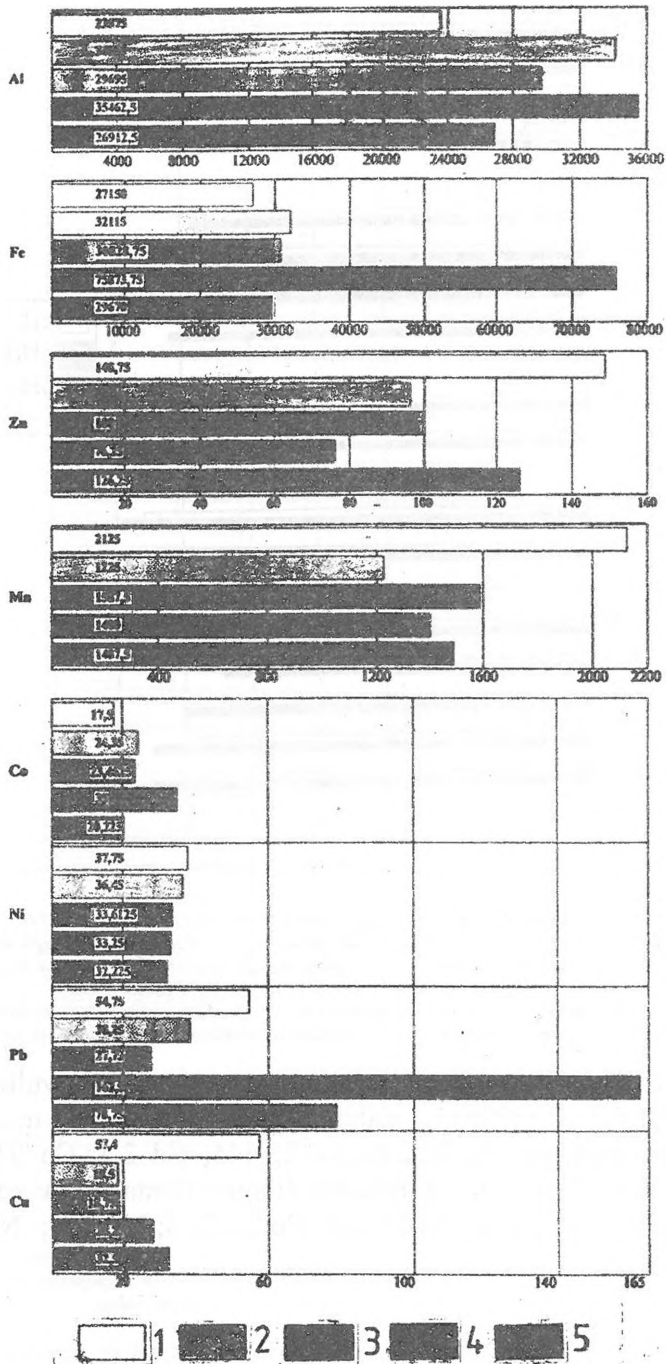
Legend: É: northern exposition - southern slope, D: southern exposition - northern slope, K: eastern exposition - western slope, Ny: western exposition - eastern slope, A: bottom of doline, P: brim of doline

karsztvizet szennyezi, ezáltal a karsztos ivóvízbázisokat veszélyezteti.



5. ábra: A vizsgált dolina talajainak kémhatása (Bükk-fennsík 1998)
 Jelmagyarázat: É: a dolina északi kitettséű lejtője, D: a dolina déli kitettséű lejtője, K: a dolina keleti kitettséű lejtője, Ny: a dolina nyugati kitettséű lejtője, A: a dolina alja
 Figure 5: Reaction of doline soils. Bükk Plateau, 1998
 Legend: É: northern exposition - southern slope, D: southern exposition - northern slope, K: eastern exposition - western slope, Ny: western exposition - eastern slope, A: bottom of doline

A Mátra egyik vízgyűjtőjének mintaterületén (romvulkáni környezetben) FARSANG, A. (1995) az alábbi átlagos fémtartalmat mutatta ki a talajokban ppm értékben: Al 22.246; Fe 25.445; Cd 2,2; Co 9,9; Cu 14,2; Mn 899; Ni 26; Pb 12; Zn 61. A mészkő átlagos fémtartalma a megfigyelések szerint általában az alábbi: Fe 15.000; Co 2; Cu 4; Mn 700; Ni 15; Pb 5; Zn 23.



6. ábra: Nehézfém-tartalom egy aggteleki dolinában (ppm)
 Jelmagyarázat: 1. É-i lejtő, 2. K-i lejtő, 3. Ny-i lejtő, 4. Vörös-tó uvalója, 5. Dny-i lejtő
 Figure 6: Heavy metal contain of doline soils (ppm) Aggtelek Mts.)
 Legend: 1. N-slope, 2. E-slope, 3. W-slope, 4. uvala of Vörös lake, 5. SW-slope

A talajok fémtartalmát egy bükki és egy aggteleki dolina talajában vizsgáltuk meg. A pH értékek (4. és 5. ábra) és a fémszennyezések adatainak (6. és 7. ábra) kölcsönhatását vizsgálva megállapítottuk, hogy Aggteleken összességében magasabbak a fémek értékei. Ez azzal magyarázható, hogy itt már a felszín közelében megjelenik a vörösgyag, ami általában, különösen a vastartalmat illetően, de más fémes elemekben is gazdagabb, mint a sötét rendzinák. A vizsgált aggteleki dolina (a borókás töbör), ahol az északi lejtő a közút közvetlen szomszédságában jelentős terhelésnek van kitéve, de a keleti lejtő feletti dolina peremen is halad egy erdei út, ami ugyancsak hozzájárul a keleti lejtő nagyobb fémtartalmához. Az északi és keleti lejtőn a pH értékek is alacsonyabbak, ami fokozottabban veszélyezteti a beszivárgó vizek minőségét.

A bükki dolinában alacsonyabb a fémtartalom. További vizsgálatot kíván az a tény, hogy itt is az északi és keleti lejtőn találjuk a magasabb értékeket. Kétségtelen, hogy itt is az északi lejtő mellett fut egy erdészeti feltáróút, ami korábban gyakrabban használt közút volt (a 60-as években). A pH értékek is alacsonyabbak ezen a két lejtőn.

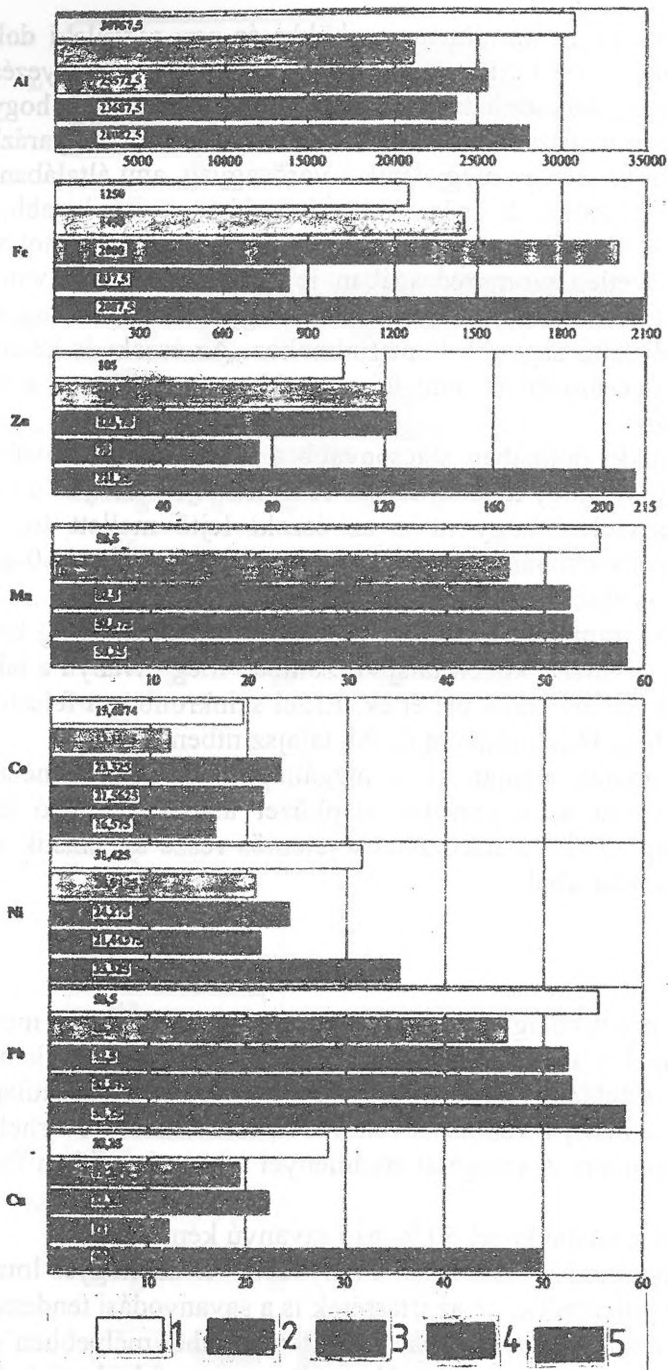
A diagrammból jól kiolvasható a dolina alján a talaj kimosódási tendenciája is. A felszín közeli talajhorizontban még savanyú a talaj, a mélyebb rétegek felé haladva nő a pH érték. Ezzel szinkronban a felszínközeli mintában kevesebb a fém, mint a mélyebb talajsztintben.

Az adatok alapján az is megállapítható, hogy a nehézfém-tartalom magasabb, mint az a karsztos alapkőzet alapján várható lenne. Minden valószínűség szerint a nehézfémek jelentős része származik itt a száraz és nedves ülepedésekből.

Összegzés

A karsztökológiai rendszer fontos tényezője a talaj, melynek változásai jelzik azokat a módosulásokat, amelyek nagyobb időtávlatban és áttételesen hatnak a felszíni és felszín alatti folyamatokra. A talajtulajdonságok közül ez a tanulmány a kémhatás változások és a nehézfém terhelések vizsgálataival foglalkozott. A vizsgálat eredményei a következőkben foglalhatók össze.

1. A karsztok talajai közel 50 %-ban savanyú kémhatásúak.
2. A savanyú talajok elsősorban a fenyvesek és az egyes lombos és fenyőerdők alatt jellemzőek, de az irtásrétek is a savanyodási tendenciát mutatják.
3. A talajsavanyodás elsősorban ott jellemző, ahol mélyebben van az alapkőzet. Ezekben a savanyú talajokban alacsony a felvehető kalciumtartalom. Mészhiány ott lép fel, ahol a vizes és káliumkloridos pH érték különbsége nagy.



7. ábra: Nehézfém-tartalom egy bükki árolinában (ppm)
 Jelmagyarázat: 1. K-i lejtő, 2. dolina alja (20 cm), 3. dolina alja (80 cm), 4. fenyőerdő, 5. ÉK-i lejtő
 Figure 7: Heavy metal contain of doline soils (ppm). Bükk Mts.
 Legend: 1. E-slope, 2. bottom of doline (20 cm), 3. bottom of doline (80 cm), 4. pine forest, 5. NE-slope

4. A nehézfémek az aggteleki dolinában halmozódtak fel nagyobb mennyiségben, ami valószínűleg a környező területekről idejutott vulkáni poranyagból származik, de nem hanyagolható el közlekedésből és a környező ipari objektumokból a légáramlatokkal idejutó fémszennyezések hatása sem.

A fenti vizsgálatok a karsztökológiai rendszer folyamatainak pontosabb megismerését, egyidejűleg a karszt management fontosabb feladatainak meghatározását szolgálják.

IRODALOM

- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1987): Tendencies to change in the compositions of the karstic soil and the vegetation in the dolines in the Hungarian bükk Mountain. ENDINS. Mallorca. pp.87-93.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1992): Karst soil as indicators of karst development in Hungarian karsts. Zeitschrift für Geomorph. N.F. Suppl-Bd.85. pp.101-110
- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1998a): Geocological system of karsts. Acta Carsologica. Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana, pp.13-25.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.* (1998b): Connection between morphology and ecological factors of karst dolines (Aggtelek Hills, Hungary). Suppl. di Geografia Fisica e dinamica quarternaria. III-t.4. pp.115-119.
- BÁRÁNY-KEVEI, I.-HORVÁTH, A.* (1996): Survey of the interaction between soil and vegetation in a karstecological system at Aggtelek, (Hungary). - Acta Geogr. Szegediensis. Tom. XXXV. 81-87.
- COLBOURN, P. AND THORTON, I.* (1978): Lead pollution in Agricultural soils. Journal of Science, 29. pp.513-526.
- FARSANG A.* (1995): A talaj fémtartalmának regionális vizsgálata a Mátra északkeleti előterében. Földrajzi Közlemények XLIV.évf.3-4 füzet, pp. 179-192.
- JAKUCS, L.* (1987): Traces of effects of acidic rain (sedimentation) in the re-dissolution of cave dripstones. ENDINS. Mallorca. pp.49-59.
- PFEFFER K.H.*, (1990): Wissenschaftliche Informationen zu Karst-Ökosystemen- eine wichtige Aufgabe für praxisorientierte Forschungen und Planungen. Tübinger Geographische Studien. pp.1-35.
- ZÁMBÓ, L.* (1986): A talajhatás karsztmorfogenetikai jelentősége. Kandidátusi értekezés. Budapest, p. 141.
- XIANGDONG, L. AND THORTON, I.* (1993): Multi-element contamination of soils and plants in old mining areas, U.K. Applied Geochemistry, Suppl. Issue No.2. pp.52-56.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or title.

Faint, illegible text in the upper middle section.

Faint, illegible text in the middle section.

Faint, illegible text in the lower middle section.

Faint, illegible text in the lower section.

Faint, illegible text in the lower section.

Faint, illegible text in the lower section.

Faint, illegible text in the lower section.

Faint, illegible text in the lower section.

KÖZÉPSŐ TRIÁSZ, 235 MILLIÓ ÉVES PALEODOLINA A BALATONFELVIDÉKEN (LITÉR, HAJMÁSKÉR)

KORPÁS LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Abstract: The development of the Middle Triassic dolomite ramp was interrupted by four karst phases between 239 and 230 Ma. The evolution of the three early and superimposed paleokarst levels, formed in a shallowing upward environment was stopped by sea-level rise at 234 Ma, resulting in the shallow burial of the karst system. The karstification was governed by global and regional sea-level falls and the development of the mainly marine karst system was interrupted only once, about 237 Ma by slight vadose phases. Morphological dissection of the flat littoral karst plain started at 237 Ma and reached its maximum about 235 Ma. Corresponding karst morphological units are: the paleokarstic pockets or bolsos of the Hajmáskér quarry and the paleodoline of the Litér quarry. This morphological dissection coincided in time with the disintegration of the Megyehegy dolomite ramp, with the opening of the Felsőörs basin and with the volcanic activity, generated by extension. The mainly microvuggy and mouldic porosity and the insignificant cave and fracture porosity indicate a small hydraulic head, reaching its maximum at 235 Ma. The evolution of the karst system was controlled by an extension of NW-SE. Initial bauxitisation was detected in the volcanomictic paleosols.

1. Bevezetés

A hazai karsztrendszerek a nemzeti vagyon felbecsülhetetlen részei. Természeti potenciáljuk óriási, mivel ezek tározzák vízkészleteink 10%-át, reménybéli kőolajkészleteink mintegy 30%-át, teljes bauxitvagyonunkat, mészkő és dolomitkészleteink egészét, mangánérc készleteink jelentős részét.

Rendkívüli természeti értékük a bennük található több ezer barlang, azok ásványai, fosszilis és élő flórája, faunája. Felszíni előfordulásainak különleges a szerepe a tájformálásban és a rajtuk kialakult élővilág létében. Egyre növekszik a jelentőségük a humánökológiában.

E karsztrendszerek természetes egyensúlya napjainkra megbomlott és állapotuk egyes régiókban már kritikussá vált. Ennek kiváltó okai az elmúlt évtizedek túlzott és egyoldalú, elsősorban ipari igénybevétele, valamint a fokozott ütemű urbanizáció.

Ez a természeti potenciál és annak nagyfokú veszélyeztetettsége volt a meghatározó eleme a Magyar Állami Földtani Intézet által 1989-ben indított országos kutatási projektnek, amelynek célja a hazai paleokarszt rendszerek szisztematikus vizsgálata.

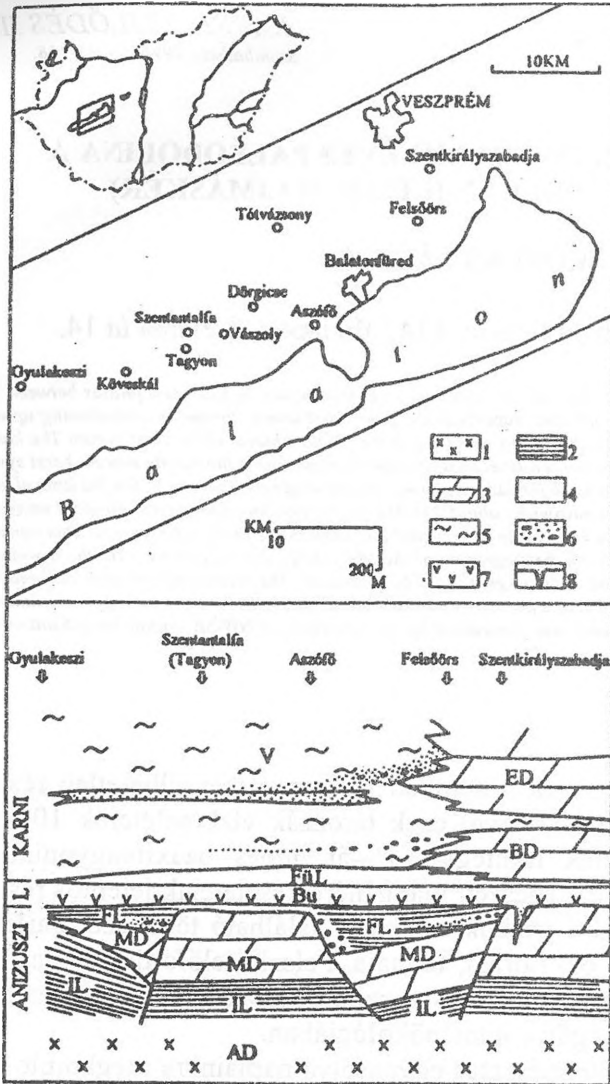
Jelen publikáció egyike azoknak a genetikai esettanulmányoknak, amelyeknek célja a hazai karszt rendszerek védelmének elősegítése.

2. Földtani felépítés

A litéri és a hajmáskéri kőfejtő Megyehegyi Dolomitjából vizsgált paleokarszt szelvények földtani helyzetét SZABÓ I. - RAVASZ CS. (1970), BUDAI T. (1992), BUDAI T.-VÖRÖS A. (1992,1993), BUDAI T. et al. (1993), KORPÁS L.-DUDKO A. (1993), HAAS J. et al. (1993) és KORPÁS L. (1998) munkái alapján vázoljuk (1. ábra).

2.1. Megyehegyi Dolomit

A formációt világosszürke, sárgásszürke, helyenként ibolyás árnyaltú, vastagpados-tömeges, gyengén-közepesen rétegzett dolomit építi fel. Az erősen átkristályosodott, cukorszövetű, kőzet dolopátitból áll, amelyet szórványosan onkoidos, ooidos betelepülések tagolnak. A fekéjében települő Iszkahegyi Mészkből fokozatosan, sötétszürke bitumenes dolomit rétegekkel fejlődik ki, míg változatos fedőjéhez (Buchensteini Formáció, Tagyoni Mészkb, Felsőörsi Mészkb) vezető átmenete lemez dolomit, dolomitos

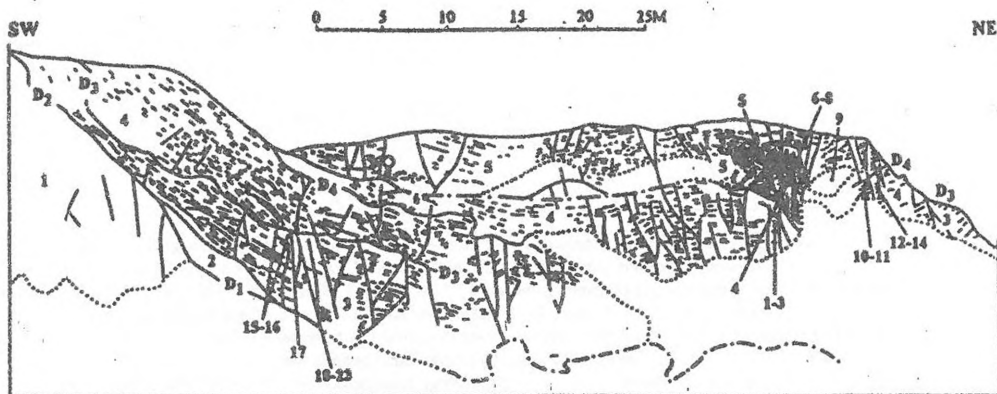


1. ábra: A balatonfelvidéki középső triász formációk rétegoszlója (BUDAI et al. 1993)

Jelmagyarázat: 1. Sabkha, 2. Zárt, időszakosan anoxikus medence, 3. Karbonát platform, 4. Nyílt self medence, 5. Intrashelf medence törmelékes üledékekkel, 6. Allodapikus törmelékes üledékek, 7. Piroklasztikumok, 8. Neptuni telérek, Anizuszi: AD-Aszófői Dolomit, IL-Iszkahegyi Mészkb, MD-Megyehegyi Dolomit és Tagyoni Mészkb, FL-Felsőörsi Mészkb, Ladinai: BU-Buchensteini Formáció, Karni: FÜL-Füredi Mészkb, V-Veszprémi Marga, BD-Budaörsi Dolomit, E-Edericsi Dolomit.

Fig. 1. Stratigraphic chart of the Middle Triassic, Balaton Highland. (BUDAI, T. et al. 1993)

Legend: 1. Sabkha, 2. Restricted (periodically anoxic) basin, 3. Carbonate platform, 4. Open shelf basin, 5. Intrashelf basin with terrigenous clastics, 6. Allodapic clastics, 7. Pyroclastics, 8. Neptunian dyke, Anisian: AD-Aszófő Dolomite, IL-Iszkahegy Limestone, MD-Megyehegy Dolomite+Tagyon Limestone, FL-Felsőörs Limestone, Ladinian: BU-Buchenstein Formation, Carnian: FÜL-Füred Limestone, V-Veszprém Marls, BD-Budaörs Dolomite, E-Ederics Dolomite.



2. ábra: Eltemetett paleodolina a litéri kőfejtőben (1. sz. paleokarszt szelvény)
 Jelmagyarázat: 1. Megyehegyi Dolomit (tömeges), 2. Dolomithomok nyelv (fanglomerátum), 3-4. Megyehegyi Dolomit paleotalaj szintekkel, 5. Berekhegyi Mészkö, D=Diszkontinuitási felszín, o1 Mintavételi hely, • Protrachyceras lelőhely.

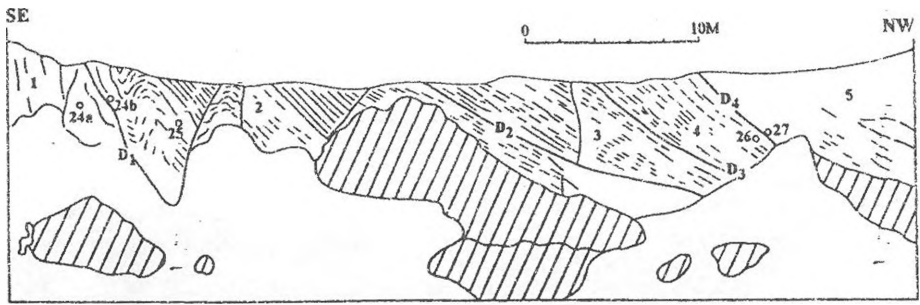
Fig. 2. Buried paleodoline in the Litér quarry (Paleokarst profile No. 1.)
 Legend: 1. Megyehegy Dolomite, massive, 2. Fanglomerate-tongue of dolomitesand, 3-4. Megyehegy Dolomite with paleosol layers, 5)Berekhegy Limestone, D=Discontinuity surface, o1 Site of sampling, • Occurrence of Protrachyceras.

mészkö kifejlődésben szintén fokozatos.

A formáció kőzetei ősmaradványokban szegények, szórványosan foraminiferákat, zöldalgákat, elvértve crinoidea vázelemeket, illetve brachiopodákat tartalmaznak. Vastagsága néhány 10 méter - 280 méter közötti, a vizsgált litéri és hajmáskéri szelvényekben mintegy 250 méter. Fáciése sekélytengeri karbonát platform, túlsós lagúna, kora középső-felső anizuszi (pelsői-illir).

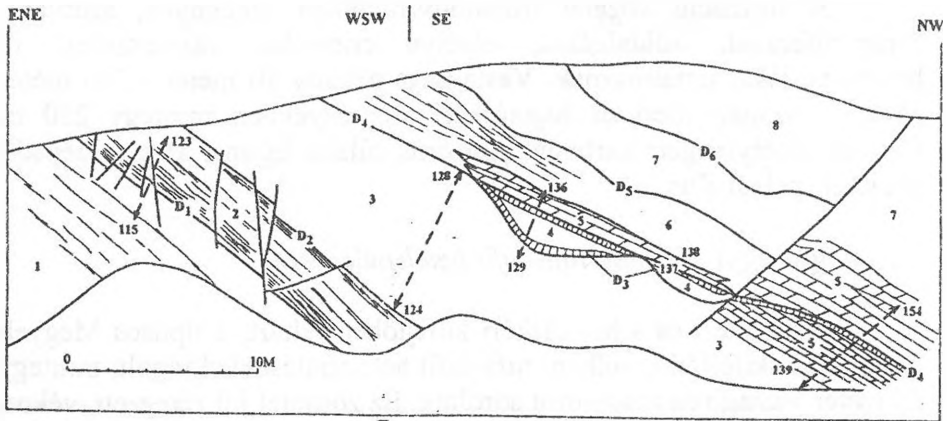
2.2. Megyehegyi Dolomit, tufa-tufit betelepülésekkel

Ide a litéri és a hajmáskéri kőfejtőben feltárt, a típusos Megyehegyi Dolomitból kifejlődő, vulkáni tufa-tufit betelepülésekkel tagolt, mintegy 20-25 méter vastag rétegcsoporthoz tartozó. Ez zömmel jól rétegzett, vékonypados-lemezes dolomitból áll, s helyenként dolomitmárgát, dolomitos mészkövet tartalmaz. Anyaga szürke, vöröses szürke, sárgás-ibolyás árnyalatú, főleg vékonypados-lemezes, alárendeltebben rétegzetlen, tömeges dolomit, amit lila, bentonitos és kaolinites agyagrétegek (=paleotalajok) tagolnak. Ezek vastagsága a néhány mm-es agyagfilmeken át, néhány centiméter-deciméter lehet, azonban mindkét bánya szelvényében egy-egy 100 centiméter vastag, kristály- és portufa réteg is megfigyelhető. A lemezes dolomitmárgás, dolomitos mészkö betelepülések a rétegcsoporthoz felső részén mutatkoznak. Jellemző-



3. ábra: Szubaerikus diszkontinuitási felszínekkel tagolt dolomitplatform-pelágikus medence-dolomitplatform átmenete a líteri kőfejtőben (2. sz. paleokarszt szelvény)
 Jelmagyarázat: 1. Megyehegyi Dolomit (tömeges), 2. Berekhegyi Mészkö, 3-4. Dolomit paleotalaj szintekkel, 5. Tömeges dolomit, D=Diszkontinuitási felszín, o27 Mintavételi hely.
 Fig. 3. Transition of dolomite platform-pelagic inlet-dolomite platform with subaerial discontinuity surfaces in the Litér quarry (Paleokarst profile No. 2.)
 Legend: 1. Megyehegy Dolomite, massive. 2. Berekhegy Limestone. 3-4. Dolomite with paleosol layers, 5. Massive dolomite, D=Discontinuity surface, o27)Site of sampling.

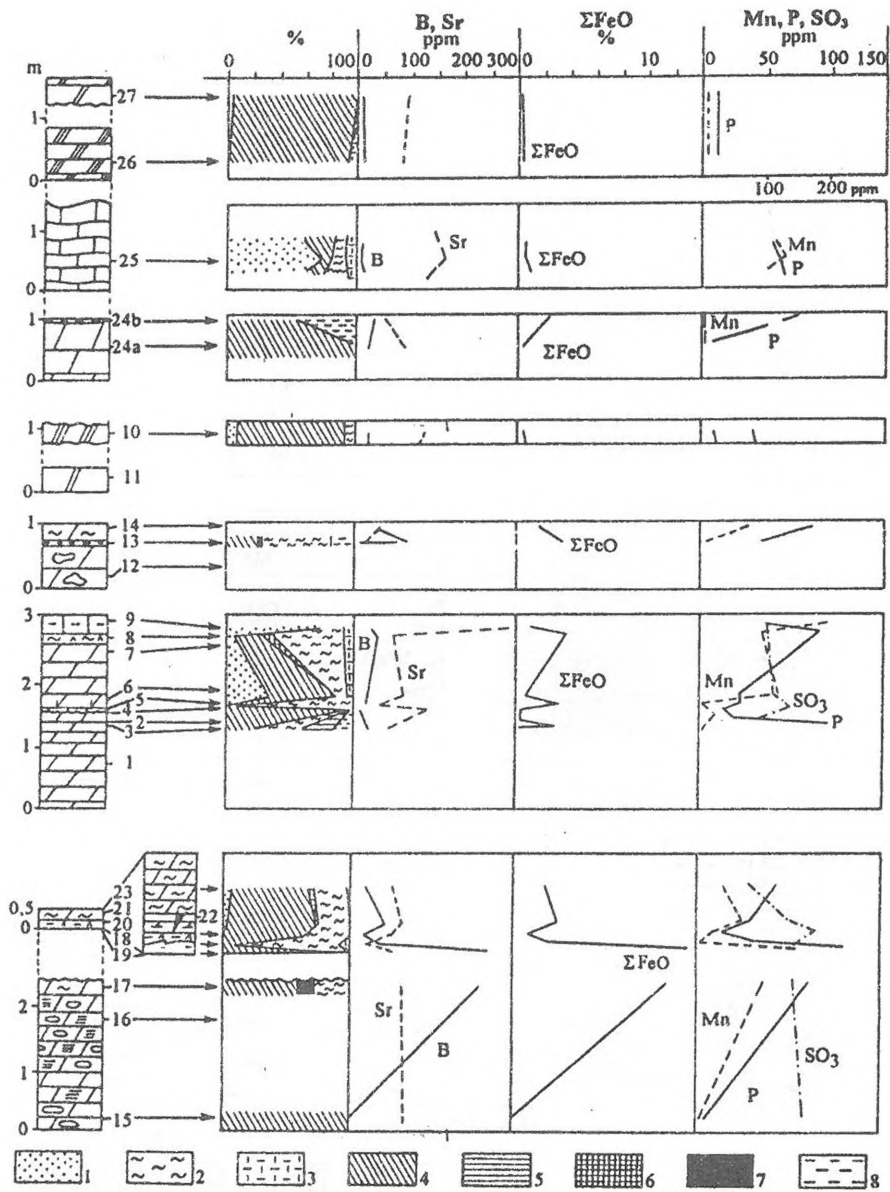
ek az éles réteghatárok, a helyenkénti sztilolitos felszínek, továbbá a foltos, elmosódó színhatárú, finomkristályos (dolopátit) típusok. Ritkán dolomit-törmelékes, illetve száradási repedésekkel tagolt szintek is megfigyelhetők. Ezek a kőzettípusok ősmaradványokban szegények. A dolomitos rétegekben szórványosan váztöredékek (echinoidea, alga, ostracoda, molluszka héjtöredék) észlelhetők. A líteri kőfejtő alsó szintje szelvényének 100 centiméteres tufit padjából a rétegzéssel párhuzamos helyzetű, ép ammonitesz kőbelek



4. ábra: Paleokarsztos zseb bauxitnyomokkal a hajmáskéri kőfejtőben
 Jelmagyarázat: 1. Tömeges dolomit, 2. Lemezes dolomit paleotalaj szintekkel, 3. Tömeges dolomit, 4. Paleokarsztos zseb dolomittal és paleotalajjal, 5. Lemezes dolomit, 6. Tömeges dolomit paleotalaj szintekkel, 7. Tömeges dolomit, 8. Breccsás dolomit, D=Diszkontinuitási felszín, 115-123 Mintavételi hely.
 Fig. 4. Paleokarstic pocket with traces of bauxite in the Hajmáskér quarry
 Legend: 1. Massive dolomite, 2. Laminated dolomite with paleosol layers, 3. Massive dolomite, 4. Paleokarstic pocket infilled by dolomite and paleosol, 5. Laminated dolomite, 6. Massive dolomite with paleosol layers, 7. Massive dolomite, 8. Brecciated dolomite, D=Discontinuity surface, 115-123 Site of sampling.

(Parakellnerites sp. det. Szabó I.) kerültek elő.

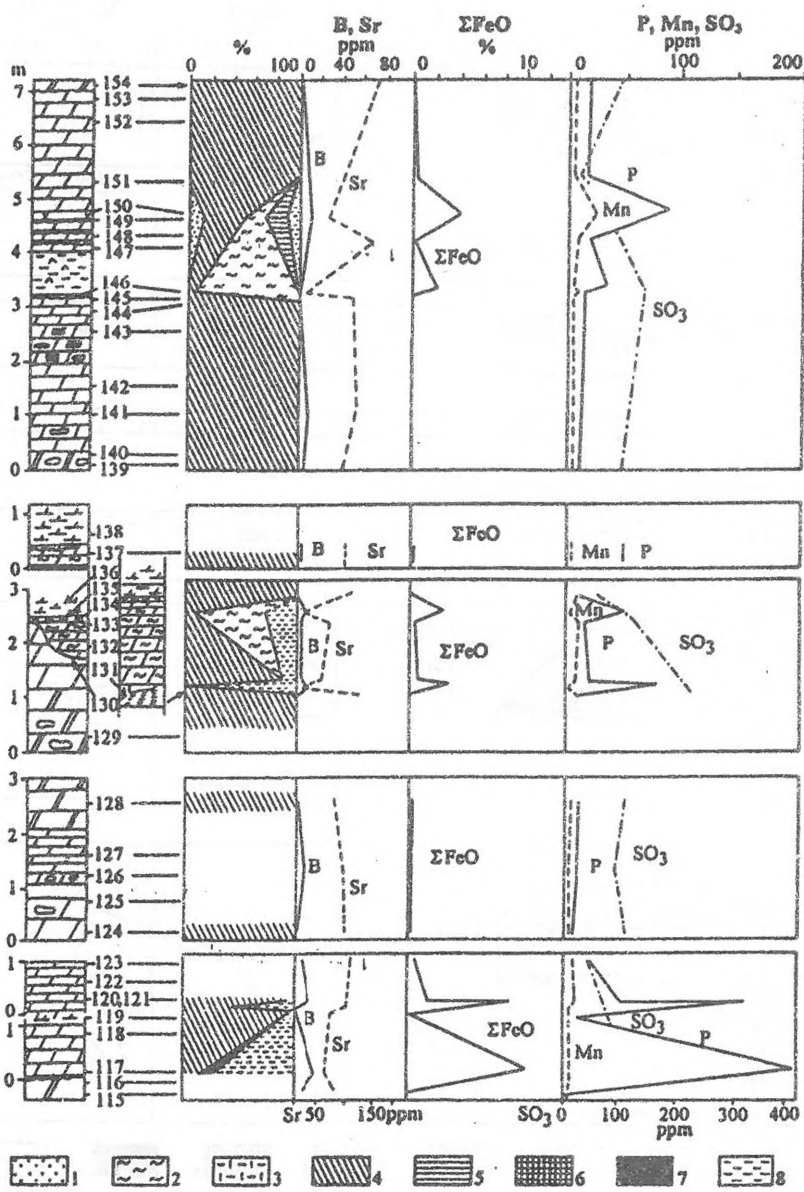
A tárgyalt rétegcsoport fáciese: karbonát platformon belüli, ár-
 apályövi, belső lagúna, amelynek fejlődését legalább egy - magasabb víz-
 szintet jelző - pelágikus esemény szakította meg. Kora felső anizuszi (illir).



5. ábra: A litéri kőfejtő paleokarszt szelvényei
 Jelmagyarázat: 1. Kalcit, 2. Montmorillonit, 3. Kvarc, 4. Dolomit, 5. Illit, 6. Földpát, 7. Alumogoethit, 8. Kaolinit.

Fig. 5. Paleokarst profiles of the Litér quarry
 Legend: 1. Calcite, 2. Montmorillonite, 3. Quartz, 4. Dolomite, 5. Illite, 6. Feldspar, 7. Alumo-goethite, 8. Kaolinite.

A továbbiakban a litéri és a hajmáskéri kőfejtőkben felvett szelvényeink (2-6. ábra) alapján a két formáció szedimentológiai és korai diagenetikus bé-



6. ábra: A hajmáskéri kőfejtő paleokarszt szelvénye
 Jelmagyarázat: 1. Kalcit, 2. Montmorillonit, 3. Kvarc, 4. Dolomit, 5. Illit, 6. Földpát, 7. Alumogothit, 8. Kaolinít.
 Fig. 6. Paleokarszt profile of the Hajmáskér quarry
 Legend: 1. Calcite, 2. Montmorillonite, 3. Quartz, 4. Dolomite, 5. Illite, 6. Feldspar, 7. Aluminosilicate, 8. Kaolinite.

lyegeit, megfigyelt paleokarszt jelenségeit, valamint tektonikai stílusát jellemezzük.

A szedimentológiai és korai diagenetikus bélyegek sorából kiemeljük a pados, vékonypados-lemezes rétegzési típusokat. A réteglapok alsó határfelülete rendszerint éles. Ezek gyakran litoklázisok vagy mikrovetők által meghatározott, üledékkel kitöltött, lefelé keskenyedő, néhány centiméter-deciméteres ék alakú repedéseket fednek le. Ezzel szemben a réteglapok felső határfelülete többnyire átmenetes. Gyakoriak a részben kitöltött száradási repedések, továbbá a saját anyagú felszakított dolomittörmelékből, ritkábban váztöredékekből álló, többnyire a rétegzéssel párhuzamos betelepülések. A dolomittörmelék mérete nem haladja meg a néhány mm-t. Ezek szép példája a litéri kőfejtő szelvényének felfelé csökkenő szemnagyságú, porló dolomithomokból álló lencséje (2. ábra). Üledékképződéssel egyidős mikrovetők és iszapcsúszási redők észlelhetők ugyancsak a litéri kőfejtő szelvényében. A dolomitok szövete uralkodóan polimodális, nonplanáris-planáris típusú, míg az azokat tagoló paleotalajok főleg lateritesek. A dolomitok kőzet és ősmaradványtörmelékei között gyakoriak az egyszerű és összetett bekérgezett szemcsék s a bioturbáció kiváltotta foltosság. További jellegzetességük: az egy-, illetve többgenerációs, főleg dolomitos, alárendelten vörös agyagos és kalcitos kitöltésű repedéshálózat, illetve elsősorban a magasabb szintekben fellépő sztilolitosodás. A teljes szelvényben megfigyelhető mikro üreg és mold porozitás rendszerint 50-500 μ átmérőjű, gyakran a rétegzéssel párhuzamos füzérsorok formájában észlelhető. Ezek egy része főleg dolomittal, pirittal, hematittal és limonittal, ritkábban anhidrittel, illetve gipsszel kitöltött.

Szórványosak a néhány centiméteres, „iszappal” kitöltött üregek. A dolomitos rétegcsoportot a litéri bánya teljes szelvényében olyan limonitos repedés- és hasadékhálózat szövi át, amely nem metszi a fedőjében települő pelágikus Berekhegyi Mészkövet.

A paleokarszt jelenségek közül az egyszerű és összetett, szubaerikus diszkontinuitási, esetenként belső eróziós felszíneket emeljük ki. Ezek egyik, jellegzetes alaptípusát alkotják a centiméteres-deciméteres és a réteglapokkal párhuzamos, tagolt alsó határfelületű egyszerű diszkontinuitási felszínnek. Ezekhez kapcsolódnak a gyakori, vulkáni eredetű, laterites paleotalaj szintek. A m-es nagyságrendű összetett diszkontinuitási felszínnek száma a két kőfejtőben 4-7 között változik. Ezek már a rétegzéssel gyakran lapos szöveget bezáró, hullámos lefutású unkonformitások. Egyes esetekben a felettük települő rétegek jól érzékelhető üledékhézagról és belső erózióról tanúskodnak. Az összetett diszkontinuitási felszíneket, s a hozzájuk kapcsolódó laterites paleotalajokat jól észlelhető, kisméretű törések határozzák meg. A mikro méretű üreg- és mold porozitáson túlmenően mindkét fejtő dolomitját deciméteres-méteres, meredek dőlésű hasadékok és részben oldott falú üregek

tagolják. Ezek egy részét több típusú dolomittörmelékből álló, cementált breccsa tölti ki.

A dolomitos rétegcsoport tektonikai stílusát *KORPÁS L.-DUDKO A.* (1993) alapján jellemezzük. A rétegek regionális dőlése ÉNy-ÉÉNy/20-70° közötti, s a meredekebb dölések a litéri feltolódáshoz közelebbi litéri kőfejtőben észlelhetők. Uralkodnak a merev, alárendeltek a plasztikus alakváltozásra utaló kompresszív szerkezetek. Az előbbieket általában KDK-NyÉNy és É-D-ÉK-DNy irányú, meredek dőlésű normál vetők, jobbos és balos eltolódások, míg az utóbbiakat ÉÉNy-DDK tengelyirányú, álló és át-buktatott redők (litéri kőbánya), valamint duplex szerkezetek (litéri és hajmáskéri kőbánya) képviselik. Gyakoriak a réteglapmenti feltolódások, illetve a részben ezekhez kapcsolódó szakításos szerkezetek. Jellegzetesek a zömmel ÉÉNy-DDK irányú, meredek dőlésű, részben nyitott, részben üledékes dolomitbreccsával kitöltött, tágulós mechanizmust tükröző paleokarsztos hasadékok. Hasonló irányú, az üledékképződéssel egyidős mikrovetők észlelhetők mindkét kőfejtőben.

2.3. Berekhegyi Mészkö

Ide soroltuk a litéri kőbánya DNy-i részének felső szintjein két szelvényben feltárt, 10-12 méter vastag, világosszürke, lemezes-táblás, gumós dolomit, dolomitos mészkö és mészkö rétegcsoportot, amit hasonló színű agyagmárga és bentonitos agyagbetelepülések tagolnak. A gumós, sztíliolitos helyenként filamentumos, váztöredékes mészkö szövete polimodális mikropátit és pátit, gyakori másodlagos dolomitosodással. Feküje a vulkáni eredetű, paleotalajos betelepülésekkel tagolt dolomitos rétegcsoport. Fedője csak a litéri kőfejtő DNy-i, hátsó bányaudvarának szelvényében feltárt, s szintén vörös agyagos, paleotalajos szintekkel váltakozó lemezes, illetve tömeges dolomit (3. ábra).

Az ősmaradványokban szegény formáció főleg átülepített, maximum 1,5 mm átmérőjű molluszká héjtöredékeket és filamentumokat tartalmaz. Egyedi, ritka lelet a kőfejtő felső szintjének dolomitosodott mészkövében *HAAS J.* által talált ép, s *VÖRÖS A.* által *Protrachyceras archelaeus* (Laube) fajként meghatározott ammonitesz. A pelágikus fáciesű formáció kora felső ladini(longobárd).

A szedimentológiai és korai diagenetikus bélyegek közül a gumós rétegfelszíneket, az a felszakított mészkö-törmelékes, váztöredékes betelepüléseket, a mikrovetők által meghatározott iszapcsúszási szerkezeteket, a korai dolomitosodást és a többgenerációs kalcitos repedéshálózatot emeljük ki. A formáció közetei, eltekintve a mikroüreg és mold porozitástól, karsztjelenségeket nem mutatnak.

KORPÁS L.-DUDKO A. (1993) szerint az uralkodó dőlések ÉNy-ÉÉNy/20-70° közöttiek. Jellemzőek a plasztikus alakváltozást és az ÉNy-DK-i kompressziót tükröző bélyegek: ÉÉNy-DDK tengelyirányú álló és átbuktatott redők, duplex szerkezetek, valamint a réteglapokkal párhuzamos feltolódások és szakításos elemek.

3. Paleokarszt szelvények

3.1. A litéri kőfejtő

3.1.1. Az 1. számú paleokarszt szelvény

A szelvényt a kőfejtő DNY-i sarkának alsó és felső művelési szintjében vettük fel (2. ábra). A szelvény a Megyehegyi Dolomitból indul és a vulkáni eredetű, paleotalajos szintekkel tagolt dolomitos rétegcsoport után a Berekhegyi Mészke Formációban végződik. Tagolódása és az egyes minták leírása a következő.

1. Megyehegyi Dolomit, tömeges: szürkéslilás, ibolyás színű, tömeges, szerkezet nélküli, rétegtelen dolomit. Felette egyenetlen, hullámos, lefutású összetett diszkontinuitási felszín (D_1+D_2).
2. Dolomithomok lencse: sárgásbarna, barna, vékonypados, apró-középszemű, jól osztályozott, laza, porló kőzet, gyenge gradációval. Felső határa egyenetlen, hullámos diszkontinuitási felület (D_2).
3. Megyehegyi Dolomit, vulkáni eredetű paleotalaj szintekkel: szürke, vékonypados, sávos-foltos dolomit, okkersárga laminált dolomárgával és néhány centiméteres vörös, lilás tufa-tufit utáni paleotalaj szintekkel. A rétegcsoportot sűrű, elmozdulás nélküli litoklázis hálózat járja át. Felette jól követhető, egyenetlen, hullámos diszkontinuitási felszín (D_3).
4. Megyehegyi Dolomit, vulkáni eredetű paleotalaj szintekkel: sárgás, pados-lemezes dolomit és dolomárga, gyakori, néhány centiméter vastag, lilás, vörös tufa-tufit után képződött paleotalaj rétegekkel. Éles alsó rétegfelszínnek, száradási repedésekkel és ékekkel, paleotalajos valamint dolomárga kitöltésekkel. Fedőjében újabb egyenetlen, hullámos lefutású diszkontinuitási felszín (D_4).
5. Berekhegyi Mészke: szürke, sárgásszürke, vékonypados-lemezes, gumós dolomit, dolomitos mészke, szürke, lemezes vulkáni eredetű agyag, agyagmárga betelepülésekkel. A rétegcsoport talpán jellegzetes, vörös színű, tufa-tufit után kialakult paleotalaj szint van. A kőzeteket sűrű, elmozdulás nélküli litoklázis hálózat szövi át. Ezek mellett, a szelvény középső részén átbuktatott redők, ÉK-i szektorában pedig részben az üledékképződéssel egyidős mikrovetők és ezekkel kapcsolatos iszapcsúszási szerkezetek figyelhetők meg.

A KORPÁS L.-TÓTHNÉ MAKK Á. által felvett szelvény mintáit az alábbiakban írjuk le, míg anyagvizsgálatuk eredményeit az 5. ábrán foglaljuk össze.

- 40 centiméter: szürke, onkoidos (váltóredékes) dolomitpad, alsó és felső határán 5-10 milliméteres laminációval (15. sz. minta),
- 20 centiméter: közészürke, sávós, foltos dolomitliszt, amely felfelé éles színhatárral okkersárga dolomárgába megy át (16. sz. minta),
- 30 centiméter: okkersárga, limonitos, gyengén rétegzett dolomárga, éles felső eróziós határral (17. sz. minta),

--- D₃ diszkontinuitási felszín,

- 10 centiméter: lila, lemezes, préselt, kaolinites, bentonitos agyag (18. sz. minta), alatta dolomárgás repedéskitöltéssel (19. sz. minta),
- 30 centiméter: rózsaszínű, sárgás, okkeres dolomitos tufahomok, szaggatott-sávós rétegzéssel (20. sz. minta),
- 20 centiméter hosszú, 2 centiméter széles ék alakú száradási repedés, sárgás dolomit kitöltéssel (21. sz. minta),
- 10 centiméter: sárgás dolomit (22. sz. minta),
- 15 centiméter: okkersárga, vékonypados, rétegzett dolomárga, dolomitliszt, kevés tufaszennyezéssel (23. sz. minta),

.....szelvényváltás.....,

- 15 centiméter: szürke, rétegzett, finomkristályos, limonitkérges dolomit (1. sz. minta),
- 2 centiméter: sárgásszürke, dolomittörmelékes, bentonitos agyag (2. sz. minta),
- 20 centiméter: világossárga, finomkristályos, limonitkérges dolomit (3. sz. minta),
- 20 centiméter: sárgásszürke, finomkristályos dolomit (4. sz. minta),

--- D₄ diszkontinuitási felszín,

- 10-40 centiméter: lila, préselt, dolomittörmelékes, kaolinites, bentonitos agyag, felső részén 5-7 centiméteres lapos dolomitgumókkal (5. sz. minta),
- 10 centiméter: szürkés sárga, gumós, finomkristályos dolomit, réteglapok és repedések mentén agyagközös. Ez a pelágikus rétegcsoport bázisa. (6. sz. minta),
- 5 centiméter: zöldesszürke, sárgásbarna foltos, gumós, agyagközös dolomit (7. sz. minta),
- 15 centiméter: szürke, lemezes, tufás, bentonitos agyagmárga (8. sz. minta),
- 12 centiméter: szürke, gumós, agyagközös, finomkristályos, váltóredékes mészkő, feküjében és fedőjében az előbbivel azonos tufás, bentonitos agyagmárgával (9. sz. minta),

.....szelvényváltás.....,

- 10 centiméter: barnásszürke, sötétszürke foltos, kissé gumós, poliéderez dolomit, fedőjében vörös agyagos filmmel (12. sz. minta),
- változó rétegvastagságú (5-15 centiméter), lila, fehér, okkersárga, préselt, bentonitos, kaolinites agyag (13. sz. minta),
- 2-6 centiméter: okkersárga, márgás dolomit, vulkáni szennyezéssel (14. sz. minta)

.....szelvényváltás.....,

- 30 centiméter: középszürke, breccsás, poliéderez dolomit (11. sz. minta),
- 30 centiméter: halvány vörös, okkeres, gumós, rétegzett (3-5 centiméter), agyagközös, sztilolitos dolomit (10. sz. minta).

A mikrofácies vizsgálatok (5. ábra) alapján a Berekhegyi Mészkö alatti dolomitok (11-23. sz. minta) polimodális, mikropátos-pátos szövetűek és egyaránt tartalmaznak nonplanáris, valamint planáris típusokat. Szórványosak a váztöredékek és a kőzettörmelékek. Az utóbbiak anyaga részben vulkáni eredetű, részben sajátanyagú dolomittörmelék. A szórványos száradási repedésekben kevés helyben keletkezett hematit és anhidrit is előfordul. A fáciése: a dolomitplatform peremi része, széles árapályövi síksággal és túlsós laguna-sabkha rendszerrel. További jellemzője a korai dolomitosodás, valamint az árapályövi síkságot tagoló csatornákra jellemző sajátanyagú dolomittörmelékéből álló szintek. A rétegsor felfelé egyre sekélyebb vízi.

A pelágikus Berekhegyi Mészkö dolomit és dolomitos mészkö típusai (5-9. sz. minta) részben polimodális, mikropátos-pátos szövetűek, kevés részben filamentumos váztöredékkel. További jellemzői a gumós, agyagos rétegfelszín, a korai dolomitosodás, valamint a sztilolitos. A fáciése nyíltvízi, s a hirtelen vízszintemelkedés utáni tengerelőntésről tanúskodik.

A vízszinteséssel és emelkedéssel járó folyamatok idejét és időtartamát a kőfejtő alsó és felső szintjében talált ammoniteszek (Parakellnerites sp. - alsó szint; Protrachyceras archeliaenus-felső szint) alapján becsültük. Az ammonitesz zónáció (BUDAI *et al.* 1993) és a globális tengerszint változási görbék (HAQ *et al.* 1987) figyelembevételével a szelvényben a D₁-D₂ diszkontinuitási felszínen regisztrált vízszintesés dátuma 235 Mé körüli (felső anizuszi-illir). Az ezt követő, újabb vízszintesésekkel tagolt transzgresszív és magas vízállású rendszer a 235-232 Mé közötti időben (ladini: fassai-longobárd) állhatott fenn.

A röntgendiffrakciós vizsgálatokat BOGNÁR L. végezte, s céljuk a vulkáni betelepülések genetikai értelmezése volt (5. ábra). A vizsgálatok igazolták a vörös agyagos szintek vulkáni eredetét s a savanyú, kálitrachitos vulkánizmussal való genetikai kapcsolatát. A kaolinit rendszeres jelenlétét a szárazföldi mállás indikátoraként értelmezzük, míg az egyes szintekben fel lépő alumogoethit a szubaerikus bauxitosodási folyamat kezdeti állomását jelzi.

Geokémiai vizsgálataink egyrészt a szelvény karbonátos és agyagos közettípusaiban az indikátorelemek eloszlási törvényszerűségeinek (5. ábra), másrészt a stabil izotópok eloszlásának (7. ábra) tisztázására irányultak. A diszkontinuitási felszínnek környezetét és az azokhoz kapcsolódó laterites mállási kérgeket foszfor (0,1 % P_2O_5), összes vas (11-13 % FeO), mangán (0,03-0,09 % MnO_2) és bór (130-270 ppm B) dúsulása jellemzi. Figyelemreméltó e szintek 2,5-3,0 % -os K_2O tartalma, ami vulkáni eredetű agyagok kálitrachittal való genetikai kapcsolatát jelzi.

A ^{13}C és ^{18}O stabil izotóp vizsgálatok (HERTELENDI et al. 1992,1993) adatait és eredményeit a 7. ábrán foglaltuk össze. A szelvény vizsgált mintái (2, 8, 10, 19, 21, 23. sz. minta), beleértve a D₃ diszkontinuitási felszín feletti repedéskitöltéseket (19, 21. sz. minta) is kivétel nélkül tengeri környezetet jeleznek.

A mikrotektonikai vizsgálatok (KORPÁS L.-DUDKO A. 1993) adataiból itt csupán a zömmel ÉÉNy-DDK irányú, meredek dőlésű paleokarsztos hasadékokat és az üledékképződéssel egyidős mikrovetőket emeljük ki.

3.1.2. A szelvény genetikai értelmezése

Megfigyeléseink és az anyagvizsgálati adatok alapján a tárgyalt szelvényt a Megyehegyi dolomitplatformon, szubaerikus környezetben mintegy 235 Mé körül kialakult paleodolinának tekintjük (2. ábra). A 80 m átmérőjű, 10 m mély, kissé aszimmetrikus paleodolina feltöltődését korai, kisméretű dolomit fanglomerátum képződése vezette be. Ez a feltöltődési folyamat lagunáris dolomitokkal váltakozó laterites paleotalaj szintek lerakódásával folytatódott, majd kb. 234 Mé táján a pelágikus Berekhegyi Mészke leülepedésével és betemetődéssel zárult. A vázolt folyamatot Esteban (1991) alapján harmadrendű, összetett, egymásra épülő diszkontinuitási felszínekkel (D₁-D₄) magyarázzuk. Kimutatható a paleodolina kialakulásának és fejlődésének tektonikai meghatározottsága. A Berekhegyi Mészke bázisán észlelt, az üledékképződéssel egyidős mikrovetők, valamint a felettük megfigyelhető, hasonló irányú, roskadásos virágszerkezetek a paleodolina fejlődésének tektonikai meghatározottságára utalnak.

3.1.3. A 2. számú paleokarszt szelvény

A szelvényt a kőfejtő DNy-i sarkának hátsó bányaudvarában, a felső szinten vettük fel (3. ábra). A szelvény a Megyehegyi Dolomitból indul, fedőjében a Berekhegyi Mészke pelágikus rétegei települnek, amelyeket

vörös agyagos szintekkel tagolt újabb dolomitos rétegcsoport fed le. A szelvény tagolódása és jellemző szakaszai egyes mintáinak leírása a következő:

1. Megyehegyi Dolomit: ibolyás, szürkés, kissé vöröses színű, breccsás, tömeges, rétegzetlen, gyengén üreges dolomit, felső határán száradási repedésekkel. Felette a rétegzéssel párhuzamos, vörös agyaggal bekérgezett diszkontinuitási felszín (D_1).

2. Berekhegyi Mészke: világosszürke, vékonypados, lemezes, kissé gumós, gyúrt dolomit, dolomitos mészke, mészke, hasonló színű, néhány centiméter vastag, tufás, kaolinites agyag betelepülésekkel, a bázisán pedig vörös, sárgászöldes tufás, kaolinites agyagréteggel. Felső határa a rétegzéssel párhuzamos diszkontinuitási felszín (D_2).

3. Lemezes, vékonypados dolomit, dolomárga a réteglapokon száradási repedésekkel és rostos gipszkiválásokkal, valamint néhány centiméter vastag, szürke, zöld, majd vöröses színű kaolinites agyag betelepülésekkel. Felső határa újabb, a rétegzéssel párhuzamos diszkontinuitási felszín (D_3).

4. Lemezes, vékonypados, száradási repedéses, néhol gipsz-nyomos, kissé sejtes-üreges dolomit, a rétegfelületen vörös agyagfilmekkel és rétegekkel. Felette a rétegzéssel párhuzamos diszkontinuitási felszín (D_4).

5. Szürke, tömeges, breccsás, rétegzetlen, mállott, kissé üreges, limonitos dolomit.

A KORPÁS L.-TÓTHNÉ MAKK Á. által vett, az egyes rétegcsoportokra jellemző mintákat az alábbiakban írjuk le, míg anyagvizsgálatuk eredményeit az 5. ábrán foglaljuk össze:

- szürke, breccsás, gyengén rétegzett dolomit, az 1. sz. rétegcsoportból, 75 centiméterrel a D_1 diszkontinuitási felszín alatt (24a sz. minta),
- vörös kaolinites agyag, a 2. sz. rétegcsoport bázisán, 2 centiméterrel a D_1 diszkontinuitási felszín felett (24b sz. minta),
- világosszürke, drappos árnyalatú, lemezes-gumós, másodlagos dolomit a 2. sz. rétegcsoport közép részén (25. sz. minta),
- szürke, ibolyás árnyalatú, lemezes dolomit a 4. sz. rétegcsoportból a D_4 diszkontinuitási felszín alatt (26. sz. minta),
- szürke, breccsás dolomit, közvetlenül a D_4 diszkontinuitási felszín felett (27. sz. minta).

A mikrofácies vizsgálatok alapján jól elkülönülnek a platform dolomitminták (24a, 26, 27 sz. minta) a pelágikus mészkektől (25. sz. minta). A dolomitos minták itt is polimodális, pátos szövetűek s a nonplanáris típusba tartoznak. Szórványosan váztöredékeket, illetve bekérgezett szemcséket és kisméretű üregeket tartalmaznak. Fáciesük a fenti bélyegek, a megfigyelt száradási repedések, gipszkiválások alapján túlsós laguna-sabkha. Velük szemben a mintegy 10-12 méter vastag Berekhegyi Mészke rétegcsoportot

képviselő 25. sz. minta mikropátos szövetű, váztöredékes, filamentumos, gyéren ostracodás mészköve nyíltvízi, pelágikus fáciesű.

A Megyehegyi Dolomit és a Berekhegyi Mészkő határán, a D_1 diszkontinuitási felszínen települő vörös agyagot (24b sz. minta) paleotalajnak tekintjük.

3.1.4. A szelvény genetikai értelmezése

Megfigyeléseink és a típusminták anyagvizsgálatának adatai alapján a tárgyalt szelvényt harmadrendű, szubaerikus diszkontinuitási felszínnek (D_1 - D_4) által tagolt dolomitplatform - pelágikus medence - dolomitplatform átmeneteként és váltakozásaként értelmezzük (3. ábra). Ennek megfelelően a Megyehegyi Dolomit platform 234 Mé körül fokozatosan szubaerikussá vált, majd az ezt követő gyors vízszintemelkedés a platform újbóli elborítását eredményezte. E magas vízszintű szakasz stabilizálódása után, mintegy 232 Mé-től a környezet ismét egyre sekélyebb vizű lett, majd megint szubaerikussá vált. A paleotalaj szintekkel tagolt, sabkha fáciesű dolomitos rétegcsoport fejlődését a 230 Mé körüli vízszintesést jelző újabb harmadrendű, szubaerikus diszkontinuitási felszín (D_4) zárta le. Az ezt követő dolomitplatform kifejlődés ismét a Megyehegyi Dolomitéhez hasonló fáciesek stabilizálódását jelzi.

3.2. A hajmáskéri kőfejtő

3.2.1. A hajmáskéri kőfejtő paleokarszt szelvénye

A szelvényt a kőfejtő DK-i sarkában vettük fel (4. ábra). A szelvény a szubaerikus diszkontinuitási felszínekkel tagolt Megyehegyi Dolomitot tárja fel. Tagolódását és az egyes minták leírását az alábbiakban adjuk.

1. Világosszürke, ibolyás árnyalatú, tömeges, rétegmentes dolomit, filmszerű vörös agyagos bevonatokkal. Fedőjében a réteggéssel párhuzamos diszkontinuitási felszín (D_1).
2. Lemezes, vékonypados, szürke dolomit és vörös agyag rétegek (6db) váltakozása, üledékképződéssel egyidős mikrovetőkkel tagolva. Felső határa a réteggéssel párhuzamos, mikrovetők által átjárt diszkontinuitási felszín (D_2).
3. Tömeges, szürke, felső részén sötétszürke sávos, kissé üreges, mállott dolomit, filmszerű vörös agyag bevonatokkal és felszínekkel. Felső határa összetett, a réteggéssel párhuzamos, eróziós diszkontinuitási felszín (D_3 - D_4), két paleokarsztos zsebbel.

4. Paleokarsztos zseb kitöltése, alul és felül vörös, lila, kaolinites agyaggal, a kettő között pedig sárga dolomárgával. Fedőben a rétegzéssel párhuzamos diszkontinuitási felszín (D_4).

5. Sárgásfehér, szürke, szürkés sárga, vékonyados, lemezes dolomit, dolomárga.

6. Szürkés sárga, okkeres, gyengén rétegzett, vörös agyagos, kissé limonitos dolomit. Felső határa a rétegzéssel párhuzamos diszkontinuitási felszín (D_5), limonitos vörös agyag kéreggel.

7. Szürke, tömeges dolomit, fedőjében a rétegzéssel egyező, hullámos lefutású diszkontinuitási felszínnel (D_6).

8. Szürkés sárga, tömeges és breccsás dolomiti..

A *KORPÁS L.-TÓTHNÉ MAKK Á.* által felvett szelvények mintáit a következőkben jellemezzük, míg anyagvizsgálatuk eredményeit a 6. ábrán foglaltuk össze.

1. sz. szelvénytörzszakasz (115-123. sz. minta):

- világosszürke, dolomit, sötétszürke foltokkal, 40 centiméterrel a D_1 felszín alatt (115. sz. minta),

- világosszürke dolomit, közvetlenül a D_1 felszín alatt (116. sz. minta),

- vörös agyag (117. sz. minta),

- szürke dolomit, 20 centiméterrel a D_1 felszín felett (118. sz. minta),

- világosszürke, drappos dolomit, közvetlenül a D_2 felszín alatt (119. sz. minta),

- 1 centiméter vastag vörös és okkersárga agyag (120, 121. sz. minta),

- világosszürke dolomit (122. sz. minta),

- szürke dolomit (123. sz. minta),

--- D_2 diszkontinuitási felszín.

2. sz. szelvénytörzszakasz (124-128. sz. minta):

- szürke, rétegzetlen, kissé üreges, töredezett dolomit (124. sz. minta),

- világosszürke, foltokban barnás árnyalatú, erősen töredezett dolomit (125. sz. minta),

- szürke, foltos, tömeges, élethyomos dolomit (126. sz. minta),

- szürke, sötétszürke, réteges dolomit, vörös agyag felszínekkal (127. sz. minta),

- világos kávébarna, tömeges dolomit (128. sz. minta),

--- D_3 - D_4 diszkontinuitási felszín.

3. sz. szelvénytörzszakasz (129-136. sz. minta):

- szürke dolomit a D_3 felszín alatt 100 centiméterrel (129. sz. minta),

- szürke dolomit, közvetlenül a D_3 felszín alatt (130. sz. minta),

--- D_3 diszkontinuitási felszín,

- szürkés lila, vörös, kaolinites agyagkitöltés (131. sz. minta),

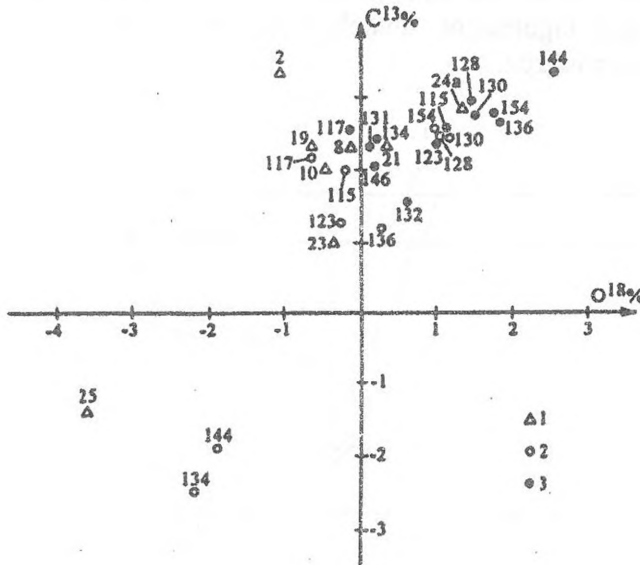
- okkersárga, ibolyás, lemezesen rétegzett dolomárga kitöltés (132. sz. minta),
- világos okkerszínű, rétegzetlen dolomárga kitöltés (133. sz. minta),
- vörös agyagkitöltés a D_4 felszín talpán (134. sz. minta),
- D_4 diszkontinuitási felszín,
- sárgásfehér, rétegzett dolomárga (135. sz. minta),
- fehér, mállott, rétegzett dolomit (136. sz. minta).
- 4. sz. szelvényszakasz (137-138. sz. minta):
- tufás dolomitkitöltés a D_4 felszín alatt (137. sz. minta),
- drapp, rétegzett dolomárga a D_4 felszín felett (138. sz. minta).
- 5. sz. szelvényszakasz (139-154. sz. minta):
- 230 centiméter: tömeges, szürke foltos dolomit (139. sz. minta),
- 90 centiméter: szürke, foltos, kissé sávós, gyengén rétegzett dolomit (140. sz. minta),
- 90 centiméter: szürke, foltos, sávós dolomit (141. sz. minta),
- 30 centiméter: szürke, foltos, pados dolomit (142. sz. minta),
- 90 centiméter: szürke, foltos, sávós dolomit (143. sz. minta),
- 30 centiméter: szürke, foltos, sávós dolomit, vörös agyagos felszínnel (144. sz. minta),
- szürke dolomit, közvetlenül a D_4 felszín alatt (145. sz. minta),
- D_4 diszkontinuitási felszín,
- 110 centiméter: világos lilászöld, finomszemű, agyagos tufahomok (146. sz. minta),
- 15 centiméter: szürke dolomit, fedőjében szürke tufacsíkkal (147. sz. minta),
- 20 centiméter: rózsaszínű, szürke dolomit (148. sz. minta),
- 10 centiméter: zöldes fehér, agyagos tufa (149. sz. minta),
- 30 centiméter: tufasávós, rétegzett, kőzettörmelékes dolomit (150. sz. minta),
- szürke drappos dolomit (151. sz. minta),
- szürke, rózsaszínű, foltos dolomit (152. sz. minta),
- szürke, foltos, üreges dolomit (153. sz. minta),
- drappos szürke dolomit (154. sz. minta).

A mikrofácies vizsgálatok alapján (6. ábra) a dolomitok szinte kivétel nélkül polimodális, mikropátos-pátos szövetűek, s zömmel a nonplanáris típusba tartoznak. A kis mennyiségű váztöredék nagy része meghatározhatatlan, szórványosak a molluszka és az echinodermata töredékek. A ritka ősmaradványok a diszkontinuitási felszínek alatti és feletti kőzettípusokban találhatóak, míg a kitöltő üledékek (131-134. és 137. sz. minta) ősmaradványmentesek. A fácies: dolomitplatform széles árapályövi síksága túlsós lagunasabkha rendszerrel. A korai diagenetikus bélyegek közül kiemelendők: a

részben üres, részben kristályos dolomittal kitöltött mikroüregek és moidok, a bioturbációs eredetű foltosság, valamint a váztöredékeket övező, többgenerációs vadózus mikrites bekéregzések.

A röntgendiffrakciós ásványos összetétel vizsgálatok (BOGNÁR L.) a litéri kőfejtő 1. sz. szelvényéhez hasonló eredményeket adtak (6. ábra). Itt is igazolható a vörös agyagok vulkáni eredete, továbbá a korai bauxitosodási folyamatok kaolinnal és alumogoethittel is jelzett kezdete.

A geokémiai vizsgálataink (6. ábra) jól mutatják a diszkontinuitási felszínhez kapcsolódó agyagos mállási kérgekben a foszfor (0,1-0,2 % P_2O_5), az alumínium (22,6-35,6 % Al_2O_3) és az összes vas (2,9-10,7 % FeO) dúsulását. Ezek az agyagos mállási kérgek a kezdeti bauxitosodást jelző laterites paleotalajok. Itt is feltűnő egyes agyagos minták 2,0-2,2 % körüli K_2O tartalma, bizonyítva a vulkáni eredetű agyagok kálitrachittal



7. ábra: A litéri és a hajmáskéri minták stabil izotóp összetétele
Jelmagyarázat: Δ Litéri minták, \circ Hajmáskéri minták (mérés kalciton), \bullet Hajmáskéri minták (mérés dolomiton).

Fig. 7. Stable isotope composition of the Litér and Hajmáskér samples
Legend: Δ Litér samples, \circ Hajmáskér samples (measured on calcite), \bullet Hajmáskér samples (measured on dolomite).

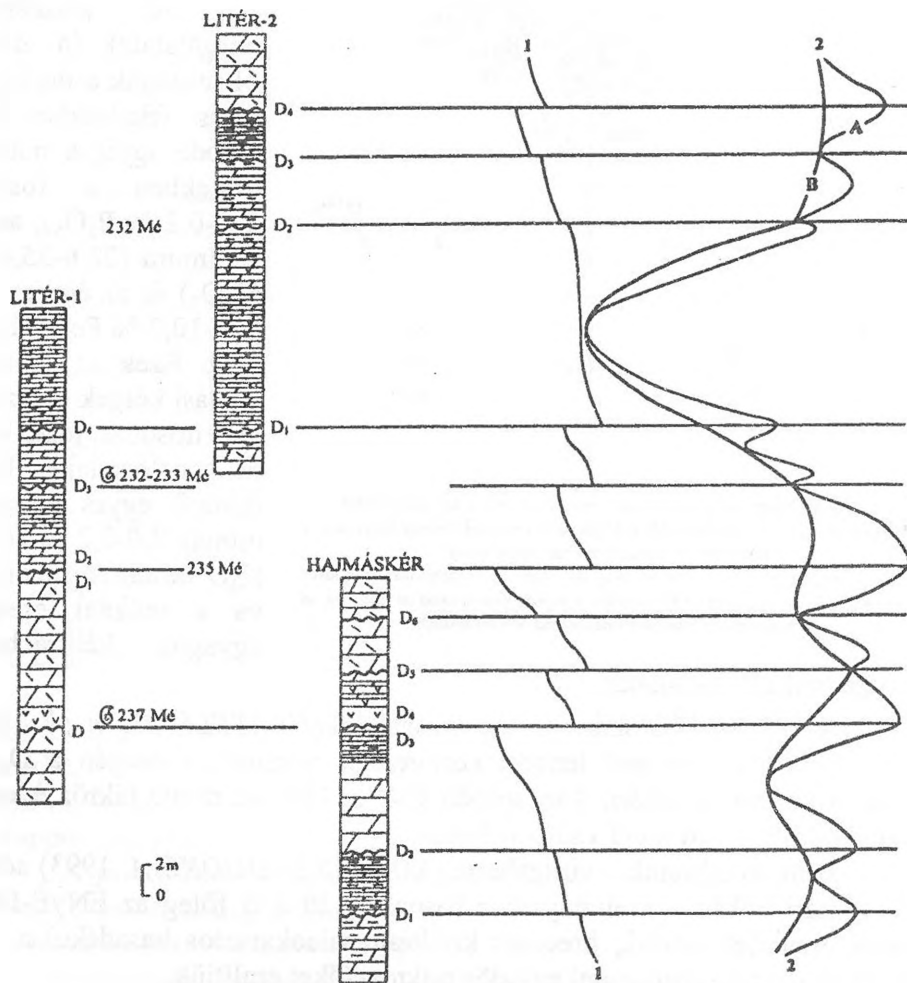
való genetikai kapcsolatát.

A ^{13}C és ^{18}O stabil izotóp vizsgálatok (HERTELENDI *et al.* 1993) adatai (7. ábra) zömmel tengeri környezetet jeleznek, s csupán a D_3 - D_4 diszkontinuitási felszínhez kapcsolódó 134. és 144. sz. minta tükröz édesvíz által kiváltott, rövid idejű vadózus hatást.

A mikrotektonikai vizsgálatok (KORPÁS L.-DUDKO A. 1993) adataiból a litéri kőbánya szelvényeihez hasonlóan itt is főleg az ÉNyÉ-DKD irányú, meredek dőlésű, breccsás kitöltésű paleokarsztos hasadékokat, valamint az üledékképződéssel egyidős mikrovetőket említjük.

3.2.2. A szelvény genetikai értelmezése

A vizsgált szelvény a Megyehegyi Dolomit platform lagunáris-sabkha fáciesű, felfelé egyre sekélyebb vizű szakaszát képviseli, amelyet egyszerű és összetett, szubaerikus diszkontinuitási felszínek (D_1 - D_6) sorozata szakít meg. Közülük legjelentősebb a 237 Mé körüli vízszintesést jelző, összetett D_3 - D_4 felszín (8. ábra), amelynek vulkáni eredetű, laterites paleotalaj szintje kismértékű morfológiai tagoltságot, üledékhézagot és eróziót, valamint epizodikus édesvízi hatást tükröz.

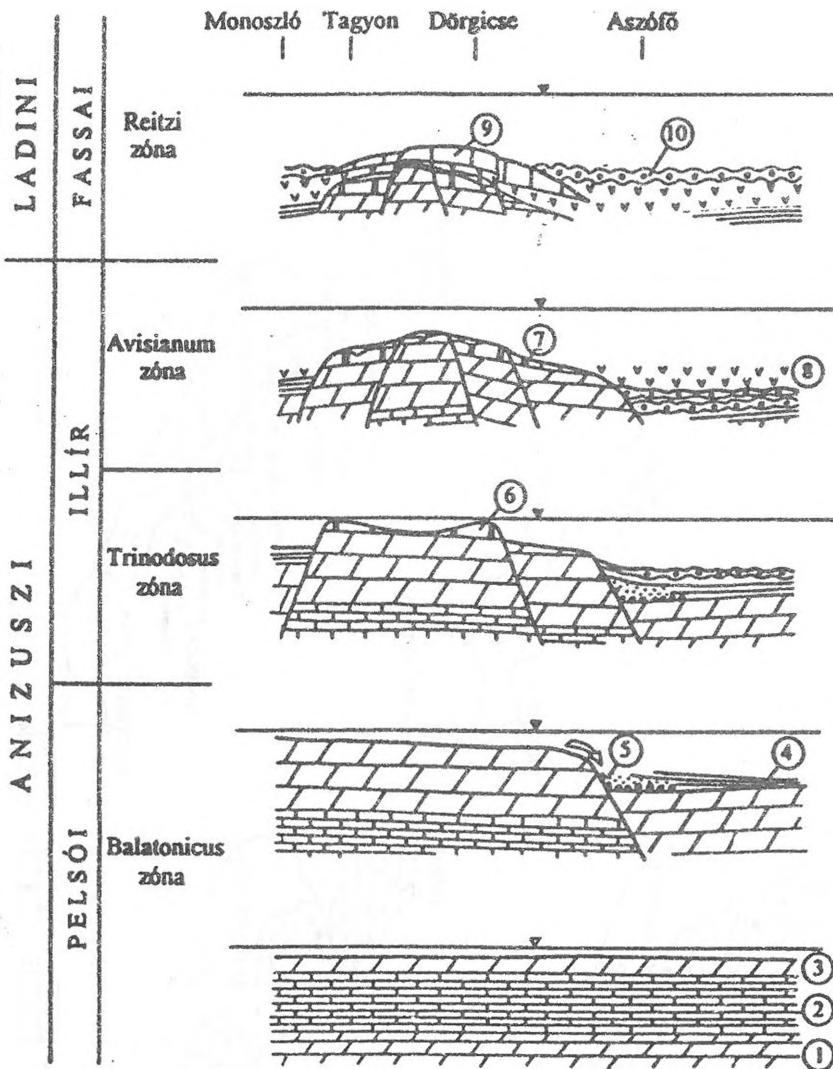


8. ábra: A litéri és a hajmáskéri paleokarszt szelvények korrelációja

Jelmagyarázat: 1. Partü „onlap” változások, 2. Tengerszint változások (A=rövid idejű, B=Hosszabb idejű), ⊕ Ammonitesz előfordulás, D= Diszkontinuitási felszín.

Fig. 8. Correlation of the Litér and Hajmáskér paleokarszt profiles

Legend: 1. Coastal onlap curves, 2. Sea-level curves (A: short-term, B: long-term), ⊕ Occurrence of Ammonites, D= Discontinuity surface.



10. ábra: A balatonfelvidéki karbonátplatform fejlődése (BUDAI és VÖRÖS 1992)
 Jelmagyarázat: 1. Aszófői Dolomit, 2. Iszkahegyi Mészke, 3. Megyehegyi Dolomit, 4-5. Felsőörsi Mészke; 4. Ammoniteszes laminált mészke, 5. Brachiopodás intraklasztos mészke (lejtő), 6. Tagyoni Mészke, 7-10. Buchensteini Formáció: 7. Krinoideás, ammoniteszes mészke, dolomit, 8. Tufa, tuffit (pietra verde), 9. „Vászolyi Mészke”, 10. „Nemesvámosi Mészke”.

Fig. 10. Middle Triassic platform evolution, Balaton Highland (BUDAI and VÖRÖS 1992)
 Legend: 1. Aszófő Dolomite, 2. Iszkahegy Limestone, 3. Megyehegy Dolomite, 4-5. Felsőörs Limestone: 4. ammonitic laminated limestone, 5. brachiopodal intraclastic limestone (slump), 6. Tagyon Limestone, 7-10. Buchenstein Formation: 7. crinoideal, ammonitic limestone, dolomite, 8. tuff, tuffite (pietra verde), 9. "Vászoly Limestone", 10. "Nemesvámos Limestone", Anizuszi=Anisian, Ladini=Ladinian, Pelsői=Pelsonian, Illír=Illyrian, Fassai=Fassian.

4. Fejlődéstörténet

Szelvényeink fejlődéstörténetét BUDAI T.-VÖRÖS A. (1992), valamint BUDAI T. et al. (1993) munkái alapján vázoljuk (9, 10. ábrák). Ennek főbb állomásai a következők:

1. A Megyehegyi Dolomit egységes, tagolatlan rámpájának kialakulása, mintegy 239-238 Mé táján (középső anizuszi, pelsói alemelet alsó része).

2. A dolomitrámpa feldarabolódása, a Felsőörsi medence felnyílása, ÉK-i és DNy-i szegélyén továbbélő dolomitplatform maradványokkal 238-237,5 Mé körül (középső anizuszi, pelsói alemelet felső része).

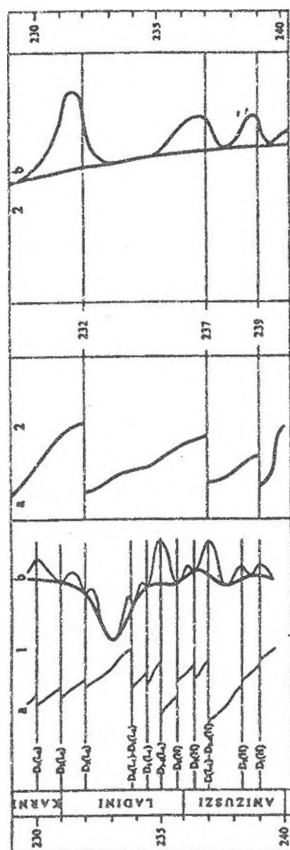
3. A Felsőörsi-medence további növekedése, a DNy-i dolomitplatform szegély süllyedésének és a vulkánizmus megindulásának kezdete 237,5-237 Mé között (felső anizuszi, illir emelet alsó része).

4. A Felsőörsi-medence felnyílásának maximuma, a DNy-i dolomitplatform szegély végleges, az ÉK-i szegély epizodikus elsüllyedésével kísérve 237-233 Mé közötti időben (felső anizuszi, illir alemelet felső része - alsó ladini, fassai alemelet - felső ladini, longobárdi alemelet).

5. A Felsőörsi-medence bezáródásának kezdete, az ÉK-i dolomitplatform szegély fokozatos térhódításával kísérve, mintegy 233-229 Mé között (felső ladini, longobárdi alemelet - alsó karni, cordevolei alemelet).

A vizsgált litéri és hajmáskéri szelvényeink az ÉK-i dolomitplatform szegély DNy-i peremén találhatóak, s a

mintegy 239-230 Mé közötti időintervallumot képviselik. Globális és helyi



11. ábra: A balatonfelvidéki középső triász paleokarst szintek és a globális tengerszint esések korrelációja

Jelmagyarázat: 1. Balatonfelvidék: a. Partü „onlap” változások, b. tengerszint változások, 2. Globális változások HAQ et al. (1987) után: a. partü „onlap” változások, b. tengerszint változások,

$D_1(H)$ =Hajmáskéri 1. sz. diszkontinuitási felszín,
 $D_3(L_1)$ =Litér első szelvény 3. sz. diszkontinuitási felszíne,
 $D_2(L_2)$ =Litéri második szelvény 2. sz. diszkontinuitási felszíne.

Fig. 11. Correlation of the Middle Triassic paleokarst horizons in the Balaton Highland with the global sea-level changes

Legend: 1. Balaton Highland: a. coastal onlap curves, b. sea-level curves, 2. Global changes after HAQ et al. (1987): a. coastal onlap curves, b. sea-level curves, $D_1(H)$ =Discontinuity surface Nr. 1.,

Hajmáskér, $D_3(L_1)$ =Discontinuity surface Nr. 3.

Litér-1, $D_2(L_2)$ =Discontinuity surface Nr. 2., Litér-2,

Anizuszi=Anisian, Ladini=Ladinian,
 Karni=Carnian.

tengerszintváltozások által vezérelt fejlődésükben (8, 11. ábrák) az alábbi ciklusok rekonstruálhatók:

A 239-237 Mé közötti első ciklus, felfelé egyre sekélyebb vízi platformdolomit kifejlődésekkel.

A 237-235 Mé közötti második ciklus, felfelé egyre sekélyebb vízi platformdolomit kifejlődésekkel és 237 Mé-nél az első vulkáni dátummal.

A 235-233 Mé közötti harmadik ciklus, felfelé fokozatosan mélyülő, pelágikus kifejlődésekkel, 233 Mé körüli maximummal és ezzel egybeeső utolsó vulkáni dátummal.

A 233-232 Mé közötti negyedik ciklus, felfelé egyre sekélyebb vízi pelágikus, majd platform kifejlődésekkel.

A 232-230 Mé közötti ötödik ciklus, felfelé egyre sekélyebb vízi platformdolomit kifejlődésekkel.

Közülük a 239, 237 és 232 Mé dátumú ciklusokat véljük azonosíthatónak a harmadrendű globális ciklusokkal (HAQ B. H. et al. 1987), s feltételezzük, hogy az általunk 235 Mé-nél kimutatott harmadrendű ciklushatár a globális görbe inflexiós pontján megjelenő, eddig még nem detektált határt jelez. Az ezeken belüli határokat rövid idejű, másodrendű ciklusokkal hozzuk kapcsolatba, s valószínűnek tartjuk, hogy azok helyi tényezők által kiváltott vízszintesések eredményei.

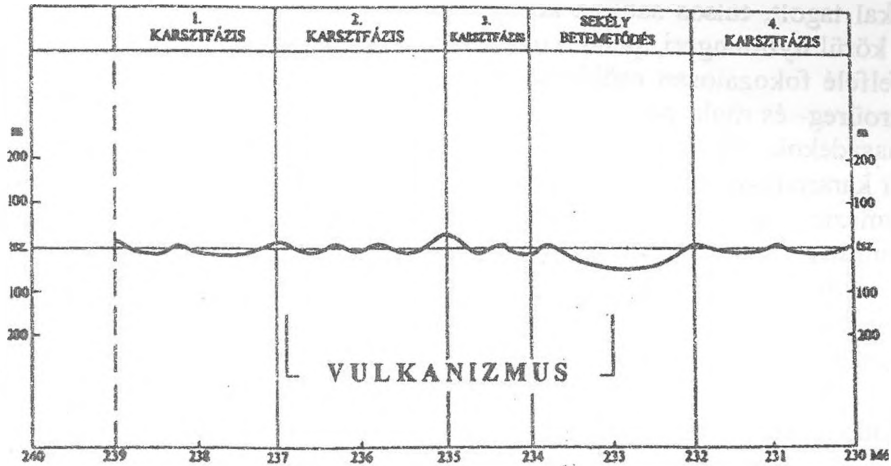
Vizsgálati területünk tehát végig platformperemi helyzetű, s csupán egyszeri alkalommal, a 235-232 Mé közötti vízszintemelkedéskor vált a nyílttengeri pelágikus medence részévé. Következésképpen az alacsony vízszintű és szubaerikus fejlődési szakaszok meghatározóak voltak a korai paleokarsztok kialakulásában.

5. Karsztfejlődési modell

Területünk paleokarszt rendszereinek kialakulásában és fejlődésében a következő négy fázis volt elkülöníthető (12. ábra):

1. karsztfázis - 239-237 Mé,
2. karsztfázis - 237-235 Mé,
3. karsztfázis - 235-234 Mé,
4. karsztfázis - 232-230 Mé.

Az egyes karsztfázisok fejlődése szorosan kapcsolódik a Megyehegyi Dolomit platform ciklusos fejlődéséhez.



12. ábra: A litéri és a hajmáshéri terület paleokarszt fejlődési modellje

Fig. 12. Model of paleokarst evolution of the Litér-Hajmáshér area

1. 2. 3. és 4. Karsztfázis= Karst phases Nr. 1, 2, 3, and 4, Sekély betemetődés= Shallow burial, t.sz.= sea-level, Vulkanizmus= vulcanism.

1. karsztfázis (239-237 Mé)

Alsó és felső határa a 239 és 237 Mé-es, globális vízszintesés által kiváltott harmadrendű diszkontinuitási felszín. Környezete túlsós, sabkha fáciesű, karsztfáciése szintén tengeri. A gyengén fejlett, vékony laterites paleotalaj szintek, valamint csekély mikroüreg és mold porozitás tagolatlan, lapos tengerparti karsztsíkságot jelez, kismértékű tengeri pórusvíz áramlással.

2. karsztfázis (237-235 Mé)

Alsó és felső határa a 237 és 235 Mé-es, harmadrendű diszkontinuitási felszín. Mindkét határfelülete jelentősebb morfológiai tagoltságot, illetve üledékhiányt és belső eróziót tükröző, lapos szögű unkonformitás. A karsztrendszer környezete szintén túlsós, sabkha fáciesű, a karsztfácies kezdetben vadózus, majd ezt követően freatikus tengeri. A jól fejlett laterites paleotalaj szintek, a főleg mikroüreg- és mold-, alárendelten nagyobb üreg és hasadék porozitás, valamint a kisméretű paleokarsztos zsebek még mindig lapos, azonban már tagolt tengerparti karsztsíkságra utalnak. Az erőteljese, kezdetben vadózus áramlási rendszert tengervízi váltotta fel. A karsztrendszer fejlődését ÉK-DNy irányú, tágulós tektonika határozta meg.

3. karsztfázis (235-234 Mé)

Alsó határa a 235 Mé-es dátumú harmadrendű diszkontinuitás, felső határa a 234 Mé körüli diszkontinuitási felszín követő tengerszint emelkedés. Alsó határfelülete az eddigi legnagyobb morfológiai tagoltságot, üledékhiányt és eróziót tükröző, lapos szögű unkonformitás. Árapályövi csator-

nákkal tagolt, túlsós sabkha környezetét felfelé fokozatosan mélyülve, 234 Mé körül nyílttengeri, pelágikus rendszer váltotta fel. Karsztfáciése tengeri. A felfelé fokozatosan csökkenő, de jól fejlett laterites paleotalaj szintek, a mikroüreg- és mold porozitás, továbbá az alárendelt nagyobb méretű üregek és hasadékok, illetve a rekonstruált paleodolina tagolt morfológiájú tengerparti karsztsíkságot jeleznek. Ezt a fázist a legerőteljesebb áramlási rendszer jellemezte, végig tengervíz cirkulációval. A karsztrendszer fejlődését változatlanul az ÉK-DNy irányú tágulás határozta meg.

Az 1-3. karsztfázisok fejlődését a mintegy 234 Mé táján bekövetkezett vízszintemelkedés zárta le, kis mélységű betemetődést eredményezve.

4. karsztfázis (232-230 Mé)

Alsó és felső határa a 232, valamint a 230 Mé-es vízszintesítéshez kapcsolódó harmadrendű diszkontinuitási felszín. Környezete felfelé egyre sekélyebb vízi, karsztfáciése tengeri. A gyengén fejlett laterites paleotalaj szintek, valamint a mikroüreg- és mold porozitás ismét kiegyenlített, tagolatlan, lapos tengerparti karsztsíkságot jeleznek, kismértékű tengeri pórusvíz áramlással.

A paleokarszt rendszer fejlődésére vonatkozó ismereteinket összegezve megállapítjuk, hogy:

A vízszintesítések és a tágulásos tektonika által meghatározott, platformperemi helyzetű, tengeri fáciesű, összetett karsztrendszer morfológiai tagoltságának maximumát fokozatosan, a 235-234 Mé-es időszakban érte el.

Ez a karsztrendszer a 234-230 Mé közötti időben, kis mélységben eltemetődött. Az újabb karsztosodási ciklus 232 Mé körül indult és az ismételt kiemelkedés következménye. Az így létrejött, összetett karsztrendszer további fejlődését a későbbi szerkezetalakulás érdemben már nem befolyásolta.

A tanulmányban használt idegen szakkifejezések magyarázata:

allopapikus: még konszolidálatlan formában újraülepített üledék

anoxikus: oxigénszegény

bioturbáció: iszaplakó élőlények életnyomai

unkonformitás: üledékképződési szünet

diszkontinuitás: megszakítás

diszkontinuitási felszín: az üledékképződés megszakítását jelző felület

(dolomit)rámpa: lapos dőlésű karbonátos (ez esetben dolomitos) selfperem

dolopátit: 10-80 µm kristálméretű dolomit

duplex: nyírási övek feltolódásaihoz kapcsolódó „Z” rajzolatú szerkezet

fanglomerátum: szárazföldi iszapár

filamentum: embrionális ősmaradvány

freatikus: talaj- vagy karsztvízszint alatti telített öv

hidraulikus fej: a legmagasabb és legalacsonyabb vízszint közötti különbség

mikrit: <10 µm kristálméretű mészkő

mikropátit: 10-80 µm kristálméretű mészkő/dolomit

mold: ősmaradványlenyomat

mold porozitás: ősmaradvány lenyomat kioldódása után kialakult pórus vagy üreg

nonplanáris: nem párhuzamosan lemezes

onkoid: alakatlan, koncentrikus héjas karbonátszemcse

oid: gömbalakú, koncentrikus héjas karbonátszemcse, belsőjében maggal

páit: >80 µm kristályméretű mészkő/dolomit
planáris: párhuzamosan lemezes
polimodális: több kristályméret maximummal jellemezhető szövet
sabbka: arid klímájú tengerpart sóvírtág felszíne
sztilolit: nyomás által kiváltott oldódási hasadék
szubaeonikus: szárazulati
szubaeonikus diszkontinuitási felszín: szárazulati megszakítási felszín
vadózus: talaj- vagy karsztvízszint feletti telítetlen öv
vadózus mikrit: a talaj- vagy karsztvízszint feletti övben kivált <10 µm kristályméretű mészkő

IRODALOM

- BUDAI, T.* (1992): Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps: Stratigraphic correlation. - *Acta Geologica Hungarica*, v. 35. 3. pp. 217-236.
- BUDAI, T.-VÖRÖS, A.* (1992): Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. - *Acta Geologica Hungarica*, v. 35. 3. pp. 237-250.
- BUDAI, T.-VÖRÖS, A.* (1993): The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine Evolution. - *Acta Geologica Hungarica*, v. 36. 1. pp. 3-13.
- BUDAI, T.-LELKES, GY.-PIROS, O.* (1993): Evolution of the Middle Triassic shallow marine carbonates in the Balaton Highland (Hungary). - *Acta Geologica Hungarica*, v. 36. 1. pp. 81-94.
- BUDAI, T.-CSILLAG, G.-HAAS, J.-KOLOSZÁR, L.-SZABÓ, I.-TÓTHNÉ MAKK, Á.* (1993): Dunántúli-középhegység, pp. 13-99. in Haas J. et al. 1993: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. - Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- ESTEBAN, M.* (1991): Paleokarst. Practical applications. in: V.P. Wright-M. Esteban-P.L. Smart eds: Paleokarsts and paleokarstic reservoirs. - Short course, PRIS, University of Reading, pp. 89-119.
- HAQ, B. H.-HARDENBOL, J.-VAIL, P. R.-WRIGHT, R. C.-STOVER, L. E.-BAUM, G.-LAUTIT, T.-GOMBOS, A.-DAVIES, T.-PFLUM, C.-ROMINE, K.-POSAMENTIER, H.-JAN DU CHENE, R.-COLIN, J. P.-IOANNIDES, N.-SARG, J. F.-MORGAN, B. E.* (1987): Mesozoic-Cenozoic cycle chart.
- HERTELENDI, E.-SÁNDOR LNÉ.-VERES, M.* (1992): Karbonátok és barnaköszén minták delta ¹⁸O és delta ¹³C izotóp vizsgálata. - Kézirat, ATOMKI, Debrecen
- HERTELENDI, E.-SÁNDOR LNÉ.-VERES, M.* (1993): Paleokarsztok izotópanalitikai vizsgálata. - Kézirat, ATOMKI, Debrecen
- KORPÁS, L.* (1998): Palaeokarst studies in Hungary. - Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, p. 141
- KORPÁS, L.-JUHÁSZ, E.* (1990): Paleokarst földtani modellek. - Karszt és Barlang II. pp. 105-116.

KORPÁS, L.-JUHÁSZ, E.-SZABÓ, I. (1992): Middle and Upper Triassic Paleokarst in the Transdanubian Central Range, Hungary. International Association of Sedimentologists, 13th IAS Regional Meeting of Sedimentology, Jena, Abstracts, p. 77.

KORPÁS, L.-DUDKO, A. (1993): A balatonfelvidéki középső triász paleokarszt rendszerek (Litér-Hajmáskér). - Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat Országos Földtani és Geofizikai Adattára

SZABÓ, I.-RAVASZ, CS. (1970): Investigation of the Middle Triassic volcanics of the Transdanubian Central Mountain, Hungary. Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. ps. Min. et Pal. 62. pp. 31-51.

KORAI-MIOCÉN KARSZTFELSZÍN A DÉLI-BÜKKBEN

SÁSDI LÁSZLÓ

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Abstract: Red clay containing flint and slate rubble found in the major part of the South-Eastern Bükk mountains in mountaintop occurrence in significant spreading, as well as in smaller basins and dolines, has been proved older than the middle-myocene age. The sediment is settled on the present 650-700 m high surface. Its karstic forms may have been formed in the upper-oligocene - lower-myocene age. Proof on karstification of that time are the abrasion, conglomerate opened at Berva-bérc in myocene rediments, as well as myocene-aged fresh-water limestone.

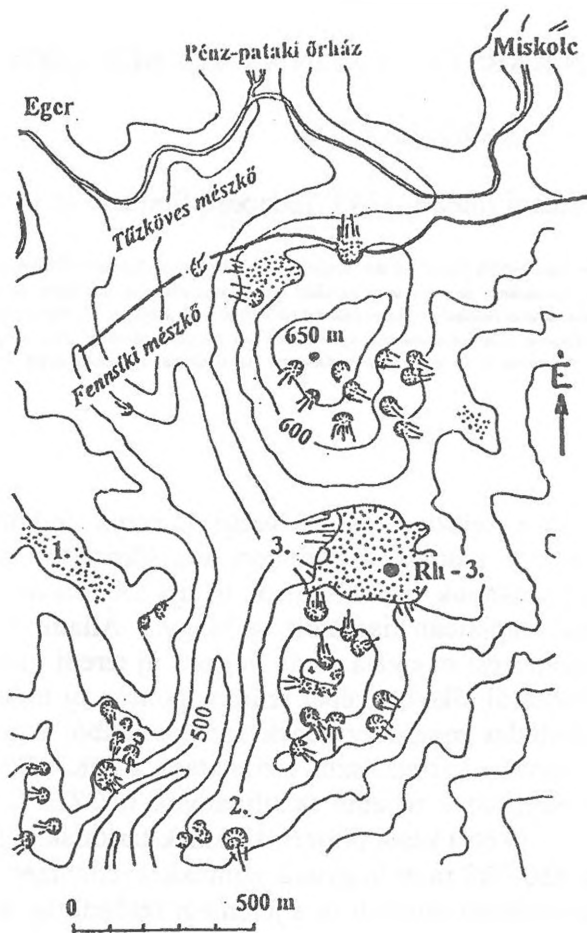
Bevezetés

A Bükk karsztvidéke felszíni- és mélységi karsztja fejlődésének problémái és rekonstrukciója számos szakembert foglalkoztatott már, a tárgykörben megjelent tanulmányok és publikációk listája több tucatnyi. Bár számos fejlődési folyamat alapjaiban tisztázott, a Magyar Állami Földtani Intézet *Bükk projektje* térképezési munkája során végzett új terepi megfigyelések a Bükk felszínfejlődéséről alkotott képet számos ponton új megvilágításba helyezik. A karsztfelődés megismerésének szempontjából legjelentősebb eredmény a korai-miocén karsztfelszín kimutatása a DK-i-Bükkben, mely hegységfelszín kialakulását a régebbi tanulmányok (TÓTH G. 1975, 1983, TÓTH G. - FEJES P. 1986.) késői pliocén korúnak tartottak. Elképzelésük alapján a D-i Bükk 650-700 m-es hegytető szintekkel jellemzett területe a pliocén idején lejtőhátrálással pusztult le a jelenlegi tetőszintig, a hátrálás a mai fennsíkperemig jutott el.

A korai-miocén karsztfelszín felépítő és elfedő képződmények

A Déli-Bükk keleti részének földtani felépítésében elsősorban középső-felső-triász Fennsíki Mészke Formáció, Bervai Mészke F., Hollótetői Mészke F. (tűzköves mészke és dolomit) vesznek részt (BALOGH K. 1965.). Az eltérő karsztosodási tulajdonságú kőzetekből álló karsztos területeket jura kovapala és radiolarit- (Bányahegyi Radiolarit F.) és agyagpala sávok (Lökölgyi Agyagpala F.), helyenként vékony, felső-triász időszerű vulkanitsávok (Szinvai Metabazalt F.) tagolják. A D-i Bükk nyugati területén a karsztos kőzetek a mélyben helyezkednek el a jura időszerű agyagpala, homokkő és bázisos magmás kőzetek (Szarvaskői Bazalt F.) alatt, csak a

Felsőtárkány melletti Berva-bércen és Vár-hegyen (Hámori Dolomit F. is), valamint néhány rög mentén (Lök-völgy, Esztáz-kő stb.) bukkannak felszínre.



1. ábra: Alsó-miocén szárazföldi törmelékes vörös agyag a Csúnya-völgy környezetében.

Jelmagyarázat: 1. szárazföldi törmelék tetőhelyzetben, 2. szárazföldi törmelék karsztos mélyedésekben, 3. törmelékfolyás.

Fig. 1.: Lower-myocene aged rubbled continental red clay around Csúnya-valley.

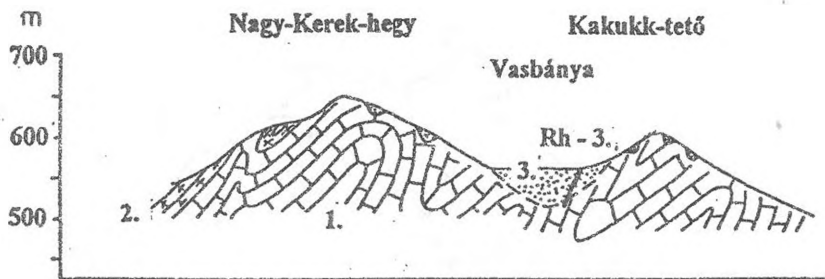
Legend: 1. continental rubble on mountaintop, 2. continental rubble in karstic depressions, 3. rubble-course.

Az eddigi kutatások szerint (ALFÖLDI *et. al.* 1964.) a területen az első bizonyítható alpi típusú karsztosodási, illetve lepusztulási folyamat az eocén időszak második felében zajlott, melynek során egy jelentős kiterjedésű tönkfelszín jöhetett létre. Ez a felszín ma már nem felismerhető az azóta történt további lepusztulás miatt, roncsait csak a D-i Bükk eocén üledékeinek peremi részein jelölhetjük ki, ahol az eocén teresztrikum, és mészköves márgás rétegsorozat az alaphegységi triász-jura kőzetekre települ, illetve magasabb helyzetű üledékroncsok környezetében.

Az oligocén idején egyre mélyülő, feltöltődő tengermedencében folytatódott az üledékképződés. Eleinte márgarétegek keletkeztek, majd megindult a tardi és kiscelli rétegek lerakódása. Az oligocén üledéksor a Bükkalján és az ÉK-i Bükkben az eocén

rétegekre folyamatosan következik. Növénymaradványok alapján a vízzel borított terület szárazföld közeli mangrovés lapospart, illetve kis mélységű medence volt. A felső-oligocénben kiemelkedés, majd kis mértékű transzgresszió követhető nyomon. Oligocén üledék a D-i Bükk ún. alaphegységi kőzetekből felépült területén jelenleg nem ismert.

A miocén elején az eddig ismert üledékek alapján előbb általános regresszió mutatható ki, a későbbi miocén tengeri és szárazföldi üledékek lepusztult, szárazföldi térszínre települnek. Újdonságnak számít a DK-i Bükk területén 1997-98-ban térképezett agyagos szárazföldi törmelékes üledék (vörös és tarka agyagban radiolarit, kovapala, tűzkő), melyben a homokszemcse méret mellett akár ölnyi radiolarit tömbök is találhatóak. A törmelék darabok szögletesek, illetve elvétve fordul elő néhány közepesen koptatott darab. Az üledék elsősorban részben már kicsorbult töbrökben (a lepusztulás következtében felszíni lefolyással rendelkeznek, de formajegyeik alapján egyértelműen egykori szabályos töbröknek minősíthető, ma fél-töbröknek látvány morfológiai elem) található (Csúnya-völgy - Nagy-Bodzás környezete), továbbá kisebb medencékben (Vince Pál), de számos hegyháton is előfordul (1. ábra). Hegytetői megléte és a Répáshuta - 3 sz. ferdefúrás alapján - mely 40 m függőleges vastagságban harántolta - az üledék vastagsága egykor néhol a 100 m-t is elérte (2. ábra).



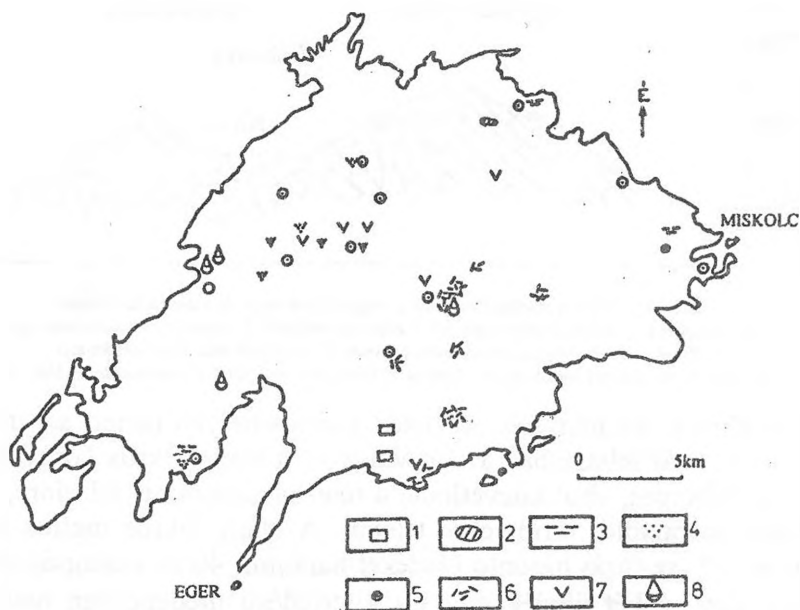
2. ábra: Vázlatos földtani szelvény a Nagy-Kerek-hegy és Kakukk-tető között
 Jelmagyarázat: 1. triász forrasú mészkő, 2. tűzköves mészkő, 3. szárazföldi törmelékes agyag.
 Fig. 2.: Longh geological segment between Nagy-Kerek-hill and Kakukk-top.
 Legend: 1. trias-aged limestone on plateau, 2. limestone with flint, 3. continental rubble clay.

A Déli-Bükk hegységi területén számos helyen ismert az ún. középső-riolittufa. Szál feltárásban a Hór-völgy és a Nagy-Ökrös környékén több ponton is előfordul, ahol közvetlenül a már karsztosodott felszínre, vagy az ismertetett szárazföldi törmelékre települ. A Nagy Ökrös mellett mélyített Bükkzsérc - 7. sz. fúrás hasonló üledéket harántolt 40 m vastagságban, 16 m riolittufa alatt; a két üledék egy kis kiterjedésű medencében maradt meg napjainkig. A területről származó riolittufa mintákon mért K/Ar radiometrikus kor kb. 14 millió év (középső riolittufa szint, SERESNÉ HARTHAI É. 1983.). A törmelékes üledékből nem sikerült kimutatni a riolittufából származó kvarckristálykákat, melyek a Bükkben ismert fiatalabb képződményekben (vörös agyag, barlangi üledékek) szinte mindig megtalálhatók.

Fentiek alapján egyértelmű, hogy az ismertetett törmelékes szárazföldi összlét legkésőbb az alsó-miocén során került a már karsztosodott, völgyhálózat (Hosszú-völgy, Fehér-kút környéke) és kisebb medencékkel

tagolt felszínre, s erről napjainkig sem pusztult le teljesen. Ez a tény egyben a D-i Bükk késői-pliocénre datált lepusztulási térszínét idősebb — felső-oligocén - alsó-miocén — felszínként valószínűsíti.

Ugyancsak az alsó-miocén karsztosodást bizonyítják a D-i és DNY-i Bükkben talált újabb édesvízi mészkő roncsok (SASDI L. 1993.). A bélapátfalvi Lóczy-forrás környékén miocén üledékek között ismerünk palakavicsokat tartalmazó édesvízi mészkövet (3. ábra). A közelben levő Peresznye-lápán egykori forráskúp roncsa és tettarattás kifejlődésű, kristályos édesvízi mészkő található. Ehhez hasonló anyag törmeléke Répáshutától D-re, Tebe-puszta környékén a már ismertett szárazföldi törmelékből került elő. A legfontosabb előfordulás a DNY-bükki Korozs-kő mellől ismert, ahol a jura kőzetekre települő, palakavicsokat és ököl nagyságú ooidokat tartalmazó, tettaratta medencés kifejlődésű édesvízi mészkő vált ismertté. A belőle előkerült csiga faj (*Brothia turrita*) Kókay J. szerint (szóbeli közlés) a felső-oligocéntól az alsó-pannonig élt.



3. ábra: Kainozoós üledékek roncsainak előfordulása a Bükk-hegységben.

Selmagyarázat: 1. eocén mészkő, 2. felső-oligocén transzgressziós üledék, 3. miocén agyag, 4. homok, 5. kavics, 6. szárazföldi törmelékes agyag, 7. riolituffa, 8. édesvízi mészkő.

Fig. 3.: Ruins of cainozoic rediments in the Bükk-mountains.

Legend: 1. eocene limestone, 2. upper-oligocene transgression sediment, 3. miocene clay, 4. sand, 5. pebbles, 6. continental rubble clay, 7. rhyolitic tuff, 8. fresh-water limestone.

A bányában a miocén kori kettős transzgresszióra is ékes bizonyíték található. Az alaphegységi kőzetre települő riolituffa anyagú homokban az

egykori sziklás tengerpartról beomló üreges mészkőtömbök mellett abráziós mészkőkavics anyagú konglomerátum tömbjei is megtalálhatók. A kötőanyag tengeri eredetét a szivacsstűk, kagylóhéj törmelék és tengeri sün tüske törmeléke igazolja, míg a tömbökön marószivacsok nyomai láthatók.

A korai-miocén karsztfelszín kialakulása és elfedődése

A földtani megfigyelések és elméleti megfontolások alapján kimutattott karsztfelszín kialakulásának módja még kérdéses. A Nagyfennsíknál 50-400 méterrel mélyebb tetőszintű egykori tönkfelszín tengerparti litorális karsztsíkságnak tartjuk, kialakulásának ideje felső-oligocén. Tektonikai vonalak illetve síkok hiányában másképp nehezen magyarázható egymás mellett két, különböző tetőszintű, eltérő tetőszintlejtésű felszín kialakulása. A tönk kialakulása utáni kiemelkedést követően kezdődhetett meg az a lepusztulási folyamat, melynek során kialakult a maihoz hasonló karsztfelszín, melynek tagoltságát a későbbiekben csak a mai fiatal völgyhálózat növelte. Az akkori elkülönülő hegytömbökön fejlett, a mainál mélyebb töbrök alakultak ki szórt helyzetben, a hegyek között lefolyástalan medencékkel. Ezek esetleg feltöltött töbörök is lehettek. A medencék és hegytetők között 100-150 m szintkülönbség volt, s ezek a szintkülönbségek a későbbi — pliocén végétől számítható — lepusztulás során alig csökkenhettek.

A terület befedődésének módja a törmelékes üledékkel ugyancsak kérdéses, ideje az alsó-miocén idejére tehető. A környezeti rekonstrukció alapján folyóvízi szállítást az osztályozatlan szögletes törmelékdarabok nagy mennyisége miatt nem feltételezhetünk, így a származási terület közeli helyzetű lehetett. A törmelék magas tűzkő/kovapala aránya miatt ennek a tápterületnek tűzköves mészkő felszínűnek kellett lennie. Ilyen felszín jelentős elterjedésben csak Hollóstatető térségében és attól Ny-ra található, ahol a felszíni mállás során a mészkő feloldódott, a tűzkő oldási maradékként helyben halmozódott fel. (Ilyen folyamatot a tűzköves mészkő felszíneken jelenleg is megfigyelhetünk.) A származási területtől D-re levő karsztfelszín befedődését egy D-i irányú kibillenésnek kellett megelőzni. Ilyen kibillenés az alsó-miocén idején valószínűsíthető a miocén üledékeknek az oligocén üledékekre szögdiszkordanciával történő települése alapján, ennek mértéke legalább 10 fok. A kibillenést követően került az agyagos törmelék törmelékes talajfolyások által a délre elterülő karsztfelszínre, azt néhol 100 m-es vastagságban teljes területén a középső-miocén horzsaköves riolituffával együtt lefedte.

A fedett karszt kihantolódása a D-i Bükkben a pliocén időszakban kezdődhetett meg. A magasabb hegytetők egy része már az alsó-pleisztocén idején felszínre bukkan a takaró alól, amit pl. a Kövesváradi karsztszák, vagy a Hajnóczy-barlang kitöltéseinek alsó-pleisztocén gerinces faunája iga-

zol (JÁNOSSY D., 1979, KORDOS L. 1976). A kihantolódási folyamat jelenleg is tart az egyes hegytetői üledékfoszlányok, s a kicsorbuló töbrök alsó pereménél induló törmelékfolyások alapján.

IRODALOM

- ALFÖLDI L. - BALOGH K. - RADÓCZ GY. - RÓNAI A. (1964). Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához. M-34- Miskolc.
- BALOGH K. (1965). A Bükk-hegység földtani képződményei. - MÁFI Évkönyv. 48. Bp. 1965.
- HEVESI A. (1986). A Bükk-hegység karsztja és felszínfejlődése. - Kandidátusi értekezés, Kézirat
- HIR J. (1989). Rétegazonosító ásatás a Körös-barlangban. - Karszt és Barlang 1989. II. pp. 75-78.
- JÁMBOR Á. (1958). A Szilvásváradtól Dk-re levő terület földtani viszonyai. - kézirat, MÁFI Adattár.
- JÁMBOR Á. (1959). A Bükk-fennsík pleisztocén vályog képződményei. - Földtani Közöny. 89. p. 181.
- JÁNOSSY D. (1979). A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. - Bp. 1979.
- KORDOS L. (1976). Barlangi ásatások és gyűjtések 1976-ban. Beszámoló az MKBT 1976. Évi tevékenységéről. - kézirat. P. 44.
- LESS GY. (1989). A Bükk felső-oligocén nagyforaminiferái. - A MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről. pp. 411-465.
- PELIKÁN P. (1992). Adatok a Bükk-hegység felszíni karsztfejlődéséhez. - A Bükk karsztja, vizei, barlangjai konferencia alkalmi kiadványa. Miskolc, 1992. pp. 259-268.
- SÁSDI L. (1993). A Bükk-hegység paleokarsztjára vonatkozó megfigyelések. - A bükki barlangok kutatásának, védelmének és hasznosításának legújabb eredményei konferencia alkalmi kiadvány. Miskolc, 1993. pp. 35-44.
- SERESNÉ HARTHAI É. (1983). Néhány újabb savanyú piroklasztikum előfordulása a Bükk-hegységben. - Földtani Közöny 1983. pp. 303-312.
- TÓTH G. (1975). A Bükk-hegység felszínfejlődésének vázlata. - Acta Acad. Agriensis, Eger (674) p. 455-478.
- TÓTH G. (1983). A Bükk felszínfejlődése és mai formakincse. - In Sándor A. (ed) A Bükki Nemzeti Park. Bp. 1984. pp. 62-106.
- TÓTH G. - FEJES P. (1986). Idősebb pliocén lepusztulási szint kimutatása a Bükkben. - Karszt és Barlang 1984. II. pp. 65-72.

VANNAK-E POLJÉK A GÖMÖR-TORNAI-KARSZTON?

MÓGA JÁNOS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Tanárképző Főiskolai Kar
Földrajz Tanszék, H-1055 Budapest, Markó u. 29-31.

Abstract: In my study with the brief evaluation of the polje literature I tried to find an answer to the question whether there are poljes on the Gömör-Tornai-karst, and if there are, to which type do they belong. In the earlier research 3 poljes were mentioned on the Gömör-Tornai-karst, 2 of which (Hosszuszó borderpolje and the Skalicka-polje) even today fit the criteria of the polje. During my morphological research conducted on the Silice-plateau I proved of a surface form earlier referred to as a group of ponors to be a polje, in fact a structural polje, which I named as Borzovai-polje.

Bevezetés

A poljék a karsztfennsíkok legnagyobb méretű felszínformái, amelyeket a Dinári-hegység karsztvidékein kutató geográfusok írtak le először (CVLJIČ, J. 1883, GRUND, A. 1914, CHOLNOKY J. 1939, LEHMANN, H. 1954), de az elmúlt évtizedekben ismertté váltak e formák a Föld szinte minden táján. Jogosan vetődik fel a kérdés, hogy vannak-e poljék a Kárpát-medence mészkőterületein is?

A polje a délszláv nyelveken mezőt, termőföldet jelent. Ezzel a névvel jelöltek eredetileg a Dinári-hegységben minden nagy kiterjedésű, zárt, lapos fenekű mélyedést, amelyekben a környékükhöz képest kedvezőbb feltételek alakultak ki a mezőgazdasági művelés számára, függetlenül attól, hogy karsztosodó vagy nem karsztosodó kőzetfelszínen alakultak ki. A karsztvidékeken a poljék a termőterületek, bennük ülnek a falvak, a települések. Ilyen nagy termékeny medence a Balkán-félszigeten a történelemből jól ismert Koszovo-polje is.

A karsztmorfológiában a nagy területű, sík aljzatú – esetleg teraszos – zárt, karsztos vagy karsztperemi medencére használatos fogalom, amelynek allúviális, fluviolakusztris síkját éles megtöréssel meredek lejtőjű oldalak határolják, és amelynek karsztos vízelvezetése van (GAMS, I. 1973). A Föld karsztos területein megismert poljék azonban olyan nagy alaktani, genetikai, hidrológiai változatosságot mutatnak, hogy ma már egyes kutatók megkérdőjelezzik azt is, hogy lehet-e egyáltalán egységes formáról beszélni. Ennek ellenére tovább folyik a vita arról, hogy mi is a polje és mik a fő kri-

tériumai (GÉZE, B. 1973, SWEETING, M. 1973, GAMS, I. 1977, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. 1989, SILVESTRU, E. 1995). A poljék jellemzőit CVIJIČ, J. (1960) foglalta össze módszeresen először:

- a polje hosszirányban megnyúlt, sík fenekű karsztos mélyedés,
- a vakvölgynél nagyobb felszínforma, amelynek hosszanti tengelye mindig a szerkezeti irányokban megnyúlt,
- a hosszirányban megnyúlt, lapos fenekű uvaláktól az 1 km-es átmérő különbözteti meg,
- a poljék alján gyakori, de nem szükségszerű a felszíni vízfolyások megjelenése.

A későbbi polje tanulmányokban többnyire ezek a fő kritériumok fogalmazódnak meg ismét, kiegészülve egyéb morfológiai, vagy genetikai megállapításokkal. SWEETING M. (1973) felszíni megcsapolású nyílt poljékat és karsztos megcsapolású zárt poljékat különböztet meg. GAMS, I. (1977) öt alap poljetípust különít el (határ-polje, periférikus-polje, túlfolyó-polje, hegylábi-polje és karsztvízszintben kialakult polje), ezek részbeni összevonásával FORD, D. C.–WILLIAMS, P. (1989) három alaptípust különböztet meg (határ-polje, szerkezeti polje és bázisszint-polje).

1. A bázisszint polje a karsztok kifolyási oldalán kialakuló mélyedés, amely mindig a karsztvízszint és a felszín találkozásánál jön létre.

2. A szerkezeti polje kialakításában a szerkezeti-földtani adottságok a meghatározók. Törésvonalakhoz kapcsolódó, meredek, oldásformákban gazdag lejtők határolják. Belsejében nem karsztosodó kőzetek is megjelennek, amelyen vízfolyások alakulnak ki. A szerkezeti irányokban megnyúlt medencék alján a fluviális felszínalakulás a meghatározó.

3. A határ-polje karsztosodó és nem karsztosodó kőzetek érintkezésénél kialakult mélyedés, ahol a nemkarsztos (fedettkarsztos) térszín a nyíltkarszt felé lejt. Az allogén vízfolyások meredek lejtő aljában nyíló víznyelőkben végződnek. A nemkarsztos felszínekről érkező vízfolyások laterális eróziója felülmúlja a völgybevágódást.

Magyarországon CHOLNOKY J. (1923, 1928, 1939) foglalkozott először a poljék alaktanával. A Dinári-hegységben lévő poljék morfológiai tanulmányozásával a poljék négy fő típusát különítette el (tektonikus polje, karsztos besüllyedés, kopott polje, perem-polje). CHOLNOKY J. a Kárpát-medence karsztvidékein végzett karsztmorfológiai tanulmányai során megtalálni vélte e formákat hazánkban is. Több tanulmányában ismertette, hogy a Gömör–Tornai-karszt É-i határán húzódó Rozsnyói-medence perem-polje, amelyet az Ós-Sajó a felszín alatt csapolt meg (CHOLNOKY J. 1923, 1928, 1939).

LÁNG S. (1949) Gömörben végzett geomorfológiai és hidrológiai vizsgálataival kétségbe vonta a Rozsnyói-medence perem-polje voltát. Szá-

mos érvet sorakoztat fel a polje elmélet ellenében, és teraszmorfológiai, üledékföldtani vizsgálataival bebizonyította, hogy a Sajó-völgy felszíni eróziós eredetű, és nem barlangmennyezet felszakadásával keletkezett. A fenti cáfolattal LÁNG S. tehát kétségbe vonta a Gömör–Tornai-karszton – a CHOLNOKY J. által említett – egyetlen polje létezését is. Ezzel látszólag választ kaptunk a címben feltett kérdésre. LÁNG S. szerint tehát nincs polje a Gömör–Tornai-karszton.

Az idézett tanulmányban LÁNG S. említést tesz az Özörényi-medencéről³ is, amelyről így ír: "Az Özörény–Lice közötti, agyaggal kitöltött medence lecsapolása azonban nagyobb oldalvölgy hiányában, a Konyárt mészkőplatója védelmében nem sikerült,... Az Özörényi-medence felszínének egy részén kis dolinák vannak, (fedett karszt), ezek a vékony vörösgyagtakaró alatti mészkőfelszínbe rogytak bele. Vizeit részben a Jolsvába, részben karsztos víznyelőbe adja le." Az idézett szövegrészben ugyan nincs említés arról, hogy az Özörényi-medence perem-polje volna, de a leírás egyértelműen arra utal.

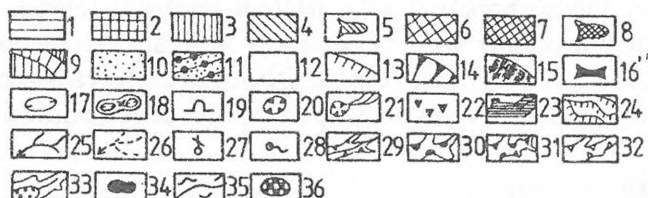
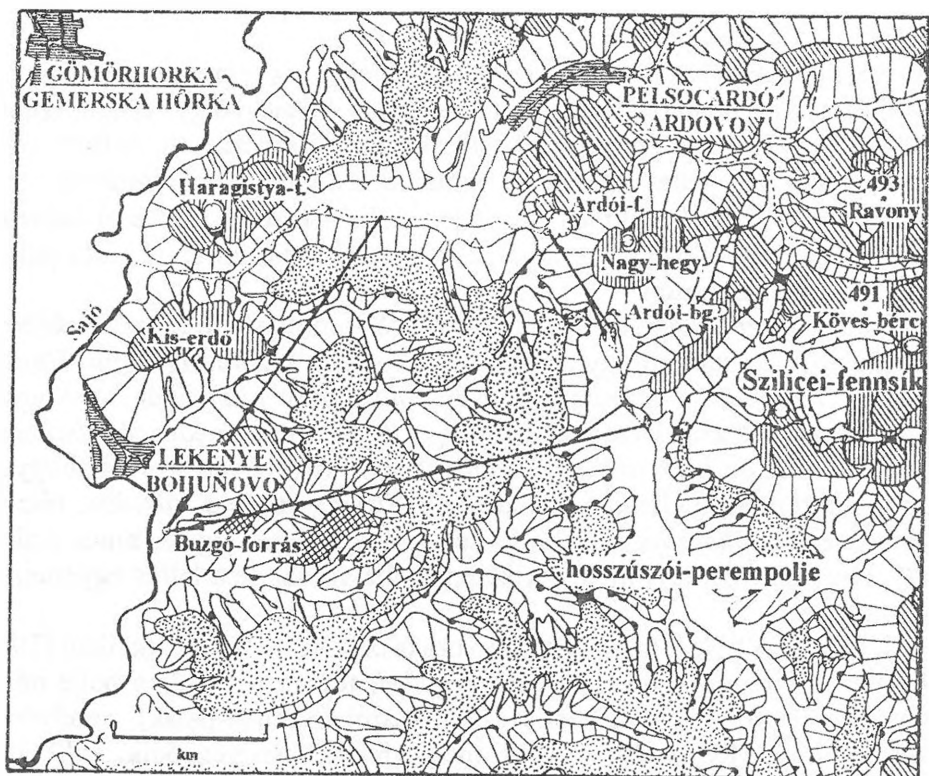
KEMÉNY A. (1961) és az ő nyomán JAKÁL, J. is, munkáiban (1975, 1984) az Özörényi-medencét perem-poljének tekinti és Skalica polje néven nevezték el arról a kis időszakos vízfolyásról (Skalica-patak), amelyik az Özörényi-hegy (Köves-domb) alatti mély víznyelőben végződik. A Skalica-víznyelő vize Gömörhorkánál a Gyártelepi-forrásnál jelenik meg (ŠČUKA GY. rosznyói hidrológus szóbeli közlése). A Skalica poljéhez hasonló perem-polje alakult ki a Szilicei-fennsík (Ny-i részét Kecői-fennsíknek nevezik) peremén is, amelyet Hosszúsózi perempolje néven említ a szakirodalom.

A Hosszúsózi perempolje

A Kecői-fennsík 460–510 m tszf-i közti magasságba emelt tetői Ny felé lépcsőzetesen ereszkednek le abba a lefolyástalan medencébe, amely Hosszúsó⁴ (Dhlá Ves) és Pelsőcardó (Ardovo) között mintegy 4,5 km hosszan húzódik. A vízzáró üledékekkel fedett karsztperemi medence szerkezeti-morfológiai határon alakult ki, az ún. Csetneki-törésvonal mentén. A törésvonaltól NY–DNY-ra eső területen a középidői képződmények lesüllyedtek és rájuk a pliocénben (pontuszi korszak) nagy vastagságban kavics rakódott (Poltári Kavics Formáció). Ez a kavicsal fedett dombsági táj a Putnoki-dombság (szlovákiai részét Bodvianska pahorkatina néven ismerik). A

³ Özörény eredetileg egy középkorban alapított falu volt a Konyárt-fennsík lábánál, amely a XV. sz.-ban elpusztult, és a századfordulón kiadott térképeken már csak a puztatemplom név jelölte helyét. A századfordulón Özörénynek nevezték a mai Gömörhorka (Gemer:ká Hórka községet, amely nem azonos a középkori Özörénnyel. Láng S. idézett munkájában ez utóbbira hívta az olvasót.

⁴ Hosszúsó = Hosszú aszó, a falu arról az aszóvölgyről (perempolje) kapta a nevét, amelyben fekszik.



1. ábra

A Hosszúszói perempolje

Jelmagyarázat: Gömör-Szepesi-Érchegység - 1. völgyközi hát, 2. völgyközi hát tetője, Gömör-Tornai-karst - 3. a karszfennsík pannon elegyengetett felszíne, ill. karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát, 4. karszfennsík magasabb tetője, ill. karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát tetője, 5. völgyközi hát pihenője (karsztosodó kőzeten), 6. nem karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát, 7. völgyközi hát tetője (nem karsztosodó kőzeten), 8. völgyközi hát pihenője (nem karsztosodó kőzeten), 9. karszfennsík zárt medencéje, 10. pannon-pontuszi üledékek, 11. hordalékkúp, 12. allúvium, 13. lejtő, 14. meredek lejtő, fennsíkperem, 15. sziklás hegyoldal, 16. nyereg, 17. töbör, 18. iker töbör, uvala, 19. barlang, 20. zsomboly, 21. víznyelő, 22. karrmező, 23. település, 24. kőfejtő, 25. állandó vízfolyás, 26. időszakos vízfolyás, 27. kút, gémeskút, 28. karsztforrás, 29. eróziós völgy, 30. deráziós völgy, 31. eróziós-deráziós völgy, 32. aszóvölgy, 33. zombékos völgytalp, 34. tó, 35. levágott folyókanyarulatok (morotvák), 36. édesvízi mészkő,

Figure 1. The Hosszúszói borderpolje

Legend: Gömör-Szepesi Ore mountain - 1. intervalley back, 2. summit of the intervalley back, Gömör-Tornai karst - 3. carstic plateau or intervalley back developed on carstic rocks, 4. the higher back of the carstic plateau or the summit of the intervalley back (on carstic rocks), 5. the resting point of the intervalley back (on carstic rocks), 6. intervalley back developed on non-carstic rocks, 7. the summit of the intervalley back developed in non-carstic environment, 8. the resting point of the intervalley back on non-carstic rocks, 9. enclosed basin of the karst plateau, 10. pannonian-pontian sediments, 11. alluvial fan, 12. alluvium, 13. slope, 14. the edge of the plateau, heavy slope, 15. rocky mountain side, 16. saddle, 17. dolina, 18. twin dolinas, uvala, 19. cave, 20. shaft, 21. ponor, swallow hole, 22. karrfield, 23. village, 24. quarry, 25. permanent waterflow, 26. periodical waterflow, 27. well, 28. karstspring, 29. erosion valley, 30. derosion valley, 31. erosion and derosion valley, 32. dry valley, 33. swampy valleybottom, 34. lake, 35. oxbowl lake, 36. travertino,

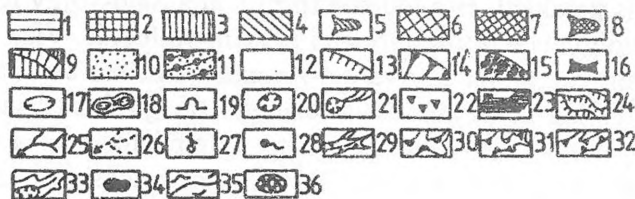
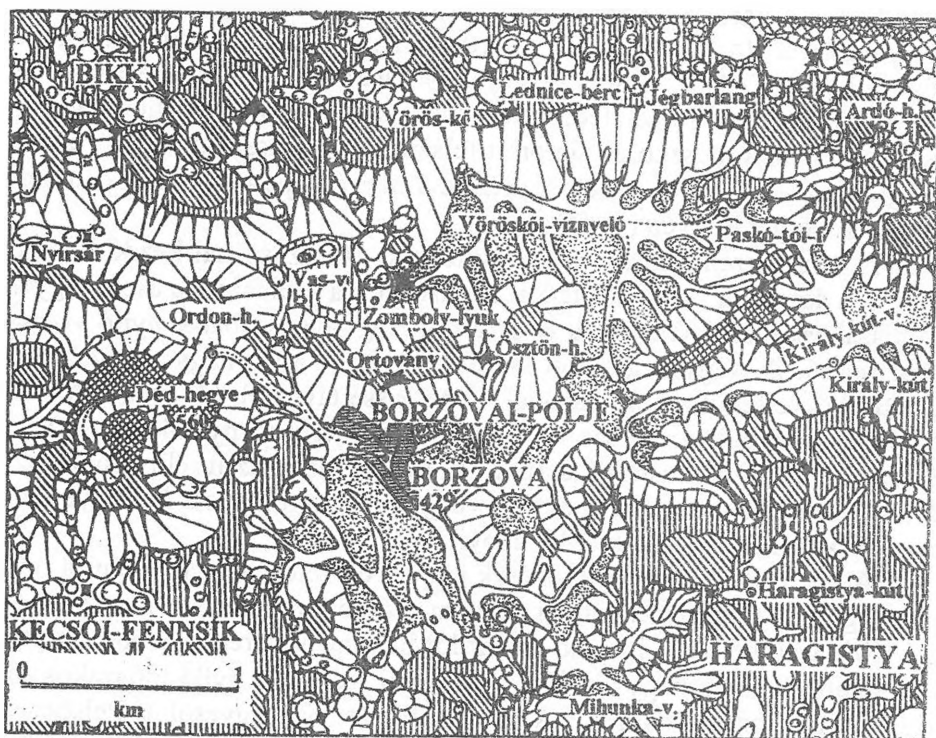
karsztvidékkel határos része tipikus fedett karszt, amely hidrogeológiai kapcsolatban áll a szomszédos nyíltkarszttal.

Ennek a karsztperemnek morfológiailag és hidrológiailag legérdeke-
sebb szakasza a Hosszúszó és Pelsőcardó közti medence, amely lényegében
perem-polje (JAKÁL, J. 1984). A polje Ny-i határa az eróziós-deráziós völ-
gyekkel szabdalt, kavicszal fedett dombság vízválasztó tetőin húzódik, K-i
határa egybeesik a mészkő, ill dolomit felszínre bukkanásával, de a vízgyűj-
tője egész a karsztfennsík pereméig terjed a hozzá kapcsolódó 2-3 kilométer
hosszú aszóvölgyek révén (I. ábra).

A karsztperemi medence kis vízfolyása Hosszúszónál kezdődik, ősz-
szegyűjti a dombság kavicszal fedett hátairól, ill. a szomszédos aszóvölgyek-
ből időszakosan lefolyó vizeket, és az ardói Nagy-hegy lábánál nyíló víznyel-
lőkhöz vezet. A Nagy-hegy előtt kiszélesedő polje alján négy víznyelő nyí-
lik, kettő közvetlenül a hegy lábánál, kettő kissé távolabb (I. ábra). A polje
alján végigfolyó patak vize kis vízállásnál a távolabbi víznyelőkben tűnik el.
ORVAN, J. (1979) vízfestési kísérlete óta tudjuk, hogy az itt elnyelődő víz a
fedett karszt járatrendszerén át a Sajó-völgy felé áramlik, és a Lekenye hatá-
rában fakadó Buzgó-forrásban lát napvilágot.

A hóolvadások, tartós esőzések idején összetorlódó víz elönti a polje
Nagy-hegy előtti laposát. Ilyenkor minden víznyelő működésbe lép. A Nagy-
hegy lábánál nyíló két víznyelő az Ardói-barlang járatrendszerébe vezet a
vizet, amely azután a hegy túlsó – Ardó felőli – oldalán nyíló időszakos for-
rásban (Ardói-forrás) tör fel. Az Ardói-forrás vize egyesül a Pelsőcardó
felől érkező kis patakkaival, és a fedett karszton át a Sajó-völgy felé tart széles,
lapos fenekű völgyében, mint normális felszíni vízfolyás. Vize azonban nem
éri el a Sajó völgyét, mivel elszivárog. Az elszivárgó víz bejut a fedett karszt
hasadékrendszerébe, és ugyancsak a lekenyei Buzgó-forrásban jelenik meg.
A hosszúszói perem-polje megcsapolója tehát mindenképpen a Buzgó-forrás,
de más utat tesz meg a víz kis vízállásnál, mint áradáskor. Az ardói Nagy-
hegy barlangrendszere sajátos föld alatti bifurkációnak tekinthető.

Könnyen elképzelhető az is, hogy az Ardó környéki víznyelők nem
kiindulási pontjai, hanem csak rányelői egy nagyobb felszín alatti áramlási
rendszernek, amelynek kezdete jóval távolabb, K felé lehet. A Pisik-, Ros-
kó-, Lyukostya-völgyben és környékén, valamint a Kecői-fennsík nagy
dolomitfoltja mentén nyíló víznyelőkben elnyelődő víz a Ménes-völgyi
antiklinálisban és a Borzovai-medencében felszínre bukkanó vízzáró kőzetek
miatt csak Ny felé mozoghat a felszín alatt. Csupán a mélyre vágódott Sajó-
völgyben vannak olyan bővizű források (legközelebbi a korábban már emlí-
tett Buzgó), amelyben egyáltalán megjelenhet a fenti területeken elszivárgó,
vagy a karsztba befolyó víz.



2. ábra

A Borzovai-pölje

Jelmagyarázat: Gömör-Szepesi-Érchegység - 1. völgyközi hát, 2. völgyközi hát tetője, Gömör-Torna-karszt - 3. a karsztfennsík pannon alagyngetett felszíne, ill. karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát, 4. karsztfennsík magasabb tetője, ill. karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát tetője, 5. völgyközi hát pihenője (karsztosodó kőzeten), 6. nem karsztosodó kőzeten kialakult völgyközi hát, 7. völgyközi hát tetője (nem karsztosodó kőzeten), 8. völgyközi hát pihenője (nem karsztosodó kőzeten), 9. karsztfennsík zárt medencéje, 10. pannon-pontuszi üledékek, 11. kordaléktípus, 12. allúvium, 13. lejtő, 14. meredek lejtő, fennsíktáperem, 15. sziklás hegyoldal, 16. nyereg, 17. töbör, 18. iker töbör, uvala, 19. barlang, 20. zomboly, 21. víznyelő, 22. karrmező, 23. település, 24. kőfejtő, 25. állandó vízfolyás, 26. időszakos vízfolyás, 27. kút, gémeskút, 28. karsztforrás, 29. eróziós völgy, 30. deráziós völgy, 31. eróziós-deráziós völgy, 32. asztárvölgy, 33. zombékos völgytalp, 34. tó, 35. levágott folyókanyarulatok (morotvák), 36. édesvízi mészkő.

Figure 2. The Borzova pölje

Legend: Gömör-Szepes Ore mountains - 1. intervalley back, 2. summit of the intervalley back, Gömör-Torna-karszt - 3. carstic plateau or intervalley back developed on carstic rocks, 4. the higher back of the carstic plateau or the summit of the intervalley back (on carstic rocks), 5. the resting point of the intervalley back (on carstic rocks), 6. intervalley back developed on non-carstic rocks, 7. the summit of the intervalley back developed in non-carstic environment, 8. the resting point of the intervalley back on non-carstic rocks, 9. enclosed basin of the karst plateau, 10. panonian-pontian sediments, 11. alluvial fan, 12. alluvium, 13. slope, 14. the edge of the plateau, heavy slope, 15. rocky mountain side, 16. saddle, 17. dolina, 18. twin dolinas, uvala, 19. cave, 20. shaft, 21. ponor, swallow hole, 22. karstfield, 23. villages, 24. quarry, 25. permanent waterflow, 26. parolical waterflow, 27. well, 28. karstspring, 29. erosion valley, 30. erosion valley, 31. erosion and denasion valley, 32. dry valley, 33. swampy valleybottom, 34. lake, 35. oxbow lake, 36. travertine.

A Hosszúszói perempolje eróziós úton való kimélyülésével, a korábban vázolt felszíni, ill. felszín alatti megcsapolással és főleg a vizsgált terület lassú emelkedésével hozható összefüggésbe a fedett karszt egyes részeinek kihantolódása (exhumálódása), amelynek nyomaival többfelé találkozhatunk. A karsztvidék egyik legszebb – feltehetően a rodáni emelkedési fázis idején keletkezett – karmezője a kavicstakaró lehordása után vált láthatóvá az Ardó környéki völgyvállakon (JAKÁL, J. 1975). A kihantolódás előrehaladott állapotát láthatjuk a Sajó-völgy peremén a Haragistya- (nem tévesztendő össze a magyarországi Haragistya-fennsíkkal!) és Kis-erdő-tetőben, ahol a fedett karszt steinalmi mészkő és gutensteini dolomit kőzetanyaga nagy területen kiemelkedik a pontuszi kavicstakaró alól. Egy-két kisebb töbör, és karrosodott tetők, lejtők jelzik a felszínen a karsztosodás folyamatának beindulását. Az exhumálódással és kiemelkedéssel magyarázható a Haragistya-tető és Kis-erdő közti epigenetikus völgyáttörés kialakulása.

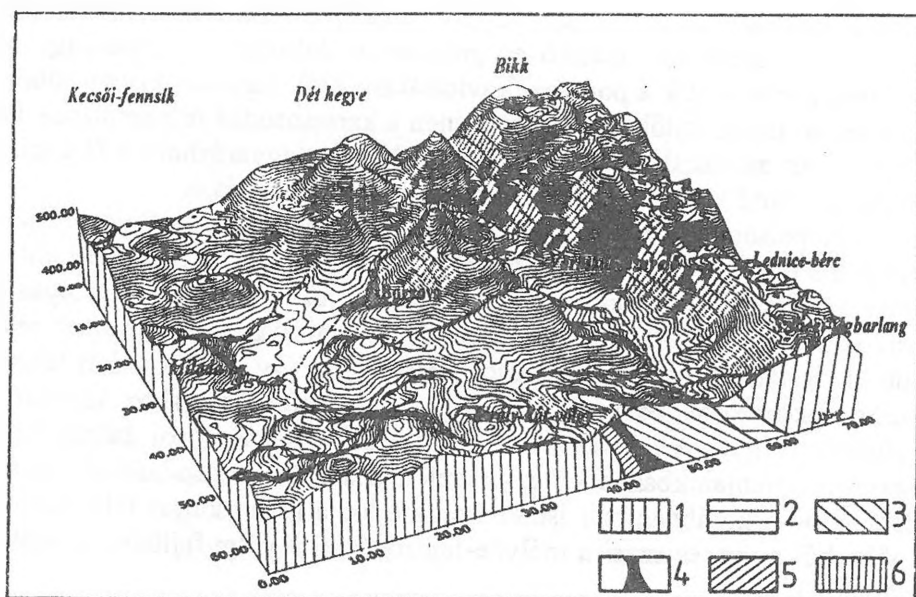
A pelsőcardói Falu kútja és az Ardói-forrás vizét a Sajó-völgy felé vezető kis ér a kavicsal fedett dombság felszínébe kezdte mélyíteni völgyét, széles középső völgyszakasza ma is ebbe mélyül. A felszíni vízfolyás eróziója és főleg a terület kiemelkedését kísérő lehordás a fent említett tetőket fedő kavicstakaró elvékonyodásához vezetett. Az így kihantolódott felszínbe azután fokozatosan bevágódott a Sajó-völgyi erózióbázishoz igazodó kis vízfolyás völgye. Az Ardói-patak völgye a kavicstakaróról átöröklődött a mészkőre. Napjainkban a völgy víztelenedésének, aszósodásának lehetünk szemtanúi. A korábban már ismertetett módon a fedett karszt felé elszivárog a völgyből a víz, és ezzel a mélybe-fejeződéssel a völgyfejlődés új szakasza bontakozik ki.

A Borzovai-polje

A Ménes-völgyi antiklinális Szilicei-fennsíkon keresztülhúzó víz-záró kőzetsávjához kapcsolódó víznyelőket régóta említi a szakirodalom (STRÖMPL G. 1928, MAZUR, E. 1973, JAKÁL, J. 1975, stb.) A víznyelők poljében való elhelyezkedését, és ezzel a Gömör-Tornai-karszt harmadik polje medencéjét azonban csak az elmúlt években a Szilicei-fennsík felszínalaktani térképezése során ismertem fel.

A Szilicei-fennsík középső mészkővonulatának D-i határát kijelölő Ménes-völgyi antiklinális víz-záró kőzetei kissé mélyebben helyezkednek el, mint a szomszédos mészkőfennsíkok. Így az nem annyira vízválasztó, mint inkább vízgyűjtő jellegű. A vízgyűjtő idomok létrejöttét nagymértékben elősegítette a pala- és homokkő-sávval szomszédos terület felépítése, szerkezete. A Bikk és a Lednice-bérc fennsíkjától D-re átlagosan 2-2,5 km széles sávban hirtelen megnő a kőzettani változatosság. Különböző oldékonyságú középső-

és felsőtriász mészkövek és dolomitok (reiflingi mészkő, steinalmi mészkő, gutensteini mészkő és dolomit, tiszolci mészkő, halstatti mészkő) kapcsolódnak a vízzáró kőzetekhez ebben a tektonikailag is mozgalmatlan övben. Ráadásul kisebb foltokban még agyagos, vályogos, kavicsos rétegek is betakarják a karbonátos kőzeteket, amelyek elősegítették az időszakos és állandó vízű



3. ábra, A Borzovai-polje tömbszelvénye
 Jelmagyarázat: 1. wettersteini mészkő, 2. reiflingi mészkő, 3. steinalmi mészkő, 4. alsótriász palák, 5. gutensteini mészkő, 6. felsőtriász mészkövek
 Figure 3. The Blockdiagram of the Borzova polje
 Legend: 1. wetterstein limestone, 2. reifling limestone, 3. steinalm limestone, 4. lower triassic shales, 5. gutenstein limestone, 6. upper triassic limestones

felszíni vízfolyások kialakulását.

A Ménes-völgy völgyfője és a hosszúsói perem-polje közti K-Ny-i irányba húzódó völgyek (Király-kút-völgy, Nyírsár, Ezsdán-, Pisik-, Lyukostya-völgy) jelzik a völgyképződés számára kedvező feltételeket nyújtó sáv irányát, központi kiszélesedő részét pedig karsztos medence foglalja el. A medencét egy K-Ny-i irányú, mészkőből és agyagpalából álló, alacsony vízvászató hát – morfológiailag és hidrogeológiai értelemben is elkülönülő – két részmedencére osztja. Az elkülönülés azonban nem tökéletes. A me-

dence K-i részén csak laza üledékeken kialakult alacsony háta választják el egymástól a két részmedencét, amelyeket minden korábbi szerző (MAZUR, E. 1973, JAKÁL, J. 1975) vakvölgyként írt le. Morfológiai vizsgálataim szerint a szomszédos magasabb mészkőfennsík (Bikk, Lednice-bérc, Kecői-fennsík, Haragistya-fennsík) közé beágyazódó közel 5 km² kiterjedésű karsztos megcsapolású szerkezeti medence tipikus polje, amelyet Borzovai-poljének neveztem el⁵ (2. ábra).

A Borzovai-polje a CHOLNOKY J. (1939) által leírt kopott poljékhoz hasonlít legjobban. Az újabb morfológiai munkákban (GAMS, I. 1978, FORD, D.C.–WILLIAMS, P. 1989, SILVESTRU, E. 1995) a szerkezeti polje megnevezést használják a fenti karsztos medencékre. A Borzovai-poljét szerkezeti poljének tekintem, amelynek két, kissé elkülönülő részmedencéje van, de mindkét részmedencéjében kialakult a poljékre jellemző alluviális sík, valamint a felszín alatti karsztos vízelvezetés. A Szilicei-fennsík D-i részén a szerkezeti poljék egy sajátos változatával találkozhatunk, ahol a polje alluviális síkjából mészkő és agyagpala anyagú kis bércsor (Ordon-, Ortovány-, Ösztön-hegy) emelkedik ki, amely gátszerű vonulatot alkot, és a polje kettős lefolyását eredményezi (3. ábra).

A kettős lefolyású polje ÉK-i részében egy időszakos karsztforrás (Paskó-tói-forrás), és több kisebb rétegförrás által táplált ér folyik, amely a Vöröskő sziklafala előtti rét nagy víznyelőjében tűnik el. A Vöröskői-víznyelő felé tartó felszíni vízfolyás völgyét az elmúlt évtizedekben csővezetékek lefektetésével feldúlták, alaposan megváltoztatták a természetes állapotokat. Megfigyeltem, hogy amikor a Paskó-tói-karsztforrás működik, a forrásból előtörő víz tóvá duzzad a polje ÉK-i szegletében, mert útját állja a Barátság kőolajvezeték dózerral összetolt gátja. A víz valahol a kőolajvezeték mentén találja meg a lefolyást a szomszédos karsztfennsík felé. E vezeték a Vöröskői-víznyelő közelében halad el, számos kis vízmosást keresztezve, amelyek éppen a fenti ponornál érnek véget, súlyosan veszélyeztetve a felszín alatti vizeket és a barlangokat (CSÜLLÖG G.–MÓGA J. 1997, MÓGA J. 1998). Nem lehet tudni, hogy miért éppen a karsztvidék e tájára esett a tervezők választása a vezeték nyomvonalának kijelölésekor, azt viszont könnyű elképzelni, hogy milyen súlyos következménye lenne itt egy csőtörésnek, vagy szivárgásnak!

A polje ÉNy-i részében, az ún. Vas-völgyben felszínre bukkan a mészkő, itt a környező karsztfennsíkokra emlékeztető többrészes felszín figyelhető meg a polje alján is. A töbrök között zombolyok és víznyelők (Vas-völgyi-zomboly, Zomboly-lyuk) nyílnak. A Vöröskői-víznyelőben és a Vas-völgyi-nyelőben eltűnő vizek – a vízfestések tanúsága szerint – a gombaszögi Fekete-forrásban látnak napvilágot (ORVAN, J. 1995).

⁵ A polje D-i részmedencéjében fekvő kis magyar faluról, Borzováról neveztem el.

A polje két részmedencéjét elválasztó bércvonalat K-i tömbjében, az Ösztön-hegy É-i oldalán nyílik a vizsgált terület egyik legidősebb barlangja, az Ortovány-barlang. A barlang reiflingi mészkőben alakult ki, tágas oldásos folyosója (kb. 25 m hosszú) a szigetszerűen kiemelkedő hegy teteje alatt húzódik, és szinte átvezet a hegy túloldalára (a mennyezet résein keresztül beszűrődik a kinti fény). A polje Vöröskői-víznyelőjénél kialakult mélypontjánál a barlang magasra kiemelt folyosója mintegy 60 méterrel magasabban húzódik, egy régi vízvezető járat torzóban maradt része, amely üledékkel nagyrészt feltöltődött. Az elhagyott – vízgyűjtőjéről leválasztott, és tetőhelyzetbe emelt – forrásbarlang a vizsgált terület legidősebb üregei (Istállókői-, Súlyom-kői-, barlang) közé tartozik, kialakulása nagy valószínűséggel a pliocén-pleisztocén határára tehető. Régészeti feltárása és üledékeinek sztratigráfiai vizsgálata a karsztfejlődés szempontjából rendkívül hasznos lenne!

A Borzovai-polje D-i katlanában szántóföldek gyűrűjében bújik meg a névadó kis magyar falu. A polje D felé lejtősödik, a D-i szegélyénél összefutó vizek laterális eróziója, korróziós és akkumulációs tevékenysége alakította ki a polje mélypontját jelentő völgysíkot, ahol számos aktív és már inaktív víznyelő sorakozik. A polje DNY-i részéből a borzovai kőfejtő alól induló időszakos vízfolyás szedi össze a vizeket. Völgye szépen bevágódott a medence üledékekkel vékonyan fedett tiszolci mészkőbe. A néhány méter magas mészkőperem hosszan kíséri a völgyet, amely a fennsík pereme előtt kissé kiszélesedik, és homlokfalban végződik. Itt a vakvölgy alján nyílik a Kecői-barlangrendszerhez tartozó Matilda-barlang víznyelője. A vízfolyás mélységi lefejezés előtt használt, elhagyott régi völgye töbørsorként húzódik a Kecő-forrás felé.

A polje DK-i szegletében nyílnak a legfejlettebb víznyelők. Ide fut le az országút melletti gémeskúttól induló patak (a falu patakja), ide zúdul le esőzések idején az Ösztön-hegy lejtőiről az áradat, és ide szállítja vizét a poljén kívül eredő, állandó vizű Király-kút patakja is. A Király-kút kanyargós völgye K-en szorossal kapcsolódik a poljéhez. A kis patakat rétegvízforrások táplálják, de csapadékosabb időszakban rákapcsolódik a Korotnok-forrás is, amely a Haragistya-fennsík É-i peremének egyetlen karsztforrása. A fenti irányokból összefutó vizek a Borzovától D-re szétterülő laponon találkoznak. Kisvízkor a futballpálya melletti víznyelő működik csak. Az áradások nagy víztömege azonban továbbhőmpölyög, és a polje határát képező sziklás hegyoldal alatti Búdös-tói nyelőben tűnik el.

Szomszédságában további víznyelők nyílnak, amelyekhez régi elhagyott árkok, völgytorzók vezetnek, de napjainkban ezek már nem működnek. A Búdös-tói-nyelőtől Ny-ra néhány tíz méterre nyílik az egyik elhagyott nyelőben a Milada-barlang szája, amelynek föld alatti búvópatakja gyűjti

össze a fenti nyelőkben eltűnő vizeket, és vezeti a Matilda-barlang felé. A karsztos medence szegélyén elfolyó víz D felé áramlik, útközben megjelenik a búvópatak a Feneketlen-Lednice szakadékanak alján, végül a Kecsforrásban lát napvilágot.

A Borzovai-polje D-i végében nyíló víznyelőkben eltűnő patak vizét már többször megfestették, a megjelölt víz minden alkalommal a Kecsforrásban jelent meg (MÁNDY T. 1960, MAUCHA L. 1976), egyszer azonban kimutatták a jelzőanyagot (sózási kísérlet után a kloridion megnövekedését) a Tohonya-forrás vizében is (SÁRVÁRY I. 1964). A víznyelő Tohonya-forrással való összefüggését a későbbi vízjelzések nem erősítették meg, de valószínűleg létezik ez a hidrogeológiai kapcsolat. A szerkezeti, kőzetani, morfológiai viszonyok azt valószínűsítik, hogy a Borzovai-polje és a Haragistya-fennsík mélyén nagyon komplikált vízvezető rendszer alakult ki, melynek legfejlettebb víznyelői a szlovákiai Borzovától D-re nyílnak (Milada-barlang víznyelője, Búdös-tó-víznyelő, Matilda-barlang víznyelője), míg a rendszer fő megcsapolója a Szlovákiában fakadó Kecsforrás, de a karsztvíz kivételesen magas vízállása idején megcsapolhatja a jósvafői Tohonya-forrás is. MAUCHA L. (1976) ezt „*időszakos bifurkációs kapcsolat*”-nak nevezi.

A Borzovai-polje és a Kecsforrás között egy sok töbrőből álló völgyi töbrősor húzódik. A Borzovai-polje és a Kecsvölgy közti töbrősor nagyméretű töbrei egy mélyre vágódott völgy talpán sorakoznak, amelyet meredek lejtők választanak el a szomszédos tetőktől. Az egyes töbröket elválasztó nyergek D felé, az egykori esés irányába 446 m-ről 427 m-re alacsonyodnak. E töbrősor helyén valaha egy vízvezető völgy húzódott, amely a Borzovai-katlan vizeit vezette D felé, amíg a mészkő és dolomit fedőrétegei elég vastagok voltak ahhoz, hogy rajta felszíni vízfolyások alakuljanak ki. A fedőrétegek elvékonyodásával megindult a vizek mélybe szivárgása, amit mélybe-fejeződés (batükaptúra) követett. A mai felszín három szakaszban lejátszódó völgyefejeződés eredményeként alakult ki, amire a Matilda-barlang víznyelője és a völgytorzó bejárata közt nyíló két víznyelő töbrő utal. A vízfolyás mélybe-fejeződésével szárazzá vált a völgy, és megszűnt további mélyülése. Ettől kezdve a fenti víznyelőkben eltűnő vizek búvópataként áramlanak a Kecsforrás felé. Időközben az elhagyott szárazvölgy alján korróziós töbrök fejlődtek. A kialakult völgyi töbrősor függővölgygé vált, talpa - amely leginkább a töbrök közti nyergekben őrződött meg - magasabban van, mint az aktív vízvezető völgyszakaszok a Borzovai-polje alján (416 m) a víznyelő közelében és a Kecsforrás közelében (342 m).

A fenti búvópatak vízvezető járatrendszeréből még csak kisebb szakaszokat ismerünk. A víznyelők felőli oldalon a legnagyobb hosszúságban a Milada-barlangot ismerték meg, mintegy 800 m hosszan követhető a patak a

földalatti folyosókon és termeken át, ahol szifontóban ér véget. A bűvópatakkal a Matilda-barlangban is lehet találkozni, ám itt is szifon zárja el az utat. Nemsokára újból megjelenik a Haragistya-fennsík legmélyebb szakadé-
kában, az ún. Feneketlen-Lednice alján. A Feneketlen-Lednice tág, sziklás
szádájú szakadéka a Borzovai-polje és a Kecső közt húzódó völgyi töbör-
sör közelében egy nyeregben nyílik. A helybeliek által feneketlennek hitt szaka-
dék teremszerűen kiszélesedő alján, 68 m-es mélységben láthatóvá válik a
bűvópatak, de azután egy újabb szifonnál végképp eltűnik a szemünk elől, és
csak a forrás közelében, a Kecső-forrásbarlangban találkozhatunk vele ismét.

IRODALOM

- CHOLNOKY J.* (1923): Általános Földrajz 2. A Danubia kiadása Pécs-Budapest, 251 p.
- CHOLNOKY J.* (1928): A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia). - Budapest, 296 p.
- CHOLNOKY J.* (1936): Magyarország földrajza, - A Föld és élete 6. Budapest, 529 p.
- CSÜLLÖG G.– MÓGA J.* (1997): Geomorphology and drainage of the S-Gömör-Torna karst region in view of an environmental hazard. - Zeitschrift Geomorph. Suppl. Bd. 110. pp. 255–261.
- ERDŐS M.* (1990): A Szlovák karszt barlangjai. - Kézirat, CHKO Brzotin. 68 p.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W.* (1992): Karst Geomorphology and Hydrology. - Chapman & Hall, London, 601 p.
- GAMS, I.* (1977): Towards the Terminology of the Polje. - Proceedings of the 7th International Speleological Congress, Sheffield, pp. 201–202.
- GRILL J.* (1989): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. - MÁFI évi jel. 1987-ről, pp. 411–431.
- GRILL J. et al.* (1984): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. - Földt. Kut. 27. 4. pp. 49–56.
- HEVESI A.* (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása. - Földr. Ért. 35. 3–4. pp. 231–254.
- HUNFALVY J.* (1863–65): A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása 1–3. Pest.
- JAKÁL, J.* (1975): Kras Silickej Planiny. - Vyd. Osveta 145 p.
- JAKÁL, J.* (1984): Príspevok k poznaniu poljí v Západných Karpatoch. - Geogr. Čas. 36. 2. pp. 112–117.

- JAKÁL, J.* (1989): Entwicklungsetappen des Karstreliefs der Westkarpaten. Carpatho-Balcan Geomorphological Commission Proceedings, Debrecen, pp. 33–42.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. - Akadémiai kiadó, Budapest, 310 p.
- JASKÓ S.* (1933): Morfológiai megfigyelések és problémák a Gömör-Tornai-karsztvidék Délkeleti részében. - Földr. Közl. 61. 9–10. pp. 245–251.
- KEMÉNY A.* (1961): Geomorfologické pomery planiny Koniar. - Geografický časopis, 2.
- LÁNG S.* (1949): Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben. - Hidr. Közl. 29. évf. 1–2. pp. 2–10., 3–4. pp. 141–148., 5. pp. 283–289.
- LESS GY.* (1998): Földtani felépítés. In: Az Aggteleki N. P. Mezőgazda, Budapest, pp. 26–66.
- MÁNDY T.* (1960): A szádvárorsai Milada-barlangban. - Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató, pp. 236–240.
- MAUCHA L.* (1976): Jelentés a Papp Ferenc Barlangkutató Csoport 1975. évi tevékenységéről. MKBT Beszámoló pp. 134–140.
- MAZUR, E.* (1973): Slovensky Kras. Regionalna fyzikogeografická analyza. - Spec. Iss. of the VI. Int. Spel. Congr. in CSSr, 117. p.
- MELLO, J.* (1997): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50000. - Vyd. Dionýza Štúra, Bratislava, 255 p.
- MÓGA J.* (1998): Természetföldrajzi tényezők hatása a településszerkezetre a Gömör-Tornai-karszt területén. - A Felvidék történeti földrajza, Nyíregyháza, pp. 481–492.
- MÓGA J.* (1998): Felszínalaktani megfigyelések a Gömör-Tornai-karszton. - Doktori (PhD) disszertáció, ELTE TTK, Budapest, 141 p.
- ORVAN, J.* (1979): Hydrogeologické pomery krasovej vyvieracky Buzgó v Bohúňové, - Slovenskej kras. pp. 77–84.
- ROZLOŽNIK, M. – KARASOVÁ, E.* (1994): Slovenský kras. - Osveta, Banská Bystrica, 477 p.
- SÁRVÁRY I.* (1964): Sikeres kísérlet a Vass Imre-barlangnál. - Karszt és Barlang 2. p. 64.
- SILVESTRU, E.* (1995): Can one define poljes? - Acta Carsologia 24. Ljubljana, pp. 502–508.
- STIBRÁNYI G. – GAÁL L.* (1984): Ponorná Priepast' v Slovenskom Krase. - Slovenský kras 22. pp. 157–167.
- STRÖMPL G.* (1928): A Gömör-Tornai-karszt hidrológiája. - Hidr. Közl. 3. pp. 20–33.
- ZÁMBÓ L.* (1998): Felszínalaktani jellemzés. In: Az Aggteleki N. P. Mezőgazda, Budapest, pp. 70–96.

ZÁMBÓ L. (1993): A karsztosodó kőzetek alaktana (karsztgeomorfológia).
In: Általános Természetföldrajz (szerk. Borsy Z.) Nemzeti Tankönyvkiadó,
Budapest, pp.544–592.

VÍZMINŐSÉG VIZSGÁLATOK AZ ORFÚ KÖRNYÉKI KARSTVIDÉKEN

CZIGÁNY SZABOLCS - PARRAG TIBOR - SZÚCS TÍMEA

Janus Pannonius Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék,
7624 Pécs, Ifjúság u. 6.

Abstract: The investigated area found on a karst plateau formed from Triassic limestone in the Northwest part of the Mecsek Mountains. Waters from both wells and sinkholes belonging to the the wells were analysed for microbiological and chemical contamination. The results of our investigations outlined that the worst water quality occurs in the Mészégető- well due to the densely populated catchment area. The bacteriological contamination could be diminished by a proper and fully-established sewage-treating system. The chemical contamination (which is best indicated in the high nitrate contain of the examined water) could be dwindled by ignoring or using reduced amount of fertilizers. Due to our results self-treating ability of cave waters seem to happen mainly in the field of microbiological contamination.

1. Bevezetés

1997 őszén egy egy évre tervezett kutatássorozatot indítottunk, melynek célja a Nyugat-Mecsek néhány karsztforrásának vízkémiai vizsgálata volt. Környezet- és természetvédelmi szempontból a karsztok - a nedves élőhelyekhez hasonlóan - a legérzékenyebb területek közé tartoznak (JAKUCS L., 1971). Ennek fő oka az, hogy a karszt egy olyan összetett rendszer, amely a földtani felépítés, éghajlat, talaj és növénytakaró együttes munkája során alakul ki. Ezen tényezők közötti kapcsolatok még nem teljesen tisztázottak, így bármelyik tényező mesterséges megváltoztatása az egész rendszer előre csak nehezen prognosztizálható változását vonja maga után (VERESS M. 1998). Másrészt a karszterület olyan környezet, amely hidrológiai rendszerének nyitottsága folytán nagyon gyorsan reagál az emberi (káros) befolyásokra. Le kell szögezni tehát, hogy a karsztok környezetvédelménél a vízvédelem alapvető fontosságú, azért is, mert az ilyen területek társadalmi hasznosításának a vízhasználat az egyik legelterjedtebb módja. Például Miskolc közel teljes ivóvízmenyiségét a Bükk-hegység karsztforrásaiból nyeri, de Pécs is kiegészíti ivóvízigényét a mecseki karsztvizekből.

Az egy évig tartó, monitoring jellegű vizsgálat a Janus Pannonius Tudományegyetem Természetföldrajz Tanszéke, a Komló-Víz Kft. és a Pro Natura Karszt- és Barlangkutató Egyesület együttműködésének keretében került megvalósításra. A mintavételek két heti gyakorisággal történtek 1997. októberétől 1998. augusztusáig

Kutatási objektumként az Orfű község határában lévő Vízfő- és Mészégető-forrásokat, valamint egy-egy, a forrásokhoz tartozó víznyelőt jelöltük ki. Kutatásunk elsődleges célja, hogy megállapítsuk, kimutatható-e antropogén szennyezés a források vizében. A vizsgálat során több paramétert határoztunk meg, a kapott adatokat rendszerezve tároltuk, hogy a mért értékek ne csak a dolgozat experimentális háttérét jelentsék, hanem egy olyan adatbázist is, amit az esetleges későbbi kutatások is fel tudnak használni.

2. A vizsgálati terület

Kutatási területünket az Orfű községgel közvetlenül határos karsztvidéken jelöltük ki, ugyanis a nyugati-mecseknek ez a része a társadalmi aktivitás tekintetében kiemelt helyen van. Az 1960-as években a község közelében több mesterséges tavat hoztak létre, elsősorban rekreációs célokat szem előtt tartva. A tavakhoz kapcsolódóan üdülőkertek kerültek kialakításra és ma Orfű Baranya megyében jelentős idegenforgalmi centrummá vált. A nyaranta jelentősen megnövekedett lakosságszám a karszt és a tavak megnövekedett terhelését jelenti. Idegenforgalmi szempontból sem közömbös, hogy a legnagyobb vonzerőt jelentő tavak milyen vízminőséggel bírnak.

A Nyugat-Mecsek mintegy 50 km² kiterjedésű karsztos felszínén nyolc jelentősebb karsztforrást illetve forráscsoportot találunk, így magát a területet is nyolc vízgyűjtőterületre oszthatjuk fel. A karsztosodó kőzetek elsősorban középső triász anizuszi mészkő és alárendelten dolomit. A karsztos térszín részben pleisztocén korú lösszel fedett.

A területen 5 mintavételi helyet jelöltünk ki (1. ábra) Ezek közül kettő a Vízfő-forrás és a Mészégető forrás karsztforrás. Mintát vettünk ezeknek a forrásoknak a tápláló vízfolyásából is. A Vízfő-forrás esetében egész évben tudunk venni mintát a Szuadó-völgyben a forráshoz tartozó víznyelők (Szuadó- és Trió-nyelő) elől. A Mészégető-források esetében a nyelőből történő mintavétel csak az év bizonyos szakaszaiban volt elvégezhető, a szárazabb periódusokban a felszíni vízfolyást tápláló karsztcsurgóból (Gubacsos-forrás) vettünk mintát. Hasonlóan hiányos volt a mintavétel a Szuadó-nyelőből a tél folyamán a vízfolyás befagyása ill. hóval fedettsége következtében.

2.1. A vizsgált források vízgyűjtőinek hidrogeológiai sajátosságai

A vizsgálatunk egyik objektuma, a Vízfő-forrás a Mecsek legnagyobb karsztforrása. 1972-től vízmű hasznosítás alatt áll, korábban Komló város vízellátásához járult hozzá, jelenleg Orfű községbe vezetik innen a

vizet ivóvíz hasznosításra. Emellett a forrás az Orfű mellett létrehozott mes-
terséges tószorozat fő táplálója is. Vize közvetlenül az Orfűi-tóba kerül,
ugyancsak ebbe a tóba jut a jóval kisebb Mészégető-forrás vize is. A két for-
rás és a vízgyűjtők legfontosabb adatait az 1. táblázat tartalmazza.

1. táblázat
Table 1.

A karsztforrások és vízgyűjtőterületük hidrogeológiai adatai
Hydrogeological facts of the karstwells and their catchment area
(Dél-Dunántúli VIZIG., 1995)

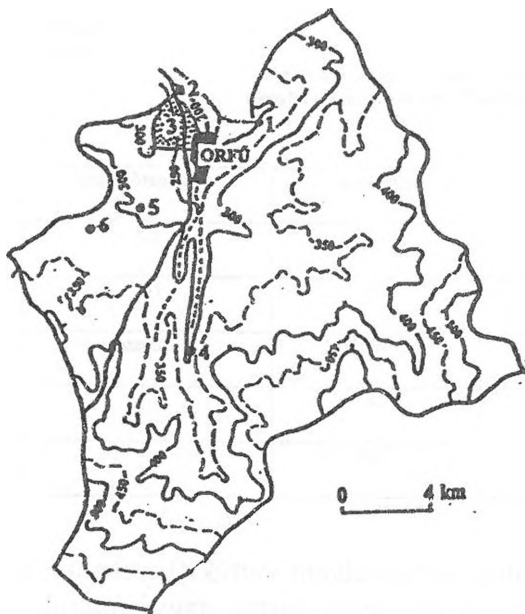
| | Vízfő-forrás | Mészégető-forrás |
|--|--------------|------------------|
| Vízgyűjtőterület [km ²] | 15,25 | 1,8 |
| Ebből karsztos felszín [%] | 70 | 100 |
| Éves vízhozam [m ³] | 2,7 millió | 150 ezer |
| Maximum vízhozam [m ³ / perc] | 70 | - |
| Minimum vízhozam [m ³ / perc] | 0,28 | - |

A források kiválasztásánál fontos szempontként vettük figyelembe a vízgyűjtőterületek területhasználati módjait is. A két forrás vízgyűjtőterületét megvizsgálva azt tapasztaljuk, hogy a Vízfő-forrás vízgyűjtő területe majdnem teljesen erdővel borított. A vízgyűjtő nem karsztos részén találjuk a MÉV IV. számú üzemét, ami szennyezési kockázatot jelenthet, a bányabezárás miatt azonban ez a kockázat feltehetően csökken. A Mészégető-forrásokhoz tartozó vízgyűjtőn is az erdő dominál, de itt már egyéb területhasználati módok is szerephez jutnak. Az Orfűi-hegyen mintegy 0,3 km²-en szántóföldi művelés zajlik. Ez nem túl nagy terület s az utóbbi években jobbra rétként használták jelentős trágyázás és vegyszerezés nélkül. Véleményünk szerint nagyobb veszélyt jelent az Orfűi-tó fölötti domboldalon kialakult üdülőterület (szőlő, hobbykert), amely a vízgyűjtő 1/5 részét fedi le.

A két fenti hasznosítás közötti átmenetet jelenti a Lipóci-legelőn felépített lovasközpont. Korábban a terület egyértelműen mezőgazdasági hasznosítás alá tartozott, juhlegelőként használták (egy kisebb hodályt is található itt). Ebben az időszakban több konfliktus is adódott a barlangkutatók és a juhászok között, akik az elhullott állatokat előszeretettel helyezték a legelőn található töbrökbe illetve karsztos nyílásokba. A mostani használat azonban nem csak a lovak legeltetéséből áll, hanem az idelátogatókat kiszolgáló épületekből is.

Az Orfűi-hegyen és a Lipóci-legelőn a karszt védelem szempontjából pozitívan hat az a tény, hogy itt a karbonátos kőzetekre méteres vastagság-

ban lösz települt, ami természetes szűrő szerepét játszhatja. Az azonban, hogy ennek a lösznek a degradációja milyen fokú, mennyire vált vízáteresztővé, még tisztázásra vár.



1. ábra: A források vízgyűjtője és a lehetséges szennyezőforrások

Jelmagyarázat: 1. Vízfő-forrás, 2. Mészégető-források, 3. Üdülőtérület, 4. Lovascentrum, 5. Kulcsosházak, 6. MÉV bányaiüzem

Figure 1: The catchment area of the wells and the possible sources of contamination

Legend: 1. Vízfő-well, 2. Mészégető-wells, 3. holiday area, 4. horse riding center, 5. bungallows, 6. MÉV mining mill

Mindkét vízgyűjtőn keresztülhúzódik a Pécs-Abaliget műút. Véleményünk szerint ennek hatása a vízszennyezésre csak alárendelt lehet. Az azonban tény, hogy az útmenti nyelők rengeteg bemosott szemetet tartalmaznak.

3. Mikrobiológiai vizsgálatok eredményei

Mikrobiológiai vizsgálatoknál a következő paramétereiket mértük:

- összes telepszám 20 °C-on,
- összes telepszám 37 °C-on,
- Coliformszám,
- Fekál coliformszám,
- Fekális Streptococcusok száma,
- Pseudomonas aeruginosa szám.

Vizsgáltuk továbbá az anaerob szulfitredukáló *Clostridiumok* spóraszámát is. Ezt a vizsgálatot nem rendszeresen végeztük, ezért a továbbiakban ettől a paramétertől eltekintünk. A fekál indikátor baktériumok eredendően a melegvérűek bélcsatorájában élő szervezetek. Irodalmi adatok szerint külső körülmények között ritkán szaporodnak, az alacsony hőmérséklet is kedvezőtlen számukra, csak hosszabb-rövidebb túlélésre képesek. Közülük az *Enterococcusokhoz* tartozó *Streptococcus faecalis* kedvezőtlen körülmények között hosszabb ideig életképes marad. Csíraszámuk ennek megfelelően többnyire korábbi szennyeződést jelöl. A *Coliformok* között az *Enterobacteriaceae* családba tartozó törzsek találhatók, azonban ezek a külső környezeti feltételekhez már jól adaptálódtak, túlélésük hosszabb tartamú.

A minták vizsgálata a vízmű laboratóriumában történt; a tenyésztéses vizsgálatokhoz a táptalajokat és módszereket az ivóvízvizsgálati gyakorlatban elterjedt szabványosított eljárások közül választottuk. Elszomorító az a tény, hogy a megvizsgált minták nagy része közvetlen emberi fogyasztásra alkalmatlannak minősült.

3.1. A víznyelők összehasonlítása

A vizsgált hat paraméter közül mind átlagok, mind az adatpárok vonatkozásában három esetben rendelkezett a Szuadó-nyelő magasabb értékekkel, ezek közül kettő eset fedt egymást. Az átlagok közti különbségek a *Streptococcus* és a *P. aeruginosa* esetében jelentősek, a Szuadó-nyelő értékei itt kétszeresen haladták meg a Gubacsos-nyelőét. A többi esetben a különbségek jóval kisebbek, a mért telepszám elhanyagolható.

3.2. A források összehasonlítása

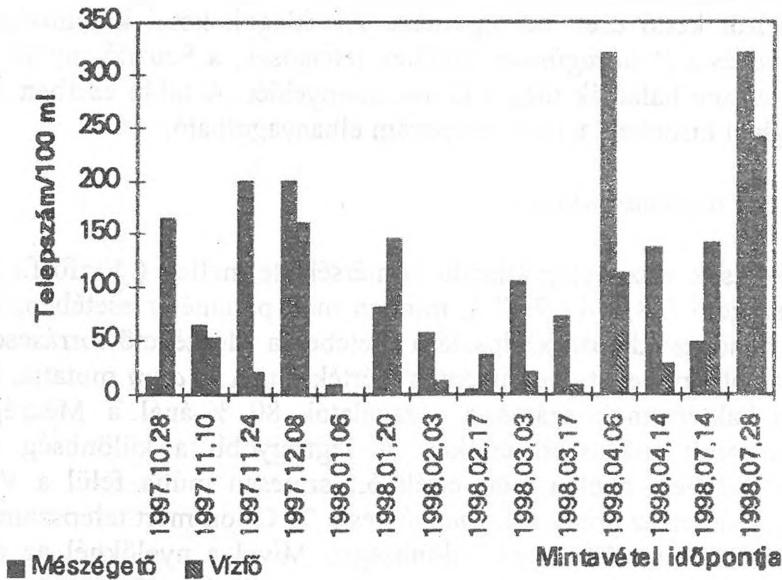
A források viszonylag állandó hőmérséklete mellett (Vízfő-f.: 8,4 - 12 C°, Mészégető-f.: 8,1 - 11,9 C°), minden mért paraméter esetében, mind az átlagok mind az adatpárok eloszlása esetében a Mészégető-források csoport mutat magasabb értékeket, igen jelentős mértékben. A 2. ábra mutatja, hogy a *Coliform* baktériumok száma a vizsgálatok 80 %-ánál a Mészégető-forrásnál mutatott magasabb értéket. A legnagyobb a különbség a *P. aeruginosa* esetében, ahol a mért érték 6,5-szeresen múlja felül a Vízfő-forrás átlagát, de ez az arány a *S. faecalis* és a 20 C°-on mért telepszám esetében is meghaladja a kétszeres különbséget. Mivel a nyelőknél az arány fordított volt és a különbségek is jóval kisebbek, nyilvánvaló, hogy a Mészégető-barlangba a bakteriális szennyezők jórészt nem a felszíni vízfolyással, hanem beszivárgás útján jutottak be. Feltehetően a közvetlenül a forrás felett található üdülőtelep elégtelen szennyvízcsatorna-ellátottsága okozza a beszivárgást. Itt kell megjegyezni, hogy a legmagasabb mért bakteriális értékeket is a Mészégető esetében tapasztaltuk mind a hat paraméter esetén.

3.3. A források és a hozzájuk tartozó nyelők összehasonlítása

3.3.1. A Szuadó-nyelő és a Vízfő-forrás

Általában elmondható, hogy a befolyó víz szennyezettebb mint a távozó, tehát, a barlangban a befolyó víz tisztult jelentős mértékben, a 20- és a 37 C°-on mért telepszám- és a *Streptococcus*-értékek egyaránt felére csökkentek. Kivételt képez a *coliform* telepszám, ahol az előbbiekkal

szemben növekedés volt tapasztalható. A Mészégető-forrásoknál mért értékeket is figyelembe véve úgy véljük, hogy a barlangi körülmények az ebbe a csoportba tartozó baktériumok fennmaradásának és szaporodásának kedveznek a leginkább. Az a tény, hogy a barlangba befolyó víz paraméterei kedvezőbbek, mint az onnan távozóé azt mutatja, hogy a mikrobiológiai szennyezés eredetét (akár a bioszférából származó természetes, akár antropogén eredetű) a vízgyűjtő nemkarztos részén kell keresni. A karsztos vízgyűjtő magas erdősültsége a mikrobiológiai vízminőséget kedvező irányba befolyásolta.



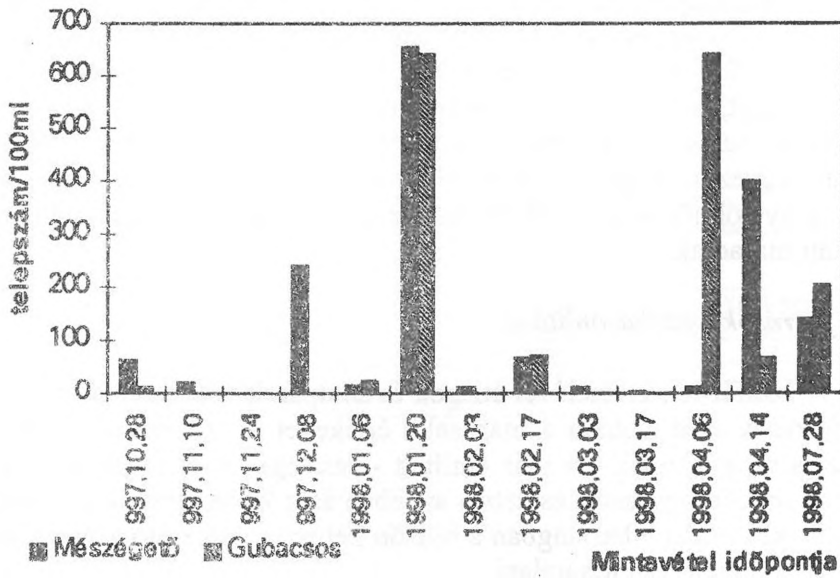
2. ábra: A Vízfő-forrás és a Mészégető-forrás vízében mért coliform baktériumok számának összehasonlítása
 Figure 2: Comparison of the number of the coliform bacteriae found in the water of the Vízfő and Mészégető wells

3.3.2. A Gubacsos-nyelő és a Mészégető-források

A forráscsoport és a hozzá tartozó nyelő esetében, a Vízfő-forrás rendszerénél tapasztaltakkal szemben, a hat paraméter közül négy esetben a forrásnál kaptunk magasabb értékeket (2. táblázat, 3. ábra). Itt tehát nem tisztulásról, ellenkezőleg, a befolyó víz további szennyeződéséről beszélhetünk. Ennek oka az 3.2. pontban került ismertetésre.

A Gubacosos-nyelő és a Mészégető-forrás vízében mért csiraszámok átlagértékei
The average number of bacteria in the water of The Gubacosos-sinkhole and Mészégető-well

| | Gubacosos-nyelő | Mészégető-forrás |
|--------------------------------|-----------------|------------------|
| Telepszám 20°-on | 1713 | 2322 |
| Telepszám 37°-on | 187 | 112 |
| Coliform szám / 100 ml | 47 | 116 |
| F. streptococcus szám / 100 ml | 132 | 140 |
| P. aeruginosa szám / 100 ml | 231 | 968 |



3. ábra. A Gubacosos-nyelő és a Mészégető-forrás vízében vizsgált *Fekális streptococcusok* számának alakulása

Figure 3: The number of streptococci in the water of the Gubacosos-sinkhole and the Mészégető-well during the investigated period

4. Kémiai vizsgálatok eredményei

A kémiai paraméterek közül az alábbiakat vizsgáltuk, mint szennyezést jelző paramétereket :

- oxigénfogyasztás,
- ammónium-ion tartalom,
- nitrát-ion tartalom,
- szulfát-ion tartalom.

4.1. A víznyelők összehasonlítása

Az ammónium-ion kivételével a mért értékek vagy közelítően megegyeztek, vagy a Szuadó-nyelőnél mutattak magasabb értéket. A Szuadó-nyelőnél a legnagyobb különbséget a nitrát mutatta, közel háromszorosan túlta felül a Gubacsos-nyelő átlagát. Ammónium-ion esetében a Gubacsos-nyelőben mértünk magasabb értékeket, a Szuadó-nyelő átlagának négyszerezését. Nem kizárt, hogy a magasabb ammóniumtartalom a Gubacsos-nyelő és a beletorkolló patak felett elhelyezkedő lovasfarmról származik. Meg kell azonban jegyezni, hogy az ammónium-ion értékek általában alacsonyak voltak, a nyelőknél végzett 25 mintavételből 10 esetben a kimutathatósági szint alatt maradtak.

4.2. A források összehasonlítása

A szulfát-ion kivételével átlagok és adatképek tekintetében is a Mészégető-források vize mutatta a magasabb értékeket (3. táblázat). Ennek oka egyrészt a vízgyűjtőnek - a már említett - részleges beépítettségében keresendő, az oxigénfogyasztás esetében azonban az a körülmény is szóba jöhet, hogy a jóval rövidebb barlangban a nyelőn keresztül bekerülő szervesanyagok kevesebb ideje van lebomlani.

III. táblázat
Table 3.

A Vízfő-forrás és a Mészégető-forrás vízében mért kémiai paraméterek átlagértékei
The average values of the analytical results of the water of Vízfő- and Mészégető-well

| | Vízfő-forrás | Mészégető-forrás |
|--|--------------|------------------|
| Oxigénfogyasztás [mg O ₂ / l] | 1,67 | 3,74 |
| Ammónium-ion [mg / l] | 0,01 | 0,02 |
| Nitrát [mg / l] | 6,04 | 10,52 |
| Szulfát [mg / l] | 55,84 | 46,61 |

4.3. A források és a hozzájuk tartozó nyelők összehasonlítása

4.3.1. A Szuadó-nyelő és a Vízfő-forrás

Mind átlagokat, mind adatpárokat tekintve az összes paraméter esetében a nyelőben befolyó víz mutatta a magasabb értékeket, de nem találunk olyan nagy arányú eltéréseket, mint a bakteriológiai vizsgálatok esetében. A 4. táblázat az átlagértékeket mutatja.

IV. táblázat
Table 4.

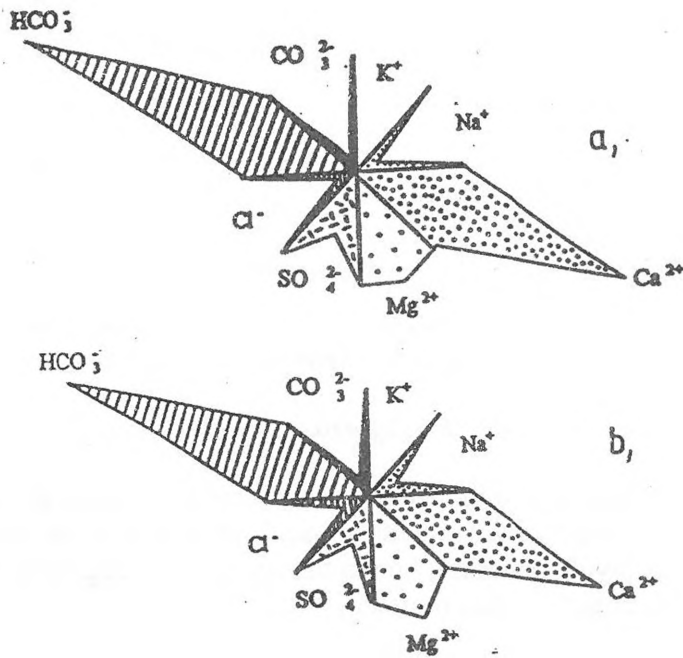
A Szuadó-nyelő és a Vízfő-forrás vízében mért kémiai paraméterek átlagértékei
The average values of the analytical results of the water of the Szuadó-sinkhole and the Vízfő-well

| | Szuadó-nyelő | Vízfő-forrás |
|--|--------------|--------------|
| Oxigénfogyasztás [mg O ₂ / l] | 4,25 | 1,67 |
| Ammónium [mg / l] | 0,02 | 0,01 |
| Nitrát [mg / l] | 7,73 | 6,04 |
| Szulfát [mg / l] | 77,2 | 55,84 |

A Szuadó-nyelő szervesanyag tartalma magasabb a forrásénál amelyet az oxigénfogyasztás értékei reprezentálnak. Az ammónium ion tartalom mindkét vízben alacsony, néhány esetben nem is volt kimutatható. Nitrát szennyezés a vizet útja során nem éri nagy mértékben hisz a vízgyűjtőterület erdővel fedett.

Ezen paraméterek csökkenésének oka lehet egyrészt a barlangi üledékben történő akkumuláció másrészt a más nyelőkön és beszivárgás útján bekerülő tisztább vizek hígító hatása. Itt kívánjuk megjegyezni, hogy mivel a kémiai mutatóknál nem olyan mérvű a csökkenés mint a bakteriológiaiaknál, valószínűtlennek tartjuk, hogy a bakteriológiai tisztulásért a barlangban lévő szennyezettebb víz felhígulása lenne a felelős.

Megvizsgáltuk a vizek ionösszetételét is, melyet a Maucha-féle csillagábrán szemléltetünk.



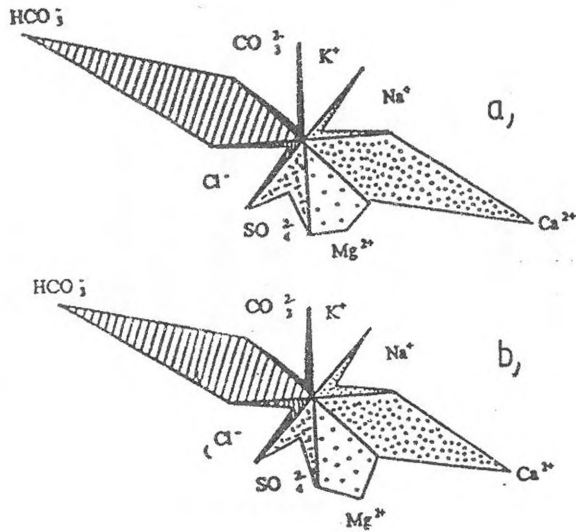
4. ábra
 A Szuadó-nyelő (a.) és a Vízfő-forrás (b.) vizének ionösszetételének Maucha-féle csillagábrája
 Figure 4: The Maucha-chart of the Szuadó-sinkhole and the Vízfő-well describing their ion distribution

A 4. ábrán látható hogy, mindkét víz kalcium-magnézium-hidrogénkarbonátos jellegű. A nyelő vizében alacsonyabb az össz sótartalom, mint a forráséban. Jelentős mértékű a kalcium és hidrogénkarbonát ion növekedése a nyelőtől a forrásig. Az adatok alapján tehát mészkőbeoldódás is valószínűsíthető lenne, de fő oknak azt a nyelőn befolyó alacsonyabb ionkoncentrációjú és a kőzetten keresztül beszivárgó, oldott anyagokban gazdagabb víz keveredését tartjuk.

4. 3. 2. A Gubacsos-nyelő és a Mészégető-források

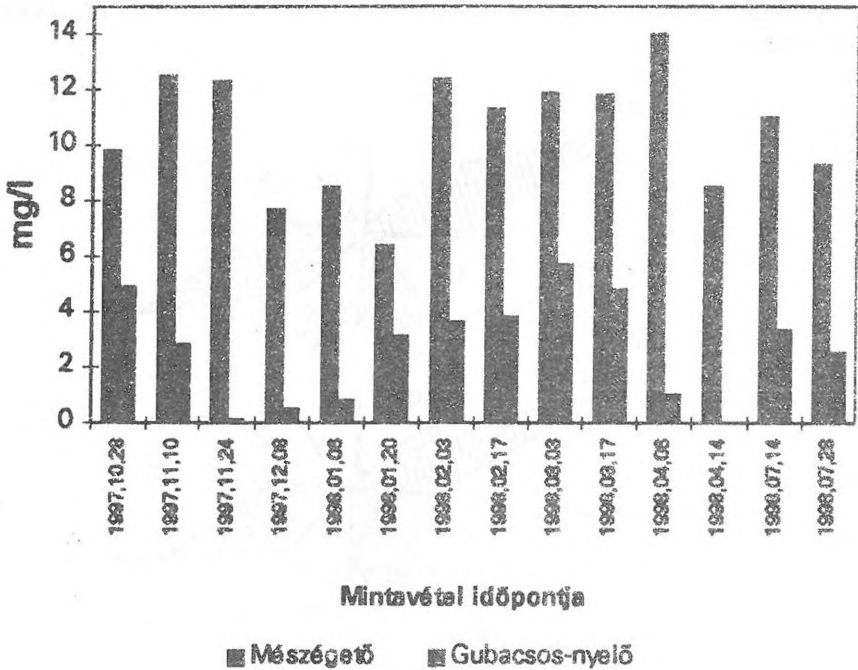
Jól szemlélteti a Maucha-féle csillagábra (5. ábra), hogy hasonló jellegű vizekről van szó ez esetben is. A nyelőtől a forrásig csökken a víz kalcium-hidrogénkarbonát mennyisége és kalcium -karbonát kiválás törté-

nek. Ezt igazolja a Langelier-index is. (Gubacsos-nyelő vizénél : 0,41 ; a víz mészkőkiválásra hajlamos. Széndioxid tartalma kisebb az egyensúlyi széndioxidnál.



5. ábra
A Gubacsos-nyelő (a.) és a Mészégető-forrás (b.) vízének ionösszetételének Maucha-féle csillagábrája
Figure 5: The Maucha-chart of the Gubacsos-sinkhole and the Mészégető-well describing their ion distribution

A nitrát-ion kivételével a Szvadó-nyelőhöz hasonlóan itt is a nyelő mutatott magasabb értékeket, az oxigénfogyasztás és ammónium-ion tartalom esetében, a Gubacsos nyelőnél mértük a legmagasabb értékeket. A nitrát-ion tartalom feltűnően magasabb volt a forráson kifolyó, mint a nyelőn befolyó vízben, a Mészégető-források átlaga ötszörösen múlja felül a Gubacsos nyelőét, még a legkisebb forrásbeli érték is magasabb volt, mint a nyelőben mért legnagyobb (6. ábra). Véleményünk szerint ez a kiugróan magas nitrát koncentráció a vízgyűjtőn található szőlőkben, kiskertekben alkalmazott műtrágyázás következménye.



6. ábra: A Gubacsos nyelő és a Mészégető-forrás vízében mért nitrát-tartalom alakulása
 Figure 6: The changes of the concentration in the water of the Gubacsos-sinkhole and the Mészégető-well during the investigated period

5. Összefoglalás

Összefoglalásként elmondható, hogy általában a Mészégető-forrásnál legrosszabb vízminőséget, aminek oka a vízgyűjtőn tapasztalható beépítettség. A bakteriológiai szennyezettséget a megfelelő minőségű és teljes szennyvízhálózattal lehetne csökkenteni. A kémiai szennyezettséget (ami elsősorban a víz nitrátosodásában mutatkozik meg) a nitrogéntartalmú műtrágyák használatának csökkentésével vagy mellőzésével lehet csökkenteni. Az eredmények alapján a barlangok jelentős öntisztuló képességgel rendelkezhetnek elsősorban a mikrobiológiai szennyezettség csökkentése szempontjából.

IRODALOM

BARTA K.-TARNAI T. (1996) : Karsztosodás az orfői Vízfő-forrás vízgyűjtőterületén. - Kézirat, JATE

- CSANÁDI M.* (1989) : Vízhygiéne - Orvostovábbképző Egyetem Budapest, 1989
- CSERNAVÖLGYI L.* (1978) : Karsztos tájak környezet- és természetvédelmének néhány hidrológiai kérdése. - In Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium II. köt., Budapest pp. 194 - 197.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája - Akad. Kiad., Bp.
- KÁDÁR G. - UHERKOVICH G.* (1984): A pécsi Tettye- forrás limnológiai vízminőségi jellemzői - Janus Pannonius Múzeum Évkönyve , Pécs
- MLJATOVIC F.* (1975) : A karsztvizek ésszerű felhasználása. - Karszterületek hidrogeológiája MKBT Budapest, pp. 165-185.
- PUCHER J. -GESZLER Ö. -RÓNAKI L. - VASS B. - VENKOVITS I.* (1971): Az orfői Vízfő-forrás hozamkiegyenlítésének szükségessége és feltételei. - Bányászati Kutató Intézet, Budapest, 1971
- RÓNAKI L.* (1961) : Az orfői Vízfő-forrás-barlang feltárt szakaszának földtani viszonyai. - Karszt és Barlang, Budapest
- RÓNAKI L.* (1970) : Az orfői Vízfő-forrás-barlang feltárásának lehetőségei - Kézirat, Pécs
- RÓNAKI L.* (1972) : A Ny-i Mecsek karsztvízföldtani kutatásának újabb eredményei. - A Magyar Hidrológiai Társaság Pécsi Csoportjának évkönyve 1952 - 1972 Pécs,pp. 121-146.
- RÓNAKI L.* (1978): A vízművesített mecseki karsztforrások vízminőségvédelmét szolgáló kutatások. - Nemzetközi Karszthidrológiai Szimpózium, Budapest, pp. 25-32.
- VERESS M.* (1989): A magyarországi karsztok néhány típusa - Dissertationen Savariensis, Savaria University Press, Szombathely
- WEIN GY.* (1952) : A Mecsek- hegység hidrogeológiája - Földrajzi Értesítő I. 2. pp. 237-250.



A HOLOCÉN TALAJ ALATTI KARSZTOSODÁS FELTÉTELEI A VILLÁNYI-HEGYSÉGBEN

CZIGÁNY SZABOLCS

Janus Pannonius Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék,
7624 Pécs, Ifjúság u. 6.

Abstract: The aim of our investigations was to contribute our knowledge about the spatial and temporal differences of karstic processes in the Villány Hills. The most important factors of these processes are the biological activity, the stratigraphy of the limestone, the thickness of loess deposits covering the limestone, the precipitation and the climate-type. Three different environmental types can be distributed according to the role of the factors mentioned above. In the case of the first type - the one covered by thick loess or 'agriculturally involved landscape' - the conditions of karstic processes are really poor because the limestone covered by thick layers of loess deposits. This type can be found on horst elevated into low altitudes and in the southern foreground of all horsts. This area is agriculturally highly involved mainly by wine-producing. The second type is the surfaces covered by forests. These are not suitable for agriculture, i.e. they are situated on slopes with steep angle, and thus it is highly effected by erosion. As a result in these areas limestone covered by thinner layers of loess. Consequently they are more influenced by karstic processes. These types occur mainly on the northern slopes and in smaller patches on the southern slope of the Villány Hills. The third type is the open-karst resided on the steep southern slopes. The most famous example of this type is the 'ördögszántás' (devil's ploughing) karst surface found on the highest summit of the hills called Szársomlyó. Those types have undergone changes during the Holocene and transformed into each other. The effects of the karstic processes increased during the Holocene, i.e. the climate has become more humid since the last glacial period. The influence of man-made activities also enhance the erosion of soils and loess deposits.

Bevezetés, célkitűzés

A Villányi-hegység geoökológiai folyamataival és a holocén eróziós folyamatokkal eddig viszonylag szerényebb számú publikáció foglalkozott. A témakör vizsgálata az 1970-es években kezdődött (LOVÁSZ GY. 1973, 1974, 1977) nevéhez fűződnek. Geoökológiai tárgyú kutatások folytak a későbbiekben a hegység egész területére vonatkozóan (LEHMANN A. 1979), ill. annak szűkebb K-i részén is (TENGLER T. 1997). Saját vizsgálataim eddig főként az anyagmozgások típusainak elemzésével foglalkoztak (CZIGÁNY SZ.-PARRAG T.-LOVÁSZ GY. 1997, CZIGÁNY SZ. 1998b, 1998c). Ezek alapvető célja volt a Villányi-hegységben lejátszódó geoökológiai ill. anyagmozgás folyamatok egy részének mennyiségi-minőségi elemzése. Ezek alapján kiemelkedő fontosságot tulajdonítunk az antropogén indíttatású eróziós folyamatoknak. A vizsgált terület - az intenzív szőlőművelés következtében - nagymértékű társadalmi-gazdasági befolyásoltság alatt áll. Az eddigi vizsgálataink során a természetes geoökológiai folyamatok közül elsősorban az erózió és a társadalmi-gazdasági aktivitás kölcsönös hatását vizsgálták.

A térbeli különbségek megítéléséhez szükséges a hegység területén előforduló környezettípusok lehatárolása. Kétségtelen, hogy a lehatárolás szubjektív, mivel minden típus lehatárolásnál figyelembe kell venni, hogy milyen szempontból kívánjuk a területet vizsgálni.

A geoökológiai folyamatok egy komplex, többfaktorú rendszer együttes működésének eredményei. Ebben a rendszerben egymásra hatást gyakorol a geológiai domborzat (relief), a litológiai háttér a talajminőség, a növényzet, a csapadék, stb. Ezeket a faktorokat tehát összefoglaló néven a karsztökológiai folyamatok - pl. az anyagmozgás és a karsztosodás - feltételrendszereinek nevezhetjük (KEVEINÉ BÁRÁNY I. 1992, 1994, 1998). Az együttes hatás következménye az általunk legfontosabbnak ítélt anyagvándorlás és - többek között - a karsztosodás is. Így tehát szoros kapcsolat áll fenn- a geoökológiai faktorok megítélése alapján - a jelenkori anyagmozgások és a karsztosodás között. A jelenkori karsztosodás ill. ennek feltételei ui. a lepusztulási folyamatok függvényében érvényesülnek. Természetesen ezek nem stabilak, azaz mind időben, mind térben differenciáltságot mutatnak. Emiatt szükséges a feltételrendszerek kronológiai és térbeli vizsgálata is. Ezek intenzitását a felsorolt faktorok együttesen befolyásolják ill. szabályozzák. Ennek megfelelően mind az anyagmozgás, mind a karsztosodás feltételeinek megítélésében a fent említett faktorok szerepét meg kell vizsgálni. A dolgozat - a címben jelzetteknek megfelelően - az utóbbi folyamat feltételrendszereivel kíván foglalkozni. A címre visszautalva hangsúlyoznánk, hogy ebben az elemzésben csak a talaj ill. a lösz alatt fekvő mészkőfelszín oldási folyamatainak feltételrendszerével foglalkozunk. Nyilvánvaló ui., hogy a mélybe szivárgó víz kémiaja és ennek megfelelően az oldási folyamat intenzitása is jelentősen változik (JAKUCS L. 1973).

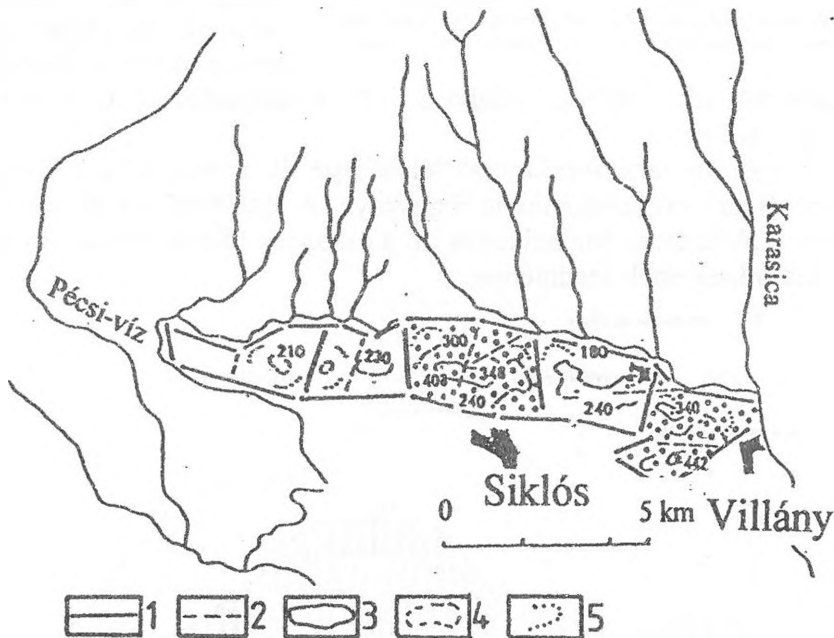
Eredmények

Ha az egyes feltételrendszer-faktorokat figyelembe vesszük, nyilvánvaló, hogy a karsztosodást nagy mértékben befolyásolja az a kőzet, amelyben a folyamat lejátszódik. A karsztosodó kőzet a vizsgált területen elsősorban a mészkő, kisebb részben a kevésbé jól karsztosodó dolomit. Kétségtelen, hogy CaCO_3 tartalmánál fogva a lösz is karsztosodhat de ennek mértéke a mészkőhöz viszonyítva elenyészőnek tekinthető, egyéb vizsgálatát nem tekintettük célunknak. Emiatt elsősorban a mészkő karsztosodásának feltételeit kívántuk vizsgálni.

A hegység mintapéldája a pikkelyes szerkezetnek. Területén öt darab É-ÉNy-i vergenciájú pikkely különböztethető meg (STRAUSZ L. 1953, WEIN GY. 1967). Ezek valószínűleg az ausztriai orogén fázis mozgásai során keletkeztek, D-ről érkező és lemeztektonikai folyamatokkal összefüggő

nyomás hatására. Ezt követően azonban - feltehetően a pannon kiemelkedés során - É-D-i törések érték a hegységet, amelyek a pikkelyeket tagolják. Ez a geomorfológiai szintek jelentős magasságkülönbségében megbízhatóan tükröződik. Ezen szerkezeti mozgások során a hegységben tulajdonképpen két szerkezeti irány jött létre. Az egyiket az É-ÉK-i irányú pikkelyhatárok, a másikat pedig a fiatalabb É-D- szerkezeti vonalak képviselik (1. ábra).

A Panon kiemelkedés során zajló tektonikai mozgások hozták létre a különböző mértékű kiemelkedéseket, s így meghatározó szerepük volt a holocén korábbi és mai karsztosodás feltételrendszerének kialakításában. A hegységben a holocén korábbi és mai karsztosodásának feltételeit a karbonátos felszínhez való közelsége, a domborzat jellege, a csapadék évszakos eloszlása, valamint a fentiek függvényében a növényi és talajélet intenzitása képezi (KEVEINÉ BÁRÁNYI, 1998)



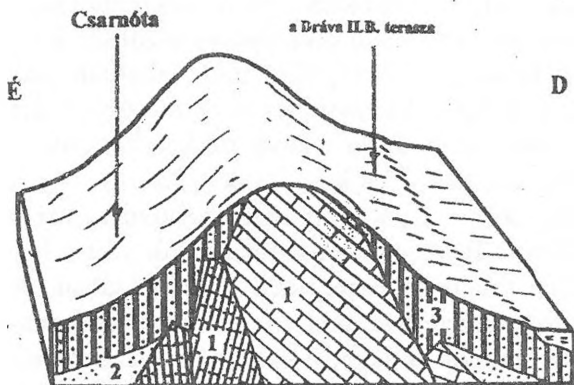
1. ábra: A posztpannonban nagyobb mértékben kiemelt felszínek (pontozott területek) a Villányi-hegységben (Lovász Gy. 1977)

Jelmagyarázat: 1. fő törésvonal, 2. melléktörésvonal, 3. felső-pliocén-ópleisztocén felszín, 4. középső-plisztocén felszín, 5. újpleisztocén eleji felszín

Figure 1: Plateau areas in the Villány Hills uplifted after the Pannonian (LOVÁSZ GY. 1977)

Legend: 1. main faultlines, 2. secondary faultlines, 3. Upper-Pliocene-Lower Pleistocene surfaces, 4. Middle Pleistocene surface, 5. surface of the beginning of the Upper-Pleistocene

A karsztosodásban elsődleges szerepe természetesen a karbonátos kőzeteknek, ill. azok fekvésének és szerkezetének (rétegződés) van. A képződmények nagymértékben D-re billentek és nagyon gyakran vékonypados kifejlődésűek. E két tényező nagy szerepet játszik abban, hogy a felszíni víz könnyen a mélybe szívároghat. oldva a kőzetet.



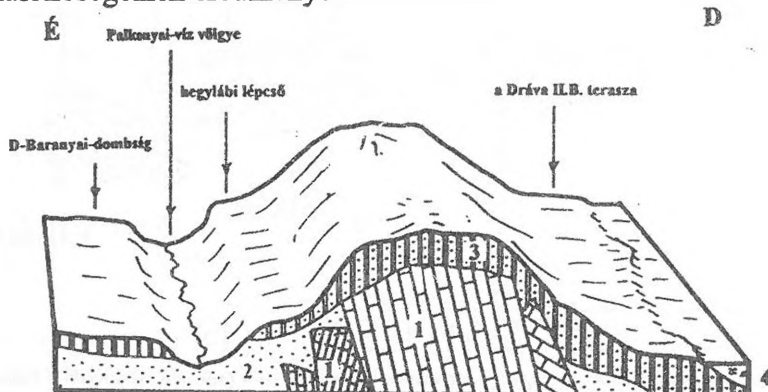
2. ábra: Az alacsonyra emelt széles hát geológiai modellje
 Jelmagyarázat: 1. karbonátos kőzetek, 2. pannon homok, 3: lösz
 Figure 2: Geological modell of a moderately uplifted broadridge
 Legend: 1. carboniferous rocks, 2. Pannonian sand, 3. loess

A szerkezeti-geológiai tényező (mint a holocén karsztosodás feltételrendszerének egyik tagját) értékelve, általánosságban megállapítható, hogy a pikkelyes szerkezet és a gyakori vékonypados kifejlődés - az egyéb feltételek teljesülése esetén - kedvez az oldási folyamatok létrejöttének.

A részletes geológiai térképezés (STRAUSZ L., 1953) alapján végzett számításaink szerint a felszín alatt

fekvő kőzetek közel 60%-a mészkő és 40%-a elsősorban dolomit és egyéb (pl. márga) kőzet.

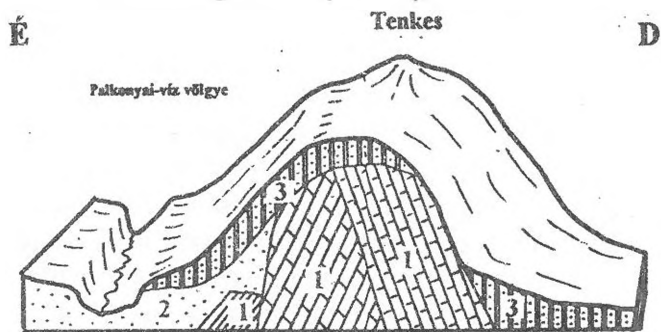
A mészkő karsztosodásának lehetősége ill. intenzitásának mértéke a fedőkőzet (lösz) vastagságának is függvénye. A löszvastagság térbeli különbözősége a pleisztocén kiemelkedés ill. a csapadék okozta areális denudáció lokális különbségeinek eredménye.



3. ábra: Az alacsonyra emelt plató jellegű felszín geológiai modellje
 Jelmagyarázat: 1. karbonátos kőzetek, 2. pannon homok, 3. lösz, 4. allúvium
 Figure 3: Geological modell of the moderately uplifted plateau-type surfaces
 Legend: 1. carboniferous rocks, 2. Pannonian sand, 3. loess, 4. alluvial sediments

A hegység területe a tszf. magasság és relief jellegének figyelembevételével két típusba sorolható (CZIGÁNY SZ.-LOVÁSZ GY.-PARRAG T., 1997). Az első az alacsonyabbra kiemelt térség, ahol a kis relief miatt a lejtő teljes hosszában folyamatos a lösszel való borítottság. Ennek a típusnak két változata ismerhető fel a hegységben. Az egyik - amely Csarnótától Ny-ra jellemző - alacsonyra emelt széles hát (2. ábra). A karbonátos kőzet csak a hát közvetlen térségében kerül a felszínre ill. annak közelében.

A másik - a mely a hegység középső részén alakult ki Siklós-Kisharsány között - szintén alacsonyra emelt, de plató jellegű térség. A lejtők itt is lösszel vastagon fedettek, de a platón is - megfigyeléseink szerint - több méter vastag a lösz (3. ábra).



4. ábra: A magasra emelt felzár geológiai modellje
 Jelmagyarázat: 1. karbonátos kőzetek, 2. pannon homok, 3. lösz
 Figure 4: Geological modell of the highly uplifted surfaces
 Legend: 1. carboniferous rocks, 2. Pannonian sand, 3. loess

A második típus a magasra kiemelt felszínnek területe. Itt a 165-175 m tszf. magasság mentén éles lejtőtörés figyelhető meg. Ezen a tszf. magasság felett jelentősen megnő a relief, ami mind az areális, mind a lineáris erózió munkavégző képességének növekedését

eredményezi. Emiatt a lösz elvékonyodik, ill. lepusztul a lejtőről. Ennek eredményeként jelentős területeken el is tűnik és előbukkan a karbonátos alapkőzet (4. ábra). Ezek a domborzati viszonyok legjellegzetesebben Máriagyűd - Siklós között, ill. ezek É-i térségében tanulmányozhatók a terepen. Újabb előfordulása a hegység K-i részén, ill. azaz a Palkonya - Nagyarsány közötti szerkezeti vonaltól K-re rajzolódik ki. A D-i lejtővidék itt már szerkezeti zavar, ezért a jellegzetes lejtőtörés csak néha figyelhető meg a terepen.

Ennek a típusnak egyik változatoként kell megemlítenünk az ismert Nagyarsányi-hegy (Szársomlyó) D-i lejtőjét, ahol az intenzív emelkedés és az erdő kiirtása következtében a lösz nagy területeken teljesen lepusztult, és így a vékonypados karbonátos kőzetek gyakorlatilag a felszínen karsztosodnak (karrok).

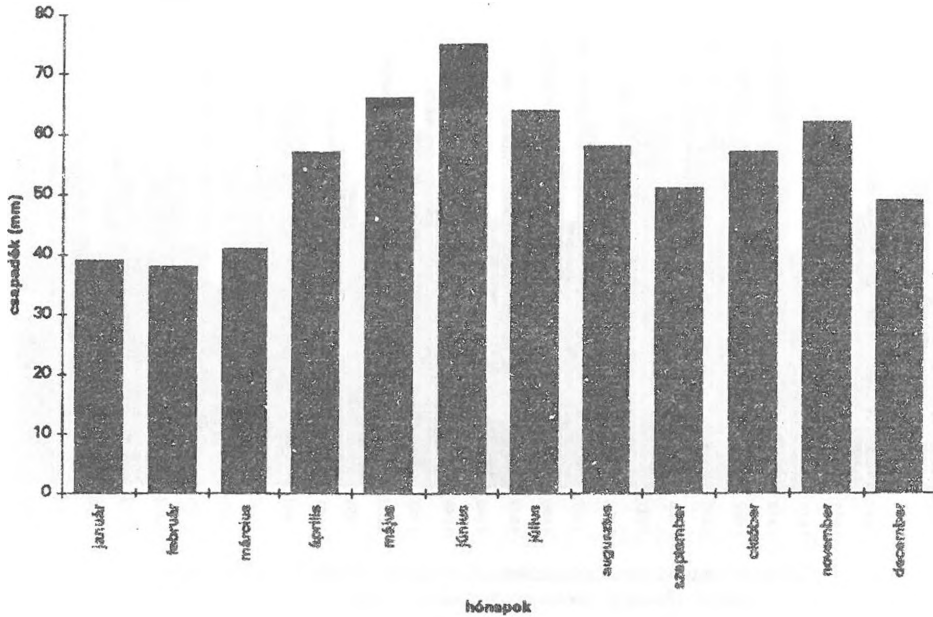
A hegylábi területek ezen a típuson is vastag, a lejtőről áthalmazott lösszel fedettek. A lösszel vastagon borított területek mindkét pikkelytípus hegylábi előterében megtalálhatóak. Kihangsúlyozandó azonban, hogy ezek a megállapítások csak a D-i lejtővidékre érvényesek, ui. az É-i lejtő szinte teljesen erdővel fedett, ez pedig jelentősen mérsékli az eróziót. Amint a 3. és 4. ábrán illusztráltuk, a hegység középső és K-i részének É-i lejtővidékén az általános geológiai felépítés és a geomorfológiai viszonyok jelentősen különböznek a D-i oldaltól. Ebben a térségben ui. a karbonátos kőzetek felett vastag lösz és valószínűleg pannon rétegekből formálódott pleisztocén geomorfológiai szintek (hegylábi lépcsők) vannak.

Nyilvánvaló, hogy a felszínre hulló csapadék eróziós hatását ill. annak mértékét módosítja a növényzet is. Ez viszont szoros korrelációt mutat a területen előforduló genetikai talajtípussal is. Látható, hogy ezek a faktorok komplexen érvényesítik hatásukat, azaz ezek együttes és komplex vizsgálata elengedhetetlen vizsgálataink során. A növényzet nem csak a felszíni borítottsága révén fejt ki jelentős hatást a karsztosodás intenzitására, hanem a gyökerek és a mikrobiális bontás CO_2 termelése révén is. A karsztosodás intenzitásának mértéke ui. főként a biológiai aktivitás függvénye (JAKUCS L. 1971). A korábban jelentősebbnek ítélt csapadék szerepe a növényzethez mérten szerényebbnek ítélnélhető. A mészkő oldódása ui. a csapadékból származó - tulajdonképpen desztillált víznek tekinthető - víz hatására viszonylag kis mértékű kopár felszíneken. A beszivárgó víz savanyosodását a továbbiakban elősegítik a különböző savas kémhatású humuszanyagok, úgy mint a himatomelánsav, huminsav és főként a fulvósavak.

Amint fentebb említettük a CO_2 oldódásához vízre van szükség. Emiatt figyelembe kell veygük a terület vízháztartását és főként csapadékjárását. Ennek jellemzésére szerintünk legalkalmasabb a P/C ariditási index, melynek értéke a területen 1,0 körül mozog kisebb térbeli és jelentősebb évszakos ingadozással. Ennek eredményeként alacsony hőfokon ugyanolyan csapadékmennyiség mellett a klíma humidusabbá válik azaz az index nagyobb mértékben tolódik 1 alá. Jelentős szerepet játszik a csapadék térbeli eloszlása ill. annak intenzitása is. A melegfronti eredetű, mérsékeltébb intenzitású csapadék ui. jobban képes hasznosulni a karsztosodás szempontjából. Az ilyen származású csapadék nagyobb része szivárog a talajba, s kisebb része vész el a felszíni lefolyás miatt mint az intenzív nyári csapadékok vize. A területre jellemző csapadékjárás enyhe mediterrán-szubmediterrán jellegű amit az őszi másodmaximumnak mutat (5. ábra). A terület átlagos évi csapadéka 650 mm körül mozog (6. ábra). Ennek értéke a vizsgált időszakban elhanyagolható mértékben emelkedett. Mivel a hegység D-i lejtővidéke az ország egyik legmelegebb területe, ezért konvekcióscsapadékok is gyakoriak a rövid idő alatt nagy mennyiségű csapadékkal a nyári félévben. Ezek hatása a felszínközeli kőzetek oldására elenyészőnek tekinthető, mivel gyér növényzet esetén a csapadék legnagyobb része lefolyik, kevés beszivárgás mellett. A mikrocsapadékok hatása inkább felszínre kibukkanó mészkő esetében tekinthető jelentősebbnek. Így szerepe - főleg térbelileg - csak korlátozottnak tekinthető.

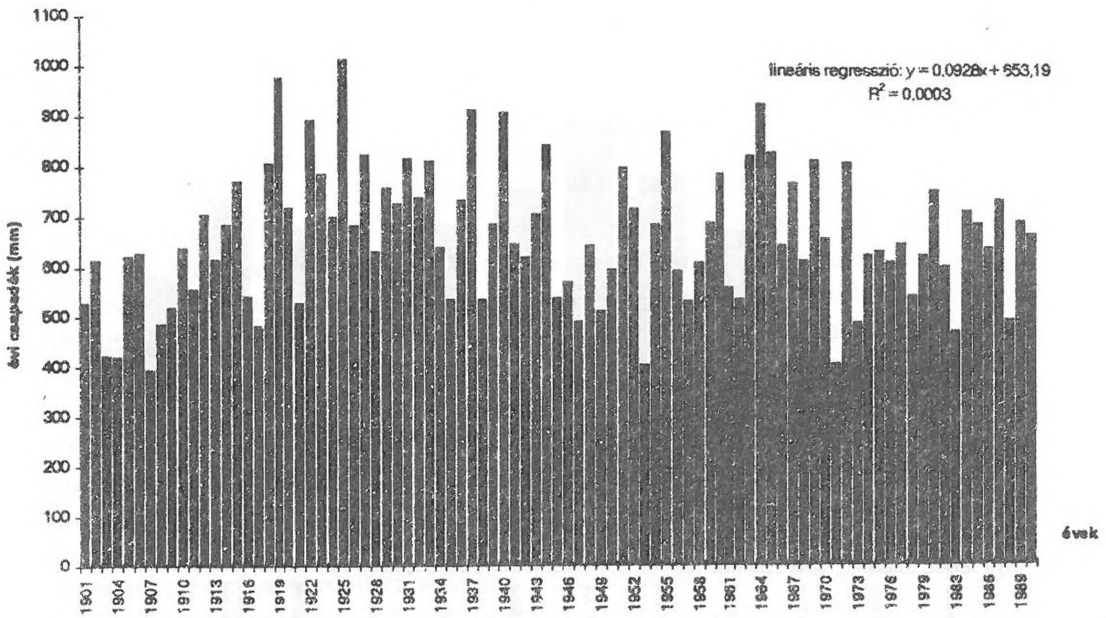
Jelentős szerep tulajdonítható a mészkő oldódása esetében a környező levegő hőmérsékletének is. A túl alacsony hőmérséklet ui. alsó határt szab a növényi aktivitásnak, valamint fagyponat alatt nem teljesül a karsztosodás egyik alapfeltétele, a folyékony halmazállapotú víz jelenléte. A fentiek következménye az, hogy a legnagyobb mértékű karsztosodás a trópusi területe-

ken figyelhető meg. Itt ui. a dús növényzet következtében a meleg ellenére is igen intenzív a mészkő oldódása.

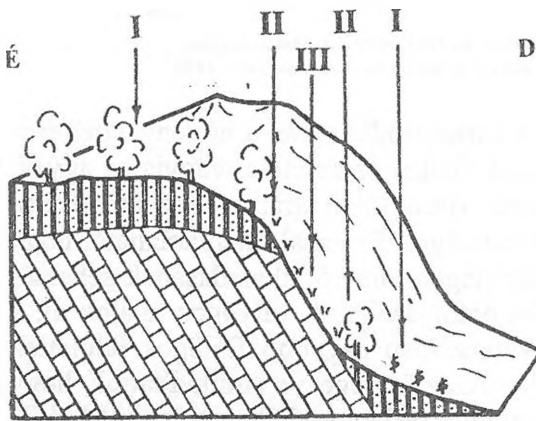


5. ábra: Villány havi csapadékoszlása az 1901-1990. évi adatok alapján
 Figure 5: Monthly precipitation in Villány based on the data from 1901-1990

Fontos szerep tulajdonítható a karsztosodás során a növényzettel szoros korrelációt mutató talajoknak. Ezek fizikai összetétele, vagyis az agyag, a lösz és a homokfrakció egymáshoz viszonyított aránya nagymértékben befolyásolja a talaj vízadszorbeáló képességét. Ez azzal magyarázható, hogy a víz adszorpcióját ill. egy adott talajrétegen történő áthaladásának sebességét a fajlagos felület nagy mértékben befolyásolja. A vályogos talajok ui. a kisebb szemátmérő dominancia következtében nagyobb fajlagos felületek rendelkeznek mint pl. egy homoktalaj. Azaz összegezve elmondhatjuk, hogy az egyes talajok fizikai összetétele nagymértékben szabályozza az infiltráció mértékét ill. annak időbeli lefutását. Másfelől a talaj típusa ill. összetétele meghatározza a rajta megtelepedő növénytársulás faji összetételét. Mivel az egyes növényfajok CO_2 termelő képessége nagy különbségeket mutat, ezért az egyes társulások CO_2 termelését azok faji összetétele határozza meg (JAKUCS 1973).



6. ábra: Villány évi összes csapadékainak alakulása az 1901-1990 időszakban
 Figure 6: The mean annual precipitations between 1901-1990



7. ábra: Az egyes típusok elhelyezkedése a D-i lejtővidéken
 Jelmagyarázat. I. löszrel vastagon fedett típus, II. erdős-karszt típus, III. nyílt-karszt típus

Figure 7: The localization of the different types of surfaces on the southern slopes

Legend: I. surface covered by thick loess, II. surface covered by thin loess, III. non-covered karst

Össességében tehát úgy ítélnénk meg, hogy a jelenkori karsztosodás legfontosabb faktorának a fent vázolt löszvastagság - relief - növényzet komplex faktor tekinthető. E három tényező között ui. szoros minőségbeli korreláció figyelhető meg.

Ezek területi differenciáltságának ismeretében szükségesnek ill. praktikusnak éreztük környezettípusok elkülönítését. Ezeket a feltélettípusokat a kialakító tényezők sajátos rangsor variációja alakítja ki. Természetes, hogy ezeket a környezettípus-lehatárolásokat a karsztosodás feltételei szempontjára

ból ítéltük meg. Azaz azt vettük figyelembe, hogy a intenzív karsztosodás lehetőségei ill. feltételei milyen térbeli differenciáltságot mutatnak. Ezek alapján az alábbi három fő környezettípust találtunk célszerűnek elkülöníteni. Ezeket talán - a karsztosodási feltételrendszereikre hivatkozva - karsztotípusoknak is nevezhetjük.

1. *Lösszel vastagon fedett-típus*: Leggyengébbek a karsztosodás feltételei a *lösszel vastagon fedett térségek*ben. Amint azt fentebb említettük, ez a típus az alacsony rögök tetőrégiójában és lejtőin kis lejtőszög (relief) esetében jellegzetes, valamint mindkét fő pikkelytípus D-i előterének hegylábi felszínén is megtalálható.

Az ilyen típusú térségekben a mészkő a felszínhez viszonyítva mélyen helyezkedik el, ugyanis helyenként 8-10 m lösszel is fedett. Emiatt a beszivárgó víznek már csak töredéke éri el a karsztosodásra alkalmas mészkövet. Így annak oldódása csak mérsékelt formában, vagy egyáltalán nem valósul meg. A növényzet viszont a jelentősebb termőrétegvastagság következtében dúsabb. A termelődő CO₂ viszont a vízben történő oldódása ellenére sem képes elérni a fent tárgyalt okok következtében a mészkőfelszínt.

Továbbá az is megfigyelhető, hogy ezek a területek intenzív antropogén befolyásoltság alatt állnak. A terület kedvező klimatológiai adottságai következtében főként a szőlőművelés honosodott meg a löszön kialakult jó minőségű talajon. A szőlővel való borítottság nem folytonos a területen, néhol szántóterületek ill. parlagon hagyott területek tagolják azt. Mivel ennek következtében eltérő a növényzettel való fedettség a vizsgált környezettípuson belül, ezért kisebb lokális eltérések valószínűsíthetők a karsztosodás mértékét illetően. Természetesen ez a típus a holocén korábbi időszakában nem volt kultúrtájnak tekinthető. A mezőgazdasági befolyásoltságról csak kb. az utóbbi 2000 év folyamán beszélhetünk (FEYÉR P. 1970).

2. *"Erdőkarszt" típus vagy rejtett-nyílt karszt*: Erdővel borított, az előbbihez képest vékonyabb lösztakaróval fedett térségek környezettípusa (JAKUCS L. - KEVEINÉ BÁRÁNYI I., 1984). Ennél a típusnál - az előzőhöz képest - nagyobb reliefről beszélhetünk. Ez a megnövekedett lejtőszög már nem tette alkalmassá a területet mezőgazdasági művelésre. Az erdőket ui. csak ott hagyták meg ahol a talajtakaró jelentős része lepusztult és a terület szőlőtermelésre alkalmatlanná vált. Emiatt az eróziós - anyagmozgásos folyamatok jelentősebb hatást gyakorolnak a felszínre. Ennek eredménye lösztakaró elvékonyodása. Itt már jobbak a mészkő oldódásának feltételei, mivel a beszivárgó víznek vékonyabb löszrétegen kell átjutnia. Másfelől pedig - a kultúrtájhoz viszonyítva - nagyobb a növényzettel való borítottság ami megnövekedett CO₂ termelést valószínűsít. Emiatt úgy véljük, hogy ezen környezettípus esetében a karsztosodás feltételei az előzőhöz viszonyítva kedvezőbbek. Ilyeneket tehát a közepesen meredek lejtőjű, erdővel borított lejtőkön

feltételezhetünk. Ilyenek főként a Tenkes-, a Csukma-pikkely ill. a Palkonyai-hegy (Siklósi-pikkely része) esetében figyelhetünk meg. Megítélésünk szerint ennek kiterjedése a D-i lejtővidéken szerényebb, viszont uralkodónak tekinthető az É-i lejtővidék esetében.

3. *Nyílt-karszt-típus*: A legmeredekebb lejtők ritkás karsztbokorerdővel ill. sziklafüves lejtősztyeppel borított térsége. Itt a karbonátos alapkőzet már a felszínre bukkan, azaz löszös fedő már nem látható. A talaj réteg szintén nagyrészt lepusztult, csak lokális, foltszerű talajok (rendzina) figyelhető meg. Ezek mindössze néhány (max. 5-10) centiméter vastagságban borítják a felszínt. A termőréteg hiánya miatt csak alacsony, kistermetű fákból (virágos kőris-molyhos tölgy) (LEHMANN A. 1975) álló karsztbokorerdő képezhet fás társulást. A tápanyaghiány következtében inkább a lágyszárú fajok dominanciája jellemző jelentős számú mediterrán fajjal. Mivel a mészkő rétegfekket közvetlenül kibukkannak a felszínre, ezért a csapadékvíz oldó hatását könnyen ki tudja fejteni. Másfelől a kedvező mikrodomborzat vízgyűjtő hatása következtében a csapadékhasznosulás mértéke a három feltétel-típus közül itt a legjobb. Ennek eredménye a számos mikrokarr-forma, főként mádarítatók említhetők. Nyilvánvaló, hogy nagy szerepet kaphatnak a mikrocsapadékformák is, mivel közvetlenül a mészkőfelszínnel érintkezhetnek. Azaz a ritkább növényzet csökkent CO₂ termelését jól kompenzálja a csapadék direkt hatása. Véleményünk szerint a felsorolt három típust figyelembe véve ennek a típusnak a feltételrendszerei igen alkalmasnak ítéelhetők az intenzív karsztosodást tekintve.

Kihangsúlyozandó, hogy ez utóbbi típus csak a hegység D-i lejtővidékén fordul elő. Ezt legtipikusabban a Szársomlyó "ördögszántásos" D-i lejtőjén figyelhetjük meg. Teljesen hasonló típusú kibukkanások fedezhetők fel a Csarnótai-, a Tenkes- valamint Csukma-pikkely esetében is.

Természetes, hogy ezek a környezet- ill. vegetációtípusok nem tekinthetők időben sem stabilisnak. Az alábbiakban a holocén klímaváltozásokat ismertető irodalom tükrében egyfajta rekonstrukcióját kíséreljük meg a holocén karsztosodás intenzitásának (JÁRAINÉ KOMLÓDI M. 1966, KORDOS L. 1979, JÁRAINÉ KOMLÓDI M.- KORDOS L. 1988). Az időbeli változások a löszképződés befejeződése óta követhetők. A löszképződés a würm glaciális végére, tehát a felső-pleniglaciális ill. a Dryas idején szűnt meg. A würm végén tehát a hegységet egységes lösztakaró boríthatta, a meredekebb lejtőket vékonyabb, a kisebb relieffel rendelkezőket pedig vastagabb. A karsztosodás feltételei közül egyik legfontosabbnak ítéelt löszvastagság a pleisztocén vége - holocén eleje óta vélhetően folyamatosan vékonyodik. Ezzel párhuzamosan a természetes növénytakaró faji összetétele is változik, ill. ahogy fentebb is említettük - a lösz fokozatos vékonyodásával ill. eltűnésével gyéribbé válik. Így feltételezhetjük, hogy a felső-pleniglaciális

száraz és hideg klímája idején az általunk elsőként tárgyalt "vastag lösszel fedett" környezettípus uralhatta a tájat, természetesen emberi behatástól szinte teljesen mentesen. Ez azért is valószínűsíthető, mivel ebben a nagy futóhomok mozgási időszakban a kevés csapadék következtében az erózió ill. az anyagmozgás mérsékelt lehetett. Ez a karsztosodás szempontjából viszont kedvezőtlen feltételnek tekinthető.

Az időszak - amely egyben a würm leghidegebb időszaka is volt - növényzete valószínűleg a mai tundra területek vegetációjával mutathat párhuzamot. Természetesen az expozíciótól befolyásolt mikroklimatikus okokra visszavezethetően ez a vegetáció kismértékű területi differenciát mutathatott, főleg a faji összetételében. A mérsékelt növényzettel való borítottság következtében a CO₂ termelés viszonylag szerényebb mértékű lehetett.

A würm végét követő Dryas időszak tulajdonképpen átmenetnek tekinthető a holocén felé. Ez az időszak viszonylag rövidebb időtartamú - de az előző időszakhoz képest - nagyobb mértékű klímaoscillációkkal jellemezhető. Ennek következtében a már fás (fenyő és nyír) vegetációval rendelkező Böllingi és Alleröd fázisok (interstadiálisok) idején lejtőkön fel erősödhetett és megkezdődhetett a lösztakaró elvékonyodása ill. a leszállított anyag akkumulálódása a hegylábi felszíneken. Ekkor tehát kisebb törmelék-kúpok képződhettek az ekkor még főként deráziós és csak kisebb részben eróziós eredetű völgyek alsó elvégződésénél.

A holocén kezdetén a praeboreális (fenyő-nyír) fázis idején a Dryas melegebb fázisaihoz hasonló éghajlattal és növényzettel lehetett jellemezhető a táj. Ez a főleg nyitvatermőkőből álló hidegtűrő fás vegetáció még részben mérsékelhette a felszíni lefolyást ill. az areális eróziót. Ekkora már teljesen megszűnt a löszképződés. A kismértékű párolgás még humidus klímát feltételez, ezért az eolikus erózió még csekély mértékű lehetett. A relatíve kis mennyiségű és feltételezhetően kis intenzitású csapadék még nem fejthette ki jelentősebb eróziós hatást. Erősebb szerepet tulajdoníthatunk viszont az olvadákvízből származó pluvionivális deráziós és eróziós folyamatoknak. Mivel a lösz lepusztulása még csak ekkor indult meg, emiatt a karsztosodás intenzitása kissé mérsékeltebb lehetett, s döntően az általunk "vastag lösszel fedett" és erdőkarszt környezettípusok uralhatták a tájat.

Az éghajlat ezt követő szárazodása (mogyoró/boreális fázis) az ország jelentős részén futóhomok képződést ill. mozgást eredményezett. Az eddig uralkodóan fás vegetáció helyett cserjés-bokros és lágyszárúakból álló növényzet jelent meg. Ez a növénytakaró kevésbé volt képes megóvni a talajt és a lösztakarót a felszíni lepusztítástól. A szállítóközeg sokkal inkább eolikus eredetű lehetett, a fluviatilis szállítás alárendelt szerepet játszott. A pollenanalízis eredmények szerint ui. a csapadék mennyisége - előző időszakhoz viszonyítva - jelentősen lecsökkent, az ariditási index értéke pedig

jóval 1 fölé emelkedett. Az aridus klíma következtében tehát mérsékelt lehetett a mészkő oldódása. Tovább ronthatta a karsztosodás lehetőségét a még viszonylag vastag lösztakaró ami nem tette lehetővé a víz lejutását a karbonátos alapkőzetig. A még összefüggő lösztakaró alól csak a legmeredekebb lejtőkön bukkanhatott ki helyenként a mészkő. Ezek a megállapítások főleg a D-i lejtőn érvényesülhettek, az É-i lejtővidéket a maihoz hasonló - főleg hárs, szil, juhar, kőris fajokból álló - fás vegetáció boríthatta. A két lejtőterület közti különbség az expozícióból fakadó mikroklímatis különbségekre vezethető vissza.

A boreális fázist követő atlantikus fázisban viszont - minden valószínűség szerint - jelentősen javulhattak a karsztosodás feltételei ill annak intenzitása. Ez az időszak ui. a holocén klímaoptimumaként jellemezhető. Ekkor ui. a meleg és csapadékos klíma következtében a hegységet és környékét uralkodóan melegkedvelő - főleg tölgyfélék - fafajokból álló társulás boríthatta. A tölgy jó fényáteresztő lombkoronaszintje ill. a humidus éghajlat lehetővé tette az alsó szinteken élő fajok elterjedését, ami dús aljnövényzet kialakulásához vezetett. Ezt tanúsítja az ebből az időszakból gyűjtött pollenminták faji összetétele is. Az intenzív növényi élettevékenység megnövelhette az egységnyi területre jutó CO₂ produktumot. A sok csapadék következtében viszont bőségesen rendelkezésre állt a CO₂ oldószere, a víz. Ez a víz pedig egyre könnyebben juthatott át az egyre vékonyodó lösztakarón. Így tehát valószínűsíthető, hogy az atlantikus fázis idején a biológiai aktivitás megnövekedése eredményeként jelentősen javultak a karsztosodás feltételei. Mind elterjedtebbé válhatott az ún. erdőskarszt-típus, s növelhette területi részarányát a nyílt karszt is a löszsel vastagon fedett környezet rovására. A meredek D-i lejtőket (pl. Szársomlyó) ui. a túl nagy relief következtében már nem boríthatta összefüggő fás vegetáció, így itt már jelentős területeken teljesen lepusztulhatott a lösz. Ez jelentősen elősegíthette a terület karsztosodását.

A bükk I. fázis jelentős klímaromlást eredményezett az előző időszakhoz képest. Ez az óceáni hatás megerősödésével jellemezhető, azaz az éghajlat hűvösebbé és csapadékosabbá vált. Emiatt szerintünk a karsztosodás feltételei tovább javultak az időszakban amely leginkább a lösz fokozódó elvékonyodásának következménye. A megnövekedett csapadékmennyiség következtében ui. felélénkültek az anyagmozgásos folyamatok. Ennek eredményeként a tovább vékonyodott lösztakarón a beszivárgó (infiltráló) víz könnyebben átjutott. Erre a fázisra datálható ui. a hegység előterében megfigyelhető akkumulációs formák képződésének fő időszaka. Az évi átlagos csapadékmennyiség növekedése és a hőmérséklet csökkenése következtében az ariditási index (P/C) jóval 1 alá került. Ez tovább javíthatta a karsztosodás feltételeit. Az alacsonyabb hőmérséklet eredményeként a CO₂ jobban tudott

oldódni, ami a vizet agresszívebbé alakította. A nedves éghajlat miatt a növényzet - bár fajösszetétel változáson esett át - még mindig dús maradt, ami fenntartotta az atlantikus fázisban tapasztalt nagymértékű CO₂ termelést. Ez pedig meggyorsította mészkő ill. kisebb részben a dolomit oldódását. Azaz az erdős-karszt és a nyílt-karszt területi részaránya vélhetően tovább növekedett.

A bükk II. fázis kismértékű, de szinte folyamatos klímajavulást eredményezett, ami a csapadék csökkenésében és a hőmérséklet emelkedésében jelentkezett. Ezen jelenleg is tartó időszak alatt folyamatosan alakult ki a fent tárgyalt környezettípusok mai rendszere.

Ekkor már jelentős és egyre fokozódó antropogén behatásról beszélhetünk. Ez főként az erdőirtásokban ill. az eredeti természetes környezet kultúrtájjá való alakításában nyilvánul meg. Ez természetesen megnövelte ill. ma is növeli a lefolyási koefficiens értékét. Ez ill. a fokozódó szántóföldi művelés valamint szőlő és gyümölcsstermesztés pedig az areális és főként a lineáris eróziós folyamatok felélénkülését vonja maga után. Ez az antropogén indíttatású folyamat helyenként több méter vastag lösz lepusztulását eredményezte a történelmi idők folyamán. Ilyen jelenség figyelhető meg pl. már kis relieffel rendelkező területeken is ahol egyes löszmélyutak alján előbukkan a mészkő (pl. Csukma-pikkely, Máriagyűd határában).

Összefoglalás

Kutatásaink a Villányi-hegység területén a karsztosodás feltételeinek idő- és térbeli rendszerét illetően próbálták áttekinteni. Megállapításunk szerint, a legfontosabb feltételek a vizsgált területen a biológiai aktivitás, a mészkő település módja, annak felszíntől számított mélysége (löszvastagság) és a csapadék ill. klímajelleg tekinthető.

A feltételek a mészkőoldódásra gyakorolt hatásának mértékét figyelembe véve három fő környezettípust különítettük el.

Az első - általunk lösszel vastagon fedett v. kultúrtájnak - nevezett típus esetében a karsztosodás feltételei nagyon gyengék. Itt a mészkő lösszel vastagon fedett. Ilyen típusok találhatóak az alacsonyra kiemelt pikkelyeken, ill. minden pikkely D-i hegylábi előterében. Ez a típus intenzív antropogén befolyásoltság - szőlőművelés - alatt áll.

A második típus - erdőkarszt - a mezőgazdasági művelésre már nem alkalmas, nagyobb lejtőszögű típus, amely vékony lösszel borított. Itt a karsztosodás feltételei az első típushoz viszonyítva kedvezőbbek. Ilyen található az É-i lejtő túlnyomó részén ill. kisebb foltokban a D-i lejtőn.

A harmadik típus a lösszel nem fedett karrmezők, nyílt-karsztként értelmezhetők. Igen meredek D- lejtőkön figyelhetők meg, leghíresebb példája a Szársomlyón található karros felszín.

Ezek a környezettípusok a holocén folyamán egymásba átalakultak, s a elvékonyodása következtében nagy mértékben javították a karsztosodás feltételeit. A lösz elvékonyodása ill. a karsztosodás feltételeinek és lehetőségének további javulása figyelhető meg a növekvő antropogén behatás következtében is.

IRODALOM

- CZIGÁNY SZ. - LOVÁSZ GY. - PARRAG T.:* A quantitative approach to man - induced geomorphic processes in the Villány Hills, South Hungary. - Abstract. SWCS Conference, San Diego, USA, 5-9 July, 1998
- CZIGÁNY SZ. (1998b):* Adatok a pleisztocén végi-holocén lepusztulásfolyamatokhoz a Villányi-hegység D-i részén. - Földr. Ért. 1998. pp. 123-128.
- CZIGÁNY SZ. (1998c):* Paleoenvironmental implications of a loess profile in S-Trans-danubia, Hungary. - Geografia fisica e dinamica quaternaria, Pisa. Supplemento II. 1998. pp. 15-17.
- FEYÉR PIROSKA:* (1970): Szőlő és borgazdaságunk történetének alapja. Bp. Akad. Kiadó
- JÁRAINÉ KOMLÓDI M.:* (1966): Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetációtörténetéhez I. - Bot. Közl. 53. 3. Bp., pp. 191-201.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. (1992):* Geological system of karsts, Acta Carsologica, XXVII/1, pp. 14-25.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. (1994-95):* Karst soils as indicators of karst development in Hungarian karsts, Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. 85 pp. 101-110.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. (1998):* Geological system of karsts, Acta Carsologica, XXVII/1, pp. 14-25.
- KEVEINÉ BÁRÁNY I. (1998):* The geo-ecology of three Hungarian karsts, Cave and karst science, Vol. 25, No. 3, pp. 113-117.
- LEHMANN A. (1975):* A nagyharsányi Szársomlyó-hegy és növényzete - Földr. Közl. 20. szám., MTA Dunántúli Tud. Int., Pécs, pp. 2-75.
- LEHMANN A. (1979):* A Villányi-hegység földrajzi jellemzői - Földr. Közl. 4. szám, MTA Dunántúli Tud. Int., Pécs, pp. 2-68.
- LOVÁSZ GY. (1973):* Geomorphological Development of the Villány Mountains, Studia Geomorphologica Carpato-Balcanica, Krakow pp. 29-39.
- LOVÁSZ GY. (1974):* Délkelet-Dunántúl felszínfejlődése, (in: LOVÁSZ GY. szerk.: DK-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése) Baranya megye monográfia sorozat, Baranya Megyei Levéltár, Pécs pp. 118-136.

LOVÁSZ GY.(1977): Baranya megye természeti földrajza - Baranya Megyei Levéltár, Kiadása, Pécs pp. 92-108.

TENGLER T.(1997): A természeti környezet antropogén változásai Villány térségében. Közlemények a JPTE TTK Természetföldrajz Tanszékéről, 4 szám, Pécs

WEIN GY.(1967): Délkelet-Dunántúl hegység szerkezete, Földt. Közl. pp. 372-395.