

Veress Márton

A KARRFORMÁK I.¹

ÖSSZEFOGLALÁS

Irodalmi és saját kutatási eredményeinket felhasználva mutatjuk be a karrokat. E formákat képződési környezetük szerint csoportosítjuk. Áttekintjük a különböző képződési környezetek karros formáit, a formák és a változatok kialakulását, a kialakulásukban szerepet játszó tényezőket. Képződési környezetük szerint a karrok kialakulhatnak fedetlen sziklafelszíneken (rillenkarr, rinnenkarr, meanderkarr, saroknyomkarr, fodor és scallops, hasadékkarr, madáritató, kürtő, réteghézagkarr, rétegfekarr, gyűszükarr, karrüreg, kúpkarr, karrasztal) talaj alatt (geológiai orgona, gyökérrkarr, hasadékkarr, madáritató, kürtő), trópusokon („tsingy”, „köerdő karr”, „solution notches”, „swamp plots”), tenger- és tópartokon és barlangokban. Elsősorban a fedetlen sziklafelszín karrformáit jellemezzük. Külön fejezetekben foglalkozunk a karregyüttesekkel, a para- és pszeudokarrokkal és a magyarországi karrokkal.

1. A KARR FOGALMA

Célunk, hogy áttekintő rendszerezését adjuk a karroknak. Bemutatjuk a különböző kőzeteken létrejött karrformákat (továbbá karrforma-változatokat), karregyütteseket és ezek jellemzőit (alak, méret, kialakulás).

A karr elnevezés az Alpokban használatos német edény szóból ered (ECKERT, M. 1898). A karrokat többnyire mint felszíni oldásos mikroformákat határozzák meg (BÖGLI, A. 1976, VERESS M. 1992). Ez azonban csak részben helytálló, mert ismeretese karrüregek vagy barlangi karrok is (igaz, ez utóbbiakat nem mindenki tekinti karroknak). Azért sem helytálló a fenti meghatározás, mert a karrok méretüket tekintve esetenként meghaladják a mérsékeltövi mezokarsztformák méretét is (pl. köerdőkarr). Hasonlóképpen igen nagy méretűek – magashegységi megfelelőiknél nagyságrenddel nagyobbak – lehetnek az igen csapadékos éghajlatú területek karrjai. Így pl. a patagóniai szigetvilág márványból felépült térszíneinek karrjait megakarrokként írják le, ahol az évi csapadék a 8000 mm-t is meghaladja (MAIRE, R. et al, 1999).

A karrformák a Föld különböző karszterületein igen elterjedtek. Gyakoriságukat, méretüket, a karrosodott területek nagyságát tekintve azonban a magashegységi és a trópusi karszterületeken tekinthetők a meghatározónak.

Karrokat elsőként FAVRE A. (1867), majd ECKERT, M. (1898) írt le. Híres kísérletét azonban SACHS J. (1865) már a XIX. század hatvanas éveiben elvégzi, amelyben laboratóriumi körülmények mellett hoz létre karros felszínt. ECKERT, M. (1898) már elkülönített pl. rinnenkarrokat, de foglalkozott a formák kialakulásával, a növényzet szerepével is. Így szerinte a talaj alatt a mésző azért sima, mert a szerves savak oldó hatására a kőzet felülete simára oldódik. Ezt követően még a XIX. században, ill. a XX. század elején több, karrokkal foglalkozó munka is megjelent (CHAIX, É. 1894, 1905). Hosszú évtizedeken keresztül a karros kutatások fő irányát a formák osztályozása jelentette. E tekintetben kiemelkedő CVIJIĆ, J. (1924) és különösen BÖGLI A. (1951, 1960, 1976, 1980) munkássága. A közelmúlt karros irodalmából nagy jelentőségű két konferenciakötet (ezeket PETERSON, K.–SWEETING, M. M., illetve FORNOS, J. J.–GINÈS A. szerkesztették, amelyek 1983-ban ill. 1996-ban jelentek meg, és több olyan tanulmányt is tartalmaznak, amelyekre alább hivatkozunk), valamint öt olyan mű (BÖGLI, A. 1980, TRUDGILL, S. T. 1985, JENNINGS, J. N. 1985, WHITE, B. W. 1988, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989), amelyek ugyan a karsztosodás egészével foglalkoznak, de a karrosodást is alaposan elemzik.

¹ A T026583 sz. OTKA támogatásával készült

A hazai kutatók közül elsőként *CHOLNOKY J.* (1916) tér ki a karrosodásra, de csak annyiban, amennyiben e jelenséget kivonja a karsztos jelenségek sorából. A karrosodás első hazai ismertetése – magyarországi példákon – *LEÉL-ŐSSY S.*-től (1952) származik, azonban még utóbbi szerző is a karrosodást a karsztosodásnak „csak másodlagos kísérőjelensége”-ként írja le. *VENKOVITS I.* (1959) karsztos nevezékτανάba bevon néhány karrosodással kapcsolatos fogalmat, amelyet előző szerzőtől vesz át. *JAKUCS P.* (1956) a növényzetnek a karrosodásra gyakorolt hatását elemzi. *JAKUCS L.* (1971) a talaj alatti karrosodással, illetve a talajlepusztulásnak a karrosodásra gyakorolt hatásával, valamint a karrosodásnak és a kéregszerkezetnek a kapcsolatával foglalkozik. A növényzetnek a karrosodásra gyakorolt hatásaként ír le az Aggteleki-hegységéből gyökérkarokat (*JAKUCS L.* 1977). *BALÁZS D.* (1990) a karrformák és a karregyüttesek áttekintő rendszerezését adja irodalmi adatok és terepi megfigyeléseinek a felhasználásával. Végül megemlítendő, hogy a „*Karsztfelődés*” kiadványsorozat I., II. és IV. kötete kizárólagosan, a III. és V.–X. kötete részlegesen a karrosodással (ezen belül is a magashegységi karrosodással) foglalkozik.

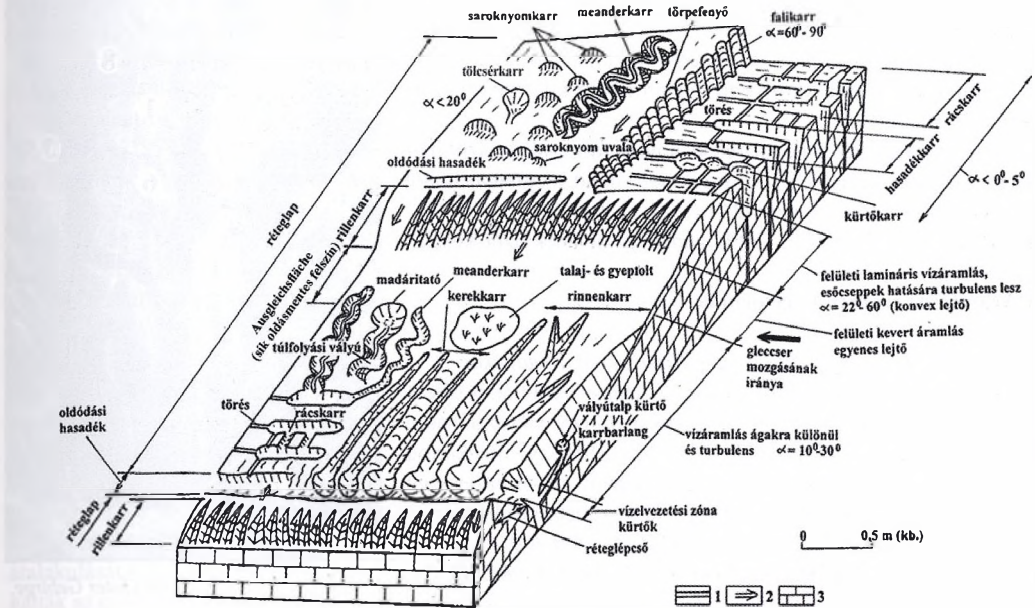
2. KARRFELSZÍNEK

A karrosodó felszín leírására két mód kínálkozik. Az egyik a formák egyedenkénti (ekkor formák szerinti jellemzés történik), a másik a formák együttesének (ez utóbbi tