Karszt és Barlang 2009. I–II. p. 3–18. Budapest 2010.

Veress Márton–Szunyogh Gábor–Zentai Zoltán–Tóth Gábor–Czöpek István

A SZÉL HATÁSA A KARROSODÁSRA ÉS A KARRFORMÁK KIALAKULÁSÁRA DIEGO DE ALMAGRO SZIGETÉN

ÖSSZEFOGLALÁS

Egy expedíció során vizsgáltuk Diego de Almagro-sziget karrformáit. Egy mintaterületen néhány nagyobb karrformát térképeztünk. Ugyanezen területen szelvények mentén mértük a kisebb karrformák szélességét és számát. Számítottuk a karros formák sűrűségét és fajlagos szélességét. Elméleti számítással vizsgáltuk a szél oldódásnövelő hatását. Vizsgálataink, megfigyeléseink szerint a sziget márvány felszíneinek karrosodásában a szélnek meghatározó szerepe van. A szél hatására kialakuló formák az oldódásos medencék, a fodorkarrok és a különböző maradványformák. Valószínűleg a szél hat a lépcsős vályúk és a falikarrok kialakulására is. A karros formák irányát, elrendeződését, alakját, méretét az uralkodó szél nagymértékben meghatározza. Ezért a karrformák gyakran szélirányúak, áramvonalasak, aszimmetrikus keresztmetszetűek. A szélhatás miatt a nagyobb karros formáknak a szélárnyékos és szélfelőli oldalán a karros formakincse különbözik. A szigeten az intenzív, állandó szél hatására a karros formák mérete nagyobb, mint az a csapadék mennyisége alapján várható. A szél növeli az oldódás mértékét a széllel szembeforduló lejtőkön. A szél a felszíni vizeket mozgatva az oldást bizonyos sávokba és Ny–K-i irányba összpontosítja.

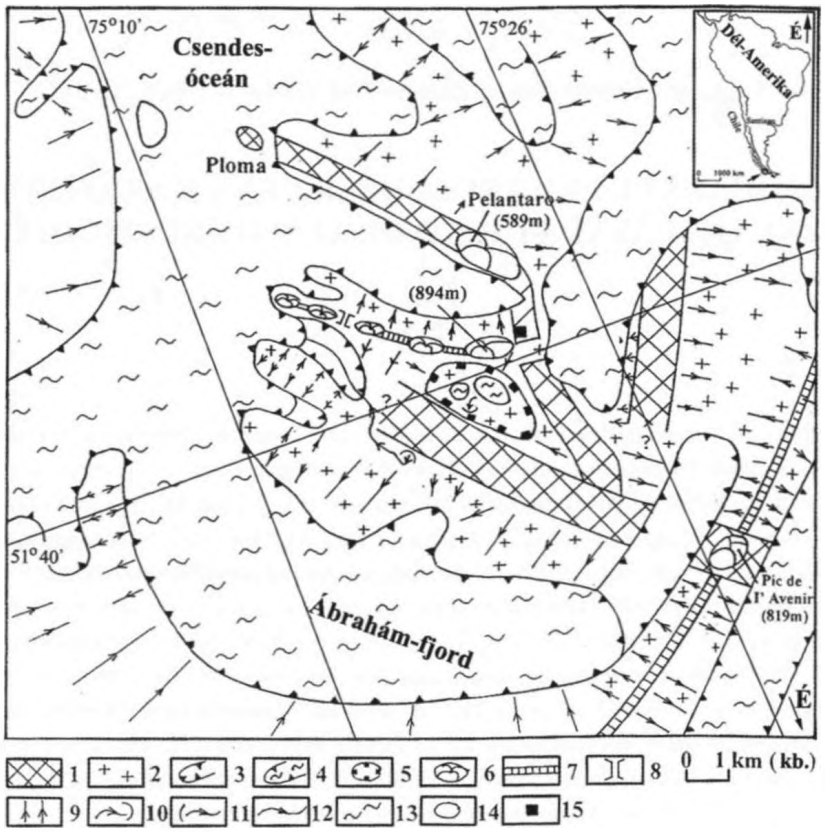
1. Bevezetés

A sziget Dél-Amerikában, a Patagóniai-szigetvilágban helyezkedik el. Teljes kiterjedése 375,6 km^2, teljesen lakatlan (*1. ábra*).

A szigetet felépítő kőzetek a karbon végi tektogenezis során metamorfizálódtak (*MAIRE, R. et al* 1999). A karbonátos kőzeteket a Tarlton formációba sorolják (*FORSYTHE, R.–MPODOZIS, C.* 1983). A márványt lamprofir és bazalt intrúziók szabdalták sávokra, amelyek ugyancsak metamorfizálódtak (*MAIRE, R. et al* 1999). A márvány 2 vagy 3, néhány száz méter szélességű, közel É–D-i irányú pásztát alkot, függőlegesen beékelődve a metamorf kőzetekbe (*1. ábra, 1. kép*).

Morfológiai megfigyeléseink szerint a sziget mai felszínének kialakításában a gleccserek két generációja vett részt. Az idősebb gleccserek által létrehozott völgyek közti kárgerincek és kárcsúcsok még észlelhetők. A fiatalabb gleccserek felemésztették az idősebb gleccservölgyek talpait. A jég mintegy 8–10 ezer évvel ezelőtt tűnt el a szigetről (*HOBLEA et al.* 2001). A fiatalabb völgyeket részben vagy teljesen tengervíz töltötte ki. A jégelborítás előtti formákról, ill. azok átöröklődött maradványaikról nincs tudomásunk.

1. kép. A kutatott terület (a): előtérben nem karbonátos metamorf kőzetfelszín, háttérben a Csendes-óceán



1. ábra. A kutatási terület
1. márvány, 2. nem karbonátos metamorf kőzet, 3. gleccservölgy, 4. fjord, 5. sziklamedence, 6. kárcsúcs, 7. kárgerinc, 8. nyereg, 9. lejtő, lejtésiránnyal, 10. víznyelő, 11. karsztforrás, 12. vízfolyás, 13. tenger, tó, 14. sziget, 15. kutatási terület

A sziget márványsávjain a felszín karsztosodásának három szintjét különítettük el (*VERESS et al.* 2003): a tengerszintben a parti zónát, egy közepes magasságú zónát (kb. 50–400 m-en) és egy nagy magasságú zónát (400 m felett). A közepes magasságú zóna a fiatalabb gleccservölgyek területe. Ehhez a völgyek talpa, oldala és a völgyek bárányszikláinak felszíne tartozik. A felső szinthez az idősebb gleccservölgyek talpa, a kárgerincek, kárcsúcsok tartoznak. A kutatási terület a felső szinten helyezkedik el.

A márványon kialakult karros formák Földünkön itt a legnagyobb méretűek (*MAIRE* 1999). Ezt és a karrosodás egyéb sajátosságait az alábbi tényezők okozzák:

- a csapadék *MAIRE, R.* (1999) szerint elérheti a 8000 mm/évet, de a becsült csapadékhullás naponta minimálisan több óra időtartamú is lehet,
- a szél sebessége *ZAMORA E.–SANTANA A.* (1979) szerint átlagosan 60–80 km/h, de előfordulnak 150–200 km/h széllökések is,
- a szél nyugatról fúj,
- a jég által formált felszín (pl. bárányszikláik),
- a kőzetszerkezet (a márvány nem rétegzett, de hiányoznak a palássági síkok is),
- a márványban 1–2 deciméteres vastagságban egyéb, nem karsztosodó metamorf kőzetbetelepülések fordulnak elő.

A sziget karros formáihoz hasonló vagy azoknál nagyobb méretű karrformák csak trópusi karsztokon fordulnak elő. Így pl. említhetők a Dél-Kínai kőerdő karrok vagy a madagaszkári tsingy. Ezek azonban

más módon alakultak ki. Egyes karrformák azonban nagyobbak a szigeten, mint a trópusi karsztokon. Amíg pl. a madagaszkári tsingyn a hasadékok és a maradványformák (pl. különböző alakú tornyok) igen nagy méretűek, addig a szigeten az oldódásos medencék (madáritatók), a rinnenkarrok és a falikarrok mérete nagy.

A sziget karsztját két francia expedíció kutatta. Vizsgálták a márványban kialakult barlangokat, de vizsgálták a felszíni karsztosodást is. Kimutatták a szél hatását a karrosodásra (*JAILLET et al.* 2000). Alább azokat a formákat, amelyek kialakulásában a szélnek szerepe van, szél általi karros formának nevezzük. A szél hatására létrejövő karrformákat, amelyek maradványformák, *JAILLET et al.* (2000) eolikus karrgerinceknek nevezi. Ezek szélhatásra jöttek létre, ugyanis K–Ny-i irányúak, továbbá kő mögötti szélárnyékban fordulnak elő.

2. Módszerek

Módszereink az alábbiak voltak:

- A kutatási területen térképeztünk néhány nagyobb karros formát. A térképeket morfológiai térképekké fejlesztettük.
- A kisebb karros formáknak az adatait (pl. szélesség, távolság, irány) szelvények mentén mértük. Ezen adatokat felhasználva számítottuk a karros formák sűrűségét, összes szélességét, a fajlagos leoldódást. Egy szelvényhosszhoz tartozó 1 m-re jutó sűrűség átlagát megkapjuk, ha a szelvény mentén előforduló összes karrforma darabszámát elosztjuk a szelvényhosszal. A karrformák összes szélessége úgy állítható elő, hogy a szelvény mentén előforduló összes karrformának a szélességét összeadjuk. A fajlagos szélesség az alábbi módon képezhető (*VERESS et al.* 2003, *VERESS* 2004a):

$$fsz = \frac{\Sigma k_{sz}}{h}$$

ahol fsz: a fajlagos szélesség, Σk_{sz}: a karrformák összes szélessége, h: a szelvény hossza.
Látható, hogy a fajlagos leoldódás kifejezi, hogy a szelvény 1 méteréhez a karros formáknak átlagosan mekkora össz-szélessége tartozik. A fajlagos leoldódás ismeretében összehasonlítható két térszínen a karrosodás mértéke. Amelyik térszínen a fajlagos szélesség a nagyobb, onnan több kőzet oldódott le. Ennek oka lehet a nagyobb oldódási intenzitás, vagy az, hogy az oldódás korábban kezdődött el.
- Számításokkal megbecsültük a szél hatását a lejtőn áramló vízre. Alább bemutatjuk a számításainkhoz használt összefüggéseket (részletezve azok megtalálhatók *SZUNYOGH* 2004a és 2004b munkáiban). A szélnyomás miatt az oldószer torlódik a lejtőn. Ha a szél merőlegesen érkezik a lejtőre és emiatt ez eltérül, akkor torlónyomást okoz. Ezért a lejtőn szivárgó vizet a kőzetnek szorítja. A visszaduzzasztott vízoszlop legfeljebb olyan magas lehet, hogy az aljánál fellépő hidrosztatikus nyomás ne haladja meg a szél torlónyomását. Figyelembe véve a torlónyomás és a hidrosztatikai nyomás összefüggéseit, az alábbi képlet adható meg:

$$h = \frac{\rho_{lev}}{\rho_{víz}} \cdot \frac{v_{sz}^2}{g}$$

ahol h: a visszaduzzasztott vízoszlop magassága,
ρ_{lev}: a levegő sűrűsége,
$\rho_{víz}$: a víz sűrűsége,
v_{sz}: a szél sebessége,
g: a nehézségi gyorsulás.

Számítottuk a kőzet lepusztulásának a sebességét eltérő meredekségű lejtőn, de arra merőleges szélnél. Számítottuk továbbá a lepusztulás sebességét annak figyelembevételével is, hogy a szélirány és a lejtő dőlésiránya különbözik. A lepusztulási sebességeket az alábbi képlet felhasználásával lehet számítani.

$$W_{évi} = \frac{k}{\rho_k} \cdot \frac{Ce}{\cos \alpha_0} \cdot \frac{Q_{évi} (\sin \alpha_0 \cdot \cos \delta_{sz} \cdot v_{sz} + \cos \alpha_0 \cdot v_{cs}) \cdot t_{napi} \cdot N_{évi}}{k \cdot v_{cs} \cdot t_{napi} \cdot N_{évi} + Q_{évi} (\sin \alpha_0 \cdot \cos \delta_{sz} \cdot v_{sz} + \cos \alpha_0 \, v_{cs})}$$

ahol: $W_{évi}$: a felszín süllyedési sebessége (a süllyedés nagysága évente),
k: a kőzet oldódásának sebességi állandója,
ρ_k: az oldódó kőzet sűrűsége,
Ce: az oldószer egyensúlyi (telítési) koncentrációja,
α_0: a lejtő dőlésszöge,
$Q_{évi}$: az évi vízhozam,
δ^{sz}: a szél irányszöge (a lejtő dőlésirányához viszonyítva),
v_{sz}: a szél sebessége,
v_{cs}: az esőcseppek (levegőhöz viszonyított) süllyedési sebessége,
t_{napi}: az esők napi összideje
$N_{évi}$: az év napjainak száma.

A szél által keltett torlónyomás a levegő széndioxid-tartalmának a parciális nyomását is megemeli. Ezért a víz savasabb lesz, következésképp több kőzetet képes feloldani. A korrózió alapegyenleteit kiegészítve a torlónyomás összefüggéseivel az alábbi egyenlet adható meg:

$$\Delta C_e \cong C_{e0} \frac{\rho_{lev} \cdot v_{sz}^2}{3\rho_0}$$

ahol ΔC_e: a feloldható kalciumkarbonát-többlet,
C_{e0}: a maximálisan feloldható márvány koncentrációja szélcsend esetén,
ρ_0: a normál légköri nyomás.

Agresszívitás-növekedés történik a vízfelszínnek csapódó esőcseppek nyomásnövelő hatása következtében is. Nő a nyomás a folyadékréteg légbuborékaiban, de nő a levegő CO_2-jának a parciális nyomása is. A nyomásnövekedést ekkor az alábbi összefüggés adja meg:

$$\Delta\rho = \frac{2}{3} \rho_{lev} \cdot v_{sz}^2$$

3. A kutatási terület morfológiája

E tanulmányban a sziget csak egy kis kiterjedésű térszínrészletének karrosodásával foglalkozunk (*1. ábra, 1. kép*). E terület karrosodása azonban jól reprezentálja a sziget márványsávjainak karrosodását.

Az a márvány sáv, amely a kutatott területet is hordozza, két fjord (K-ről és Ny-ról), valamint két kárcsúcs (a Pelentaró és a Pic d'Avenir) között helyezkedik el (*1. ábra*). Kiterjedése K–Ny-i irányban legfeljebb 100–200 m, míg É-D-i irányban 1–2 km. K–Ny-i irányból meredek lejtőjű fjord oldalak határolják. É-i és D-i irányból a peremeitől befelé dől a felszíne. Ez a felszín bárányszikláklkkal tagolt. É-i irányban mintegy 8–10 méteres magasságú lépcsővel megy át a határoló térszínbe (*1. kép, 2. ábra*). E lépcső kialakulása a nem karbonátos metamorf kőzet gyorsabb lepusztulására vezethető vissza. A márványzóna felszínének szegélye alacsonyabb, mint a középső részé. Előző lejtése nagyobb, mint az utóbbié és felszíne a lépcsők irányába dől. Középső részének a felszíne változatos irányokba dőlhet (*2. ábra*).

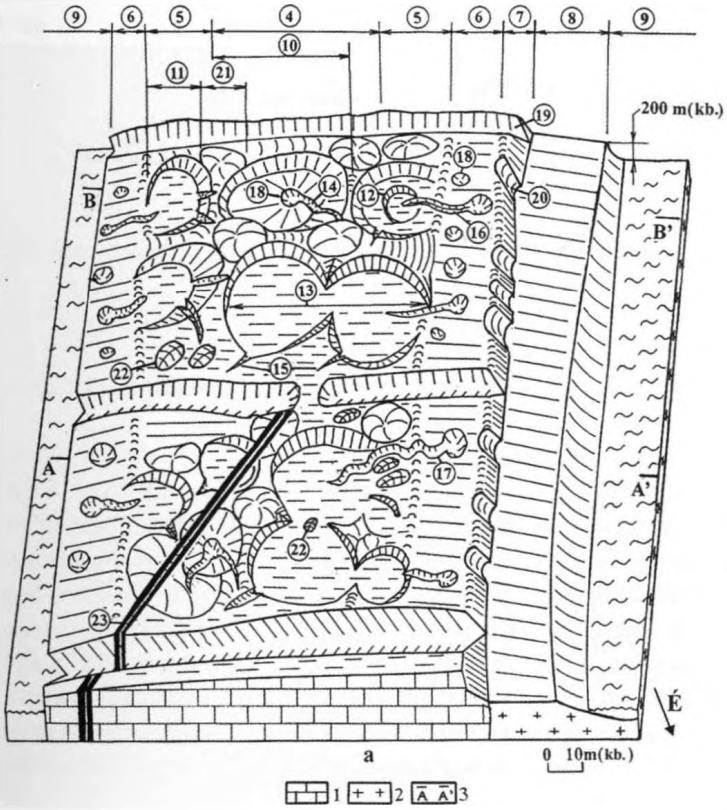
E térszínen a karrosodásban a növényzetnek vagy a talajnak nincs szerepe, tekintettel arra, hogy ezeknek még a foltjai sem fordulnak elő, ill. e térszín környezetétől nem kap felszíni vizeket.

A márványsáv középső részén előforduló formák *VERESS M. et al.* (2002) szerint a vályúk (rinnenkarrok), a meanderkarrok, a hasadékok, a kürtők, a karrasztalok, az oldódásos medencék, a fodorkarrok, az uszálybucka tanúhegyek és a bálnahát tanúhegyek. A peremi zóna formái a kürtők és a falikarrok.

A rillenkarrok (rovátkakarrok) és a mikrorillenkarrok hiányoznak, de vannak óriás rovátkák. Az óriásrovátkák szélessége 1–2 dm is lehet (*2. kép*). A rinnenkarrt magányos vályúk alkotják. A vályúk talpa többnyire lépcsős (*3. kép*). A lépcsős vályúk lépcsői ott képződnek, ahol a lejtőn tartósan vízfoltok maradnak meg (*4. kép*). A vízfoltok teszik lehetővé a lokális oldódást. Előfordulhat, hogy a vályúk lépcső homlokai a fodorkarrok kisméretű lépcsőhomlokaiból fejlődnek ki (*5. kép*). A vályúk gyakran oldódásos medencéket csapolnak meg (túlfolyási vályú). A meanderkarrok hurokmeanderek (*6. kép*) vagy összetett meanderek (kifejlődő hurokmeanderek). A hordozó vályúk roncsmeanderesek, a belső meanderkarrok hurokmeanderesek (*7. kép*, *VERESS* 2004b, *VERESS–TÓTH* 2004). Szélességük és mélységük 1–2 m is lehet.

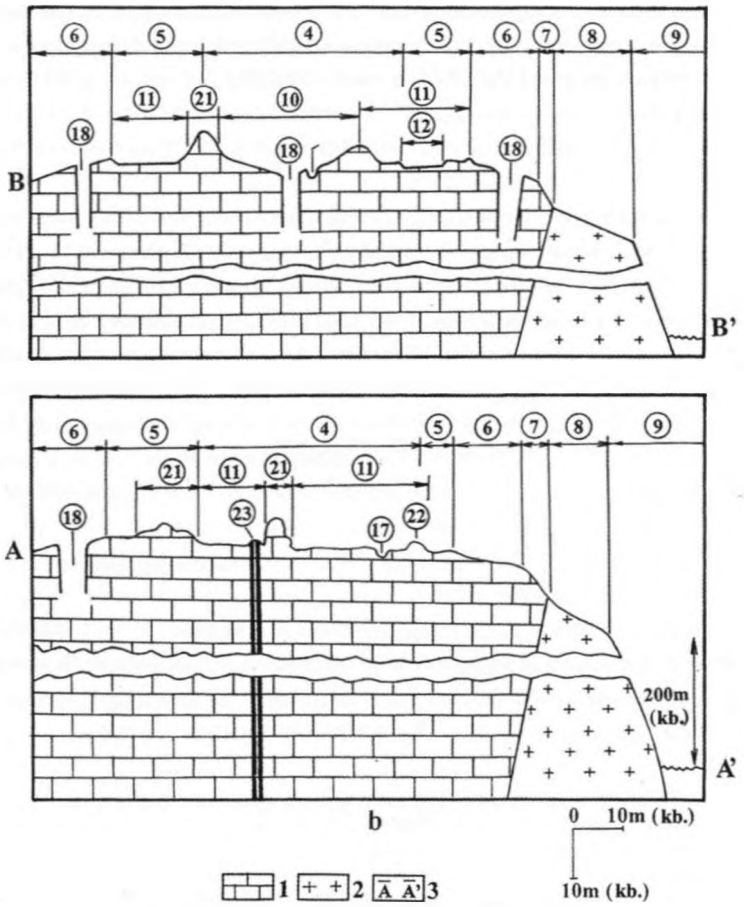
Az oldódásos medencék uralkodnak a márványsáv területén. Morfológiai jellemzőik az alábbiak (*8, 9, 10. kép, 2, 3, 4. ábra*).

- Elhelyezkedhetnek a bárányszikláknak között, vagy ritkábban bárányszikláknak tetején.
- A medencék átmérője 10–30 m, mélységük 1–2 m.
- Nyugati oldaluk lankás és hosszú, keleti oldaluk rövid és meredek. A Ny-i lejtőiken óriásrovátkák, a keleti lejtőiken lépcsős vályúk és fodorkarrok fordulnak elő. Az óriásrovátkák a medence talpa felett kiékelődnek (*2. kép*). Elvégződésük és a medence talpa között kis szélességű, oldásmentes, sík felszín, az „Ausgleichsfläche" húzódik. A lépcsős vályúk a medence talpán végződnek.



2a. ábra. A márványsáv (Diego de Almagro sziget) karros formaegyüttesének elvi ábrája felülnézetben

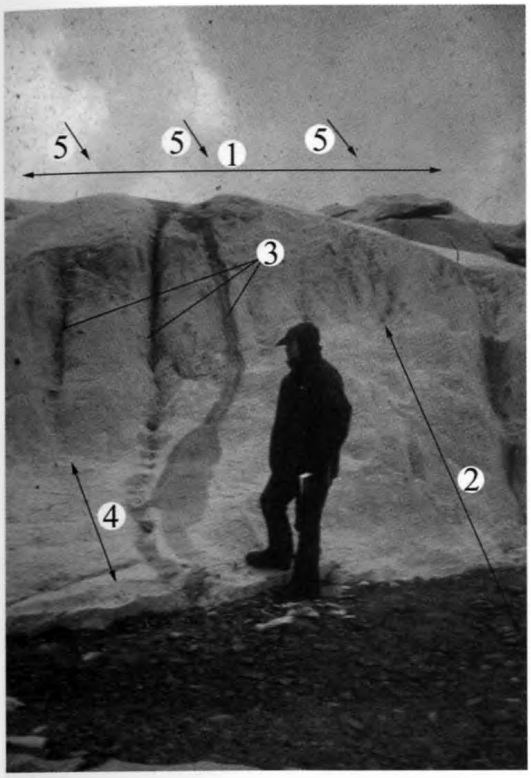
1. márvány, 2. nem karbonátos metamorf kőzet, 3. keresztmetszet helye, 4. belső zóna középső része, 5. belső zóna külső része, 6. peremi zóna, 7. karros lépcső, 8. nem karbonátos metamorf kőzeten kialakult lejtő, 9. fjord, 10. belső oldódásos medence, 11. külső oldódásos medence, 12. talpi medence, 13. uvala oldódásos medence, 14. kürtőt tápláló vályú, 15. oldódásos medencét tápláló vályú, 16. lecsapoló vályú, 17. meanderkarr, 18. kürtő, 19. hasadék, 20. falikarr, 21. bárányszikla, 22. karros „tanúhegy" 23. kipreparálódott nem karbonátos metamorf betelepülés



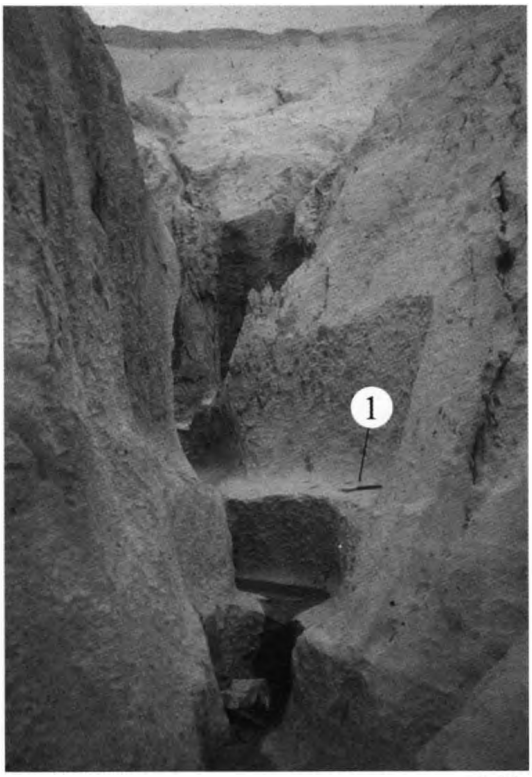
2b. ábra. A márványsáv (Diego de Almagro sziget) karros formaegyüttesének elvi ábrája oldalnézetben Jelkulcsot lásd a 2a. ábránál.

- Aljzatuk sík, az aljzaton egy belső, kisebb medence is előfordulhat. A belső medence mélysége 1–2 dm.
- Lehetnek nyitottak vagy zártak. A nyitottak peremi helyzetűek.
- Az oldódásos medencék összenőhetnek (uvala oldódásos medencék *10. kép, 3. ábra*).
- Vizüket a túlfolyási, többnyire meanderező vályúk (felszíni lefolyás), vagy a belsejükben előforduló kürtők (mélységi vízelvezetés) vezetik el.
- Az oldódásos medencék lényegében nagyméretű madáritatók.

A fodorkarrok lépcsős formák (*11. kép*). A lépcsőhomlokok magassága 1–2 cm, hossza 1–2 dm. A lépcsőhomlokok között 10 cm-nél kisebb szélességű sík térszínek sorakoznak. A fodorkarrok folytonos kifejlődésben fordulnak elő. Fodorkarros felszínek alakultak ki a szél felőli lejtőkön. Fodorkarrokról más karsztterületekről nincs tudomásunk. Mindössze a Totes Gebirge-ből ismerünk néhány kis kiterjedésű lépcsős, valamint gerincekkel tagolt felszínt. Ezek saroknyomos térszínek szomszédságában vannak. A lépcsők szélessége nagyon kicsi (magasságuk és szélességük néhány mm). A gerincek néhány mm magasságúak és néhány dm hosszúak. Ez utóbbiak maradványformák. Köztük a térszín egyenletesen leoldódott. A szigeten saroknyomkarrok nem jöttek létre, hanem ezek helyett az intenzív szélhatás miatt fodorkarrok képződtek. Homokkövön ugyancsak előfordulnak fodrok, ill. lépcsők (*VERESS* 2003). Ezek kialakulását azonban a kőzetösszetétel változása okozza.

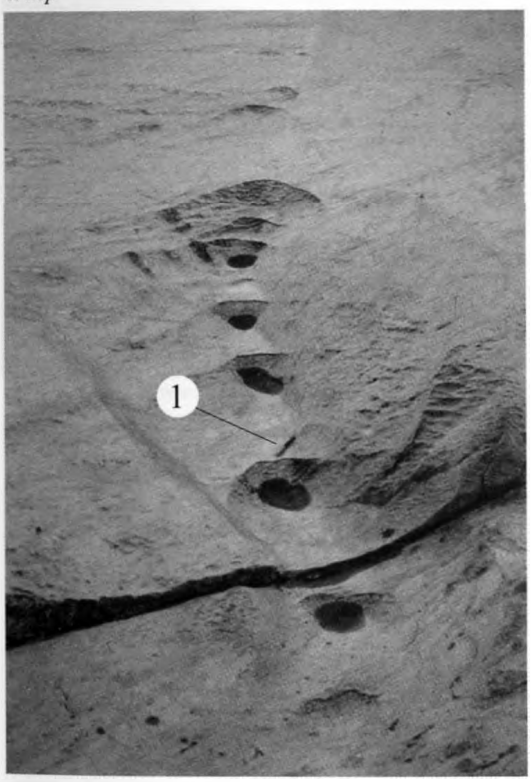


2. kép



3. kép

4. kép



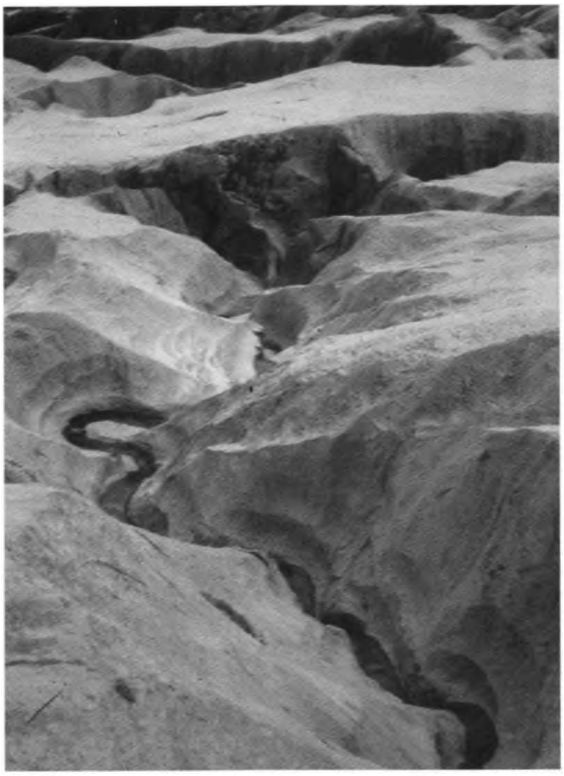
2. kép. Óriásrovátkák
1. bárányszikla, 2. oldódásos medence, 3. óriásrovátkák, 4. „Ausgleichsfläche", 5. szélirány

3. kép. Lépcsős vályú
1. golyóstoll

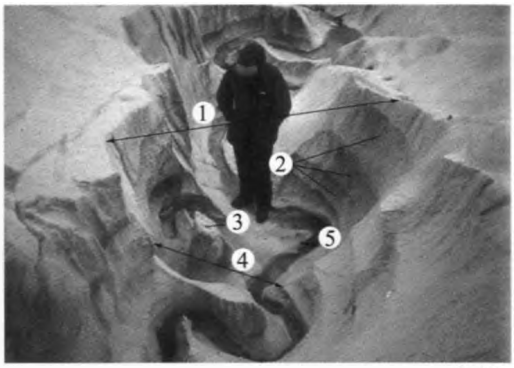
4. kép. Kifejlődő lépcsős vályú (a lépcsőhomlokoknál foltszerű vízbevonattal)
1. golyóstoll

5. kép. Fodorkarrból kifejlődő lépcsős vályú

5. kép

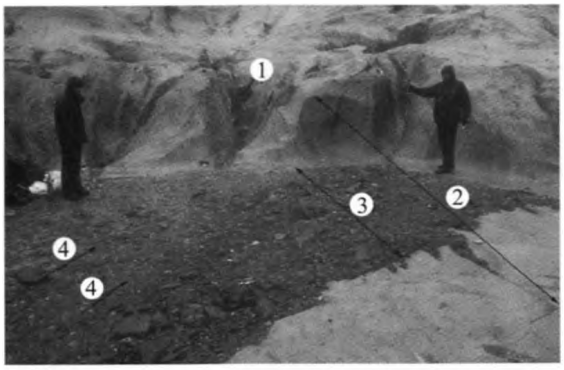


6. kép

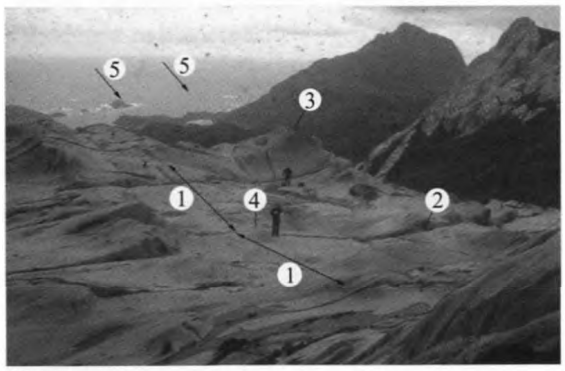


7. kép

8. kép



9. kép



10. kép

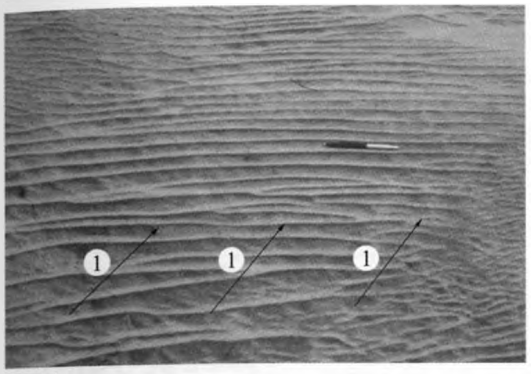
6. kép. Kürtőhöz vezető kifejlődő hurok meander

7. kép. Roncsmeander talpán képződött kifejlődő hurok meander
1. roncsmeanderes hordozó vályú, 2. színlő, 3. lefűződött zúg, 4. hurok, 5. belső meanderkarr

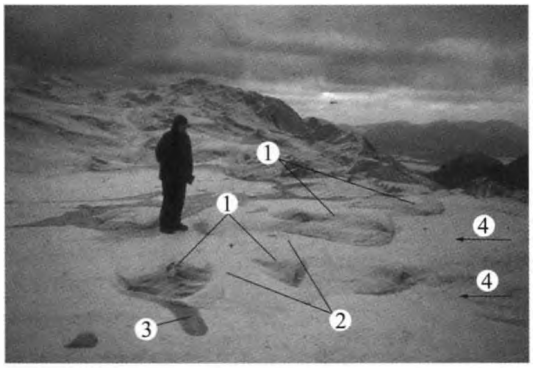
8. kép. Belső helyzetű oldódásos medence (talpán állandó vizű tóval)

9. kép. Peremi helyzetű oldódásos medence
1. lépcsős vályú, 2. oldódásos medence, 3. oldódásos medence talpi medencéje kitöltve nem karbonátos metamorf kőzettörmelékkel, 4. szélirány

10. kép. Peremi helyzetű uvala oldódásos medence (térképe a 3. ábrán látható)
1. részmedencék, 2. oldódásos hasadék, 3. bárányszikla, 4. bálnahát tanúhegy, 5. szélirány



11. kép



13. kép

12. kép

14. kép

11. kép. Fodorkarr
1. szélirány

12. kép. Uszálybucka tanúhegy
1. szélirány

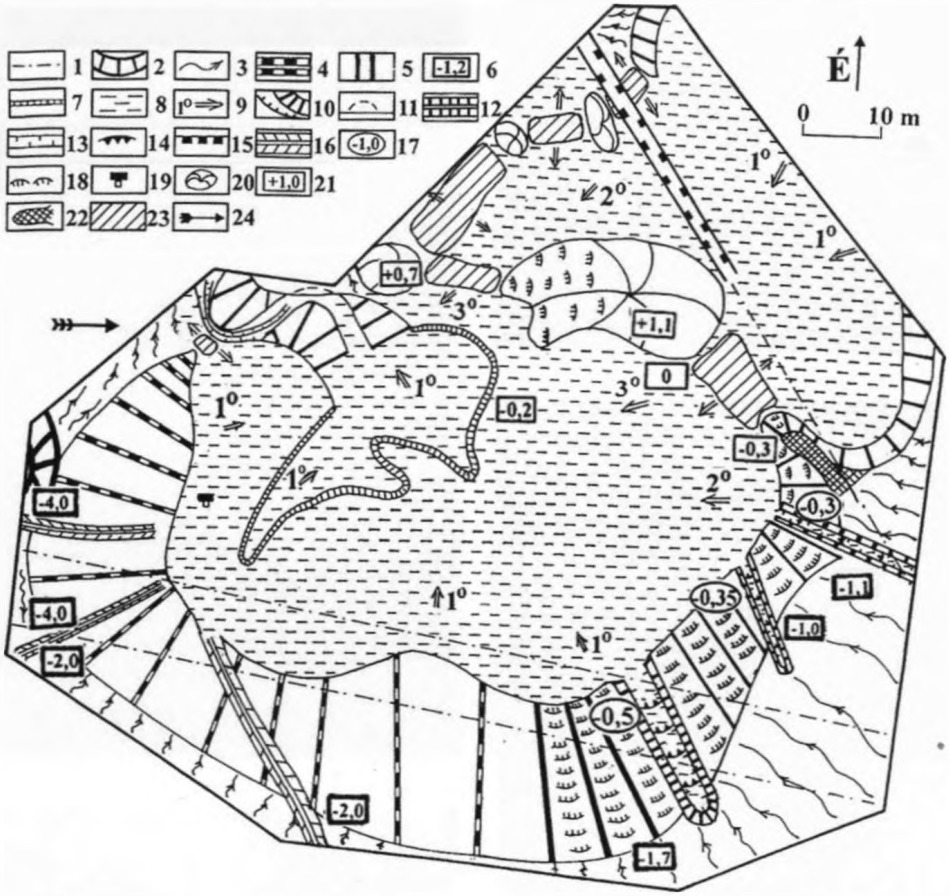
13. kép. Bálnahátbucka tanúhegyek
1. bálnahát bucka, 2. átjáró, 3. „kiékelődő" vízág, 4. szélirány

14. kép. Falikarrok (márványsáv északi lépcsőjén)

Az uszálybucka tanúhegy nem karbonátos metamorf kőtömb szélárnyékában előforduló 1–2 dm magas, 0,5–1 m hosszú gerinc (*12. kép*). A bálnahát tanúhegy orsó alakú forma. Magassága és szélessége 1 m-nél, hossza 2 m-nél kisebb (*13. kép*). A bálnahát tanúhegyek É–D-i irányú sorokba rendeződnek, irányuk Ny–K-i. Az oldódásos medencéktől K-re fordulnak elő. A bálnahát tanúhegyek között kicsi, sík térszínek (az „átjárók") fordulnak elő.

A falikarrok a márványsáv lépcsőhomlokán sorakoznak (*14. kép, 2. ábra*). Alsó részük kiszélesedik. Az alsó rész falát kagylók borítják. Az Alpok falikarrjainál sűrűségük kisebb, méretük nagyobb (*I. táblázat*).

Egyes karrformák kialakulásában a szélnek is szerepe van. Mint alább bemutatjuk, a szél a karros formák kialakulására nem közvetlenül, hanem közvetetten hat. A szél a márvány felszínét nem koptatja,



3. ábra. Egy oldódásos medence morfológiai térképe

1. törés, 2. báránykszikla, 3. háttérterület lejtésiránnyal, 4. a medencét nyugatról határoló lejtő, 5. a medencét keletről határoló lejtő, 6. medencetalp mélysége a peremhez képest (méterben), 7. talpi medence, 8. sík és vízszintes medence-aljzat, 9. lejtésirány és lejtőszög, 10. lecsapoló, meanderkarr, 11. aláhajló vályúfal, 12. lépcsős vályú, 13. belső vályú, 14. vályútalpi lépcső, 15. hasadék, 16. óriásrovátka, 17. vályú mélysége (méterben), 18. fodorkarr, 19. karrasztal, 20. bálnahát tanúhegy, 21. bálnahát tanúhegy magassága (méterben), 22. félküszöb, 23. nyereg (átjáró), 24. szélirány

I. táblázat. A kutatott terület és dachsteini falikarrok néhány adatának az összehasonlítása

Szelvényszám	tengerszint feletti magasság	szelvényhossz	hordozó térszín lejtőszöge	sz. (cm)	db	f.sz. (cm/m)	s. (db/m)
C 2	500 (becsült)	20	90°	804	6	40,2	0,3
D 16	2115	17,5	90°	339	26	19,37	1,49
D 19	2106	9	75°	279	17	31	1,89
D 5		5,5	55°	450,5	80	81,91	14,55

Jelmagyarázat:

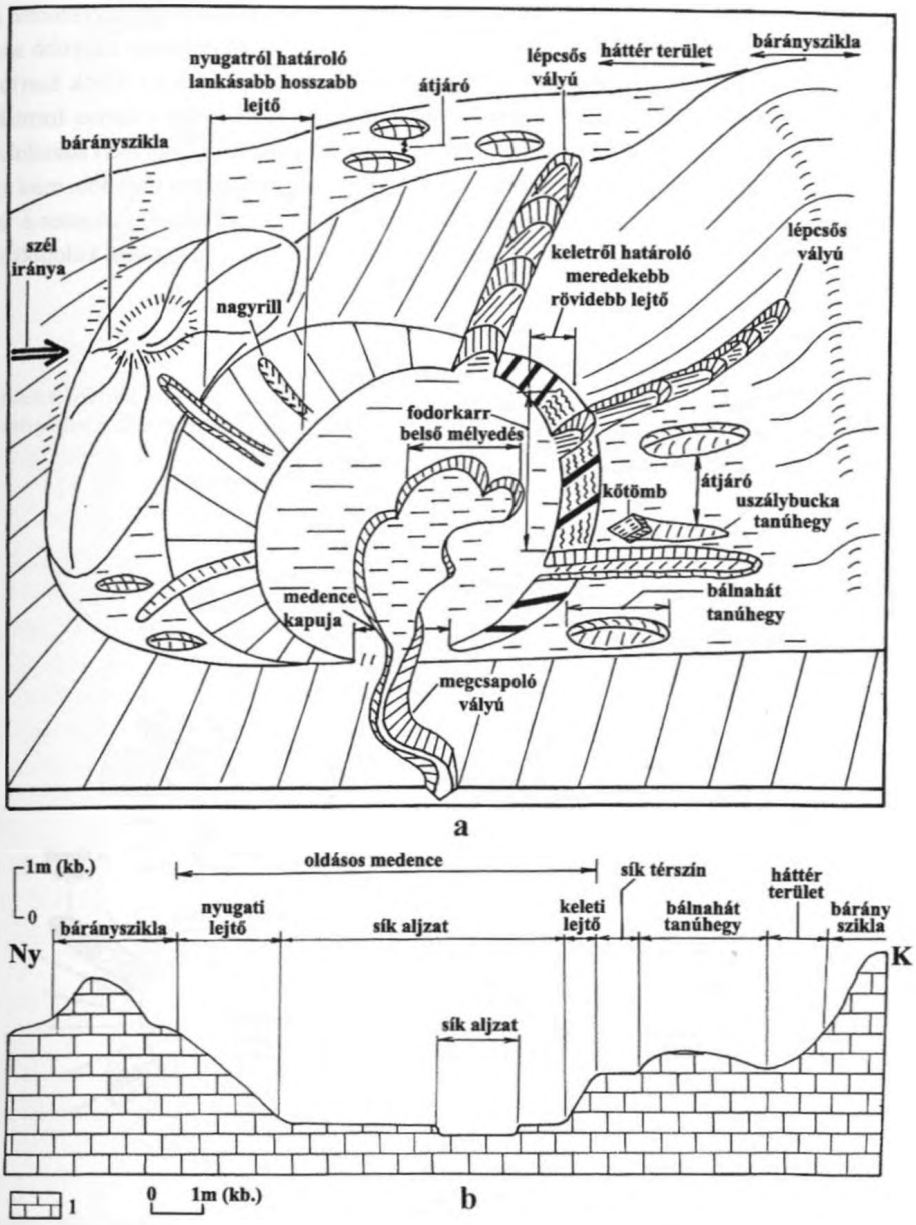
C: Chile D: Dachstein

sz: a falikarrok összszélessége

f.sz.: fajlagos kioldódás (átlagosan 1 méterre jutó karrforma összszélesség)

s: sűrűség

mivel nincs homok a szigeten. Ezért a szél pusztításával kialakuló formák hiányoznak. Ugyanakkor a szél hat a karrosodásra, mivel növeli a víz oldóhatását, továbbá irányítja és koncentrálja az oldást. Szél általi karros formának tartjuk az oldódásos medencét, a lépcsős vályút, a fodorkarrt, az uszálybucka tanúhegyet és a bálnahátbucka tanúhegyet. Néhány formának a kialakulását a *5, 6, 7. ábrákon* mutatjuk be (*VERESS et al.* 2006).



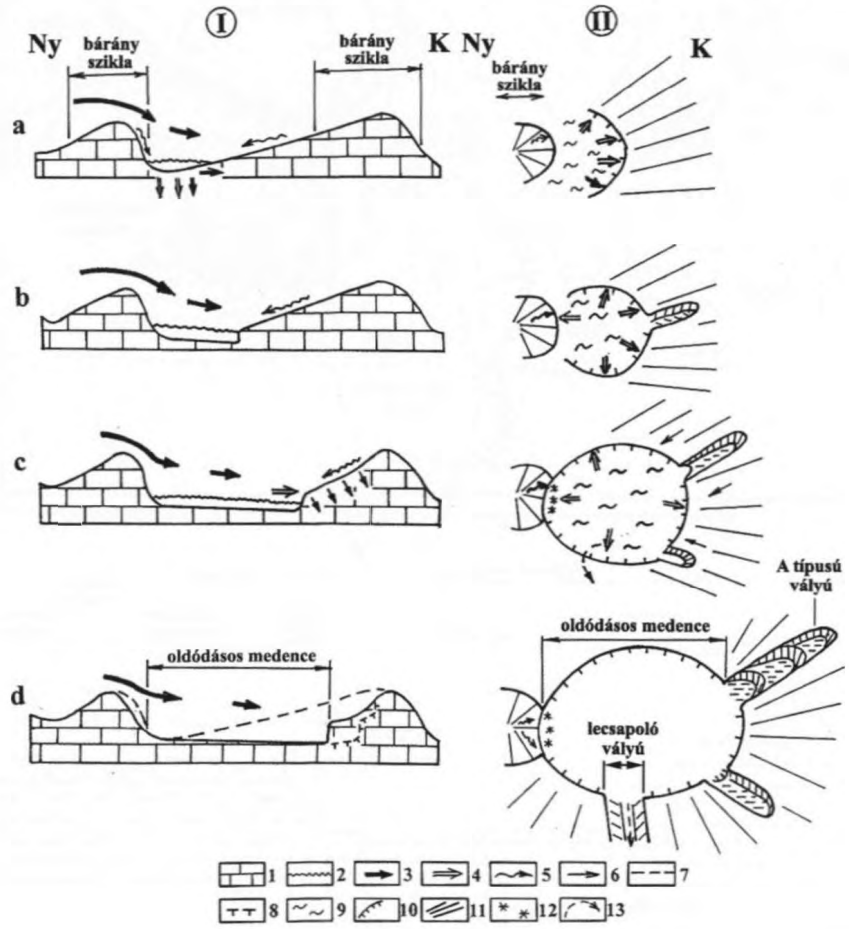
4. ábra. Oldódásos medence elvi térbeli (a) és keresztmetszeti (b) ábrája
1. márvány

4. A szél szerepe

A szél hatása a karrosodásra kétféle. Egyrészt közvetetten növeli az oldó hatást, másrészt irányítja azt.

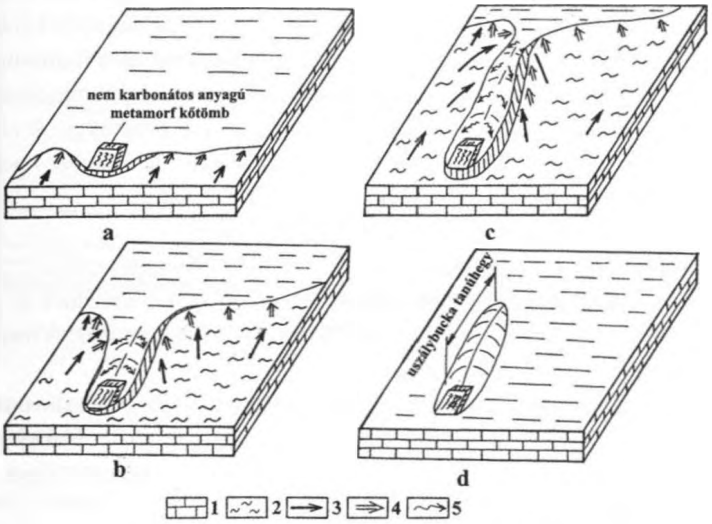
– A szél oldásnövelő szerepét az alábbiak bizonyítják:

- *BÖGLI* (1961) szerint az Alpok fedetlen felszínein az oldódási sebesség 0,015 mm/év. A szigeten 0,06 mm/év (*HOBLEA et al.* 2001). A szigeten a nagyobb lepusztulási sebesség oka a több csapadék. A csapadék-adatokból megállapítható, hogy a szigeten a csapadék mennyisége négyszerese az Alpokénak. A fenti adatokból látható, hogy az oldódás sebessége is közel négyszer nagyobb a szigeten. Ugyanakkor a sziget karros formái tízszer-ötvenszer nagyobbak lehetnek az Alpok karrformáinál. A formasűrűség azonban Alpokban nagyobb. Szelvények mentén mértük a karros formák adatait a szigeten és az Alpokban is (*VERESS et al.* 2003). A szigeten és az Alpokban mért adatainkat összehasonlítottuk. Megállapíthatjuk, hogy a falikarrok össz-szélessége a szigeten nagyobb, mint az Alpokban, Ugyanis a szigeten egy-egy falikarr szélesebb, mint az Alpokban. Mivel a szigeten a falikarrok sűrűsége kisebb, mint az Alpokban, ezért fajlagos szélesség a két hely között nem különbözik lénye-

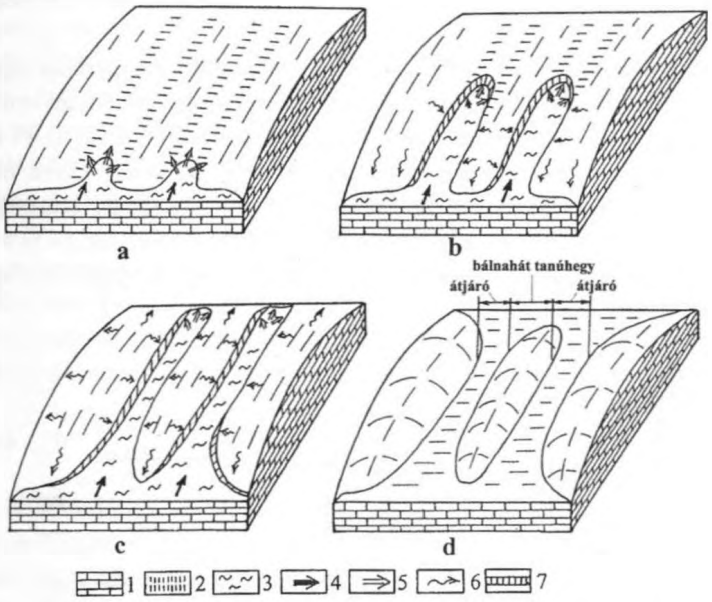


5. ábra. Oldódásos medencék kialakulása

a. a bárányszikláik között kialakuló tó vizét a Ny-i szél K-i irányba mozditja el, b. a felszín leoldódásával lépcső alakul ki, amely K-i irányba önmagával párhuzamosan hátrál, c. a lépcsőt a K-ről határoló háttérterület felülete leoldódik, az itt kialakult vályúk vize is a medencékbe kerül, d. kialakul a medence lecsapoló vályúja, keresztmetszeten (I): 1. márvány, 2. tó, 3. szél, 4. oldódás a tóban, 5. vízlepel, 6. lepelvíz alatti oldás, 7. eredeti felszín, 8. lépcsős vályú talpa, alaprajzon (II): 9. tó, 10. oldásos medence pereme, 11. háttérterület, 12. bárányszikla egykori pereme, 13. a medence túlfolyó vize



6. ábra. Uszálybucka karros tanúhegy kialakulása
a. *a keleti irányba mozgatott víz hatására felületi leoldódás kezdődik el, kivéve a kőtömb mögötti felszínt,*
b-c. *a szélárnyékos részen magaslat marad meg,* **d.** *a szélárnyékos rész elvégződésénél az oldódás a kő mögött is végbemegy, a nem leoldott felszínrészlet lefűződik,*
1. márvány, 2. tó, 3. szélirány, 4. oldódás, 5. oldódás lepelvíznél



7. ábra. Bálnahátbucka karros tanúhegy kialakulása
a. *a márvány felszínén a szél a csapadékvizet a Ny-K irányú mélyedésekben K-i irányba mozgatja, ezáltal e mélyedések mentén K-i irányba oldódik a kőzet,* **b.** *a víz dőlésiránnyal ellentétesen áramlik, miáltal a kialakuló oldódási csatorna keskeny lesz,* **c.** *a leoldódás „frontja" átharántolja a legmagasabb felszínrészt, a leoldódás a lejtőn dőlésirányban folytatódik, ezáltal a K-i irányba mozgatott víz szétáramlásával az oldódási csatorna szélesedik,*
d. *az oldódási csatorna szélesedése miatt a csatornák által közrefogott, kevésbé leoldódott felszínrészek, lefűződnek,*
1. márvány, 2. felszín nem oldódásos eredetű (pl. gleccserkarc) mélyedésének pereme, 3. tó, 4. szélirány, 5. oldódás, 6. oldódás lepelvíznél, 7. oldódási csatorna oldalfala

gesen (*I. táblázat*). A karrosodás különbségei magyarázhatók úgy, hogy a szél kevés helyre összpontosítja a vizet a szigeten. E helyeken viszont emiatt a karros formák nagyobbak lehetnek.

- A szélárnyékos lejtőkön a karrosodás kisebb (kisebb a formaméret, ill. a formasűrűség), mint a széllel szembe forduló lejtőkön. Az oldódásos medencéknek a Ny-i lejtőin mindössze néhány óriásrovátka fordul elő. A K-i lejtőkön vályúk (rinnek), fodorkarrok a jellemzőek. A vályúk mérete nagy, a fodorkarrok nagy területen, nagy sűrűségben fordulnak elő. A bálnahát buckákon karrformák (fodorkarrok) csak a Ny-i lejtőiken alakultak ki.

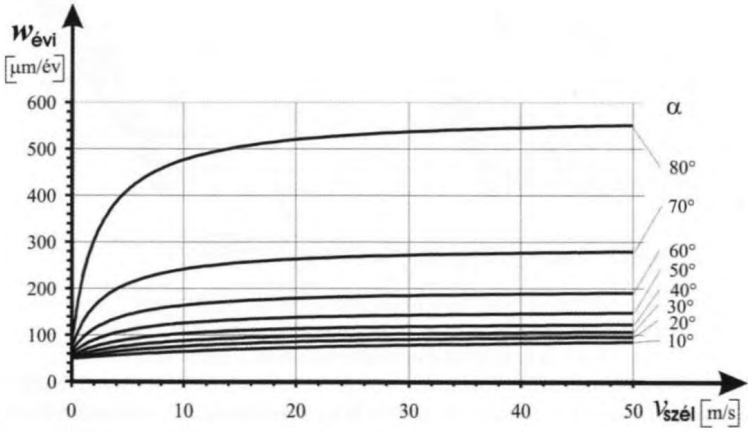
– A szél által irányított oldást az alábbiak bizonyítják:
  - A maradványformák Ny–K-i irányúak.
  - Az uszálybucka tanúhegyek a kőtömbök szélárnyékos oldalán helyezkednek el.
  - A széllel szembeforduló lejtők meredekek, a szélárnyékos lejtők lankásak. A maradványformáknak a nyugati oldala a meredekebb, a K-i lankás.
  - A maradványformák (uszálybucka tanúhegy, bálnahátbucka tanúhegy) áramvonalas alakúak.
  - Az oldódásos medencék K-i irányban fejlődnek. Mivel a medencék K-i oldallejtője meredek, az létrejöhetett aláoldódással. Ez bizonyítja az oldódás K-i szélirányba terjeszkedését.

Az oldódás irányításának a módjai az alábbiak lehetnek:

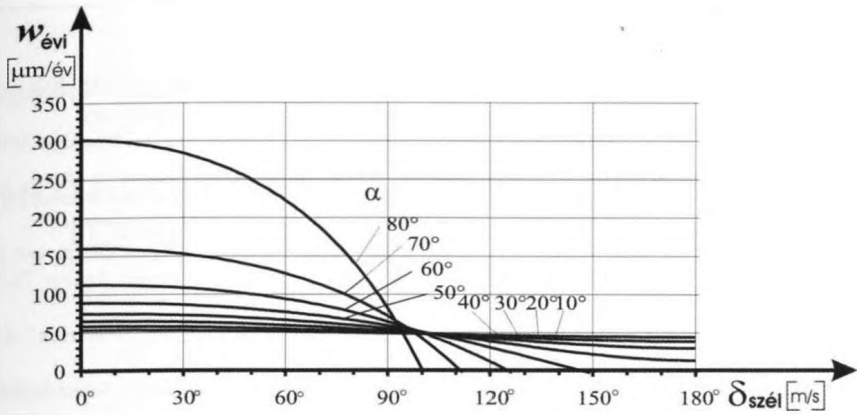
– A szél a vizet Ny-ról K-re mozgatja.
– A lepelvíz ill. a vízágak a lejtésiránnyal ellentétesen áramlanak. A vízágak ezáltal magaslatokat fognak közre.
– A víz a lejtőn tartósan ugyanazon a helyen marad, ill. torlódik. Számításaink szerint 100 km/h sebességű szél 25 mm magasságú vízoszlopot képes egyensúlyban tartani a lejtőn.
– A lepelvizet a szél vízágakra különíti. Az oldás a vízágak mentén történik.

A szélnek lepusztulást (oldódást) növelő hatása is lehet. Ez az alábbi okokra vezethető vissza (*VERESS et al.* 2006):

a) A szél vízhozam-növekedést okoz. A szél hatására az esőcseppek mozgásának egy a széllel egyező irányú komponense is lesz. Ezért a szélnek kitett lejtőkön (a szél sebességétől függően) jelentősen megnő az időegység alatt lehullott víz mennyisége. Emiatt az oldódás növekszik (*8. ábra*). Pl. egy 70°-os dőlésű lejtő lepusztulási sebessége 10 m/s szélsebesség esetén mintegy négyszer akkora, mint szélcsendben. A számítások szerint (*SZUNYOGH* 2004a, *SZUNYOGH* 2004b) a leoldódás sebessége akkor a legnagyobb, ha a szél iránya ellentétes a lejtő dőlésirányával (*9. ábra*). Ha a szél iránya és a lejtő dőlésirányának az eltérése nő, gyorsan csökken az oldódás. Akkor, ha a szél iránya megegyezik a lejtő dőlésirányával az oldódás nullára csökken.



8. ábra. A felszín süllyedési sebessége a szél sebességének függvényében ($Q_{évi}$= 2000 mm/év, t_{napi}= 10 óra/nap)
$v_{szél}$: szélsebesség, w_a: leoldódási sebesség, α: lejtőszög



9. ábra. A felszín süllyedési sebessége a szél irányának függvényében ($Q_{évi}$=2000 mm/év, t_{napi}=10 óra/nap, v_{sz}=2 m/s) $\delta_{szél}$: a szélirány és a lejtőszög eltérése, w_o: leoldódás sebessége, α: lejtőszög

b) A szél nyomásnövekedést okoz. *JENNINGS* (1985) szerint a parti zónában az oldódást a nyomásnövekedés okozza. Ugyanis hullámtörésnél légköri CO_2 kerül a vízbe. A szél nagyobb nyomása miatt légköri CO_2 lép be a vízbe, mivel nő a légköri CO_2 parciális nyomása. Számításaink szerint, pl. 100 km/h szélsebességnél az oldóképesség 0,18 mg/l-el nő a víz lamináris áramlásánál. Az eső- és hócseppek becsapódása miatt szintén nyomásnövekedés történhet. Emiatt további CO_2 lép be a vízbe a levegőből, továbbá a vízben lévő buborékokból. Számításaink szerint 50 km/h szélsebességnél a vízben emiatt 130%-os lesz a nyomásnövekedés. Ezért az oldóképesség lamináris áramlásnál 1,3-szorosára nő.

c) A szél növeli az áramlási sebességet, amely turbulens áramlást okoz.

- A turbulens áramlás megnöveli az oldóhatást. Turbulens áramlásnál örvényléses diffúzió jön létre. Örvényléses diffúziónál a diffúziós koefficiens 10^{-4}-szer nagyobb, mint molekuláris diffúziónál a kőzet és az áramló víz között (*DREYBRODT* 1988).
- Az örvénylés miatt további légköri CO_2 kerülhet a vízbe (*VINCENT* 1983).

d) A szél egyéb oldást növelő hatásai a következők lehetnek:

- A szél porlasztja a vizet. Ezért nő a víznek a felülete. Emiatt több levegő kerülhet a vízbe.
- Számításaink szerint a sziget márvány felszínein nem mindig alakul ki határréteg. Akkor nem alakul ki, ha a határréteg vastagságánál a vízfilm vastagsága kisebb lesz. Az iontranszport során a kőzetről a határrétegbe, majd a határrétegből az áramló oldószerbe szállítódnak a Ca-ionok. Miután az oldódásban az iontranszport a legkisebb sebességű, határréteg hiányában az oldódás akadálytalanabbul végbemehet.
- A szél a különböző keménységű vizeket összekeverheti. Ezáltal keveredési korrózió történhet.

5. Következtetések

A szél hatására olyan formák is kialakulnak, amelyeket eddig csak a francia kutatók írtak le (az oldódásos medencék, a fodorkarrok és a különböző maradványformák). Valószínűleg a szél hat a lépcsős vályúk és a falikarrok kialakulására is. Szélhatástól függetlenül képződnek a meanderkarrok és az óriásrovátkák, a kürtők, a hasadékkarrok és a karrasztalok. A karros formák irányát, elrendeződését, alakját, méretét az uralkodó szél nagymértékben meghatározza. Ezért a karrformák gyakran szélirányúak, áramvonalasak, aszimmetrikus keresztmetszetűek. A szélhatás miatt a nagyobb karros formáknak a szélárnyékos és szélfelőli oldalán a karros formakincse különbözik.

A szigeten az intenzív, állandó szél hatására a karros formák mérete nagyobb, mint az a csapadék mennyisége alapján várható. A szél növeli az oldódás mértékét a széllel szembeforduló lejtőkön. A szél a felszíni vizeket mozgatva, az oldást bizonyos sávokba és Ny–K-i irányba összpontosítja.

IRODALOM

BÖGLI, A. (1961): *Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie* – Zeit. F. Geomorph. 5. p. 185–193.

DREYBRODT, W. (1988): *Processes in karst Systems* – Springer – Verlag p. 288, Berlin, Heidelberg

FORSYTHE, R.–MPODOZUS, S. (1983): *Geologia del basamento pre-jurasico superior en el archipelago Madre de Dios*, Magallanes, Chile-Servicio National de Geologia y Mineria, Chile, Bol., 39 63 p.

HOBLÉA, F.–JAILLET, S.–MARIE, R. (2001): *Erosion et ruissellement sur karst nu en context subpolaire océahiguli lesiles calcaires de Patagonie* – Karstologia, 33, 2 p. 13–18.

JAILLET, S.–HOBLÉA, F. ET TOUTE L'ÉPIQUIPE ULTIMA PATAGONIA (2000): *Une morphologie origanele liée au vent: Les „fusées" au crêtes édiennes de Lapiaz' de l'Le Madre de Dios Actes de la 10e Denconte d'Octobre* – Paris p. 73–76.

JENNINGS, J. N. (1985): *Karst geomorphology* – Basil Blackwell, p. 293, New York

MAIRE, R.–L'ÉQUIPE ULTIMA ESPERANZA–PERNETTE, J. F.–FAGE, L. H. (1999): *Les „glaciers de marble" de Patagonie, Chili* – Un karst subpolaire océanigue de la zone australe – Karstologi 33, p. 25–44.

SZUNYOGH G. (2004a): *Talajnélküli mészkőfelszínek leoldódási idejének elméleti vizsgálata* – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely p. 34–51.

SZUNYOGH G. (2004b): *Theoretical investigation of the duration of karstic denudation on bare, sloping limestone surface* – Acta carsologica. (megj. alatt)

TRUDGILL, S. T. (1985): *Limestone geomorphology* – Longman, p. 194, New York

VERESS M. (2003): *Adalékok a homokkő anyagú kőtengerek (Káli-medence) pszeudokarrjainak morfogenetikájához* – A Bakonyi Természettud. Múzeum Közleményei 20. p. 7–46.

VERESS M. (2004a): *Különböző kőzetek karrformái és pusztulása karrosodással* – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 141–156.

VERESS M. (2004b): *Meanderkarren* – Karren Features Book (szerk.: T. Slabe-A. Ginés, megj. alatt)

VERESS, M.–SZUNYOGH, G.–ZENTAI, Z.–TÓTH, G.–CZÖPEK, I. (2006): *The effect of the wind on karren formation on the Island of Diego de Almagro (Chile)* – Zeitschrift f. Geomorphologie, 50. 4. p. 425–445.

VERESS M.–ZENTAI Z.–TÓTH G.–CZÖPEK I. (2003): *Karsztos felszínfejlődési típusok Diego de Almagro szigetén (Chile)* – Karsztfejlődés VIII. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, p. 213–229. Szombathely

VERESS M.–TÓTH G.–CZÖPEK I. (2003): *Falikarrok morfogenetikája dachsteini példák alapján* – Karsztfejlődés VIII. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 197–212.

VERESS M.–TÓTH G. (2004): *Types of meandering karren* – Zeits. f. Geomorph. 48. p. 53–57.

VINCENT, P. (1983): *The morphology and morphometry of some arctic Trittkarren* – Zeit. f. Geomorph. 27 p. 205–222.

ZAMORA, E.–SANTANA, A. (1979): *Caracteristicas climaticas de la costa occidental de la Patagonia entre las latitudes 46°40' y 56°30' s* – Anales Inst. Patagonia, 10. p. 109–154.

THE EFFECT OF THE WIND ON KARREN FORMATION AND THE DEVELOPMENT OF KARREN FORMS ON THE ISLAND OF DIEGO DE ALMAGRO

We present and investigate the karren forms of the Island of Diego de Almagro. We mapped the bigger karren forms and we measured the density and the size of the smaller forms. We analysed the connection between the karren formation and the effect of the wind by using the morphological data. Because of the wind such karren forms developed on the island, which do not occur on the Earth elsewhere. (For example there are „ripple karren". These are steps with 1–2 cm width and height occurring on each other on a slope in several decimetres' length.) The direction of some karren forms is or can be the same as that of the wind and they become streamlined. Other forms can be (for example dissolutional basins) asymmetrical and these are very extensive. We present varieties of wind effect at karren formation. We analyse the role of these effects in the increasing of the dissolution, and in control of dissolution.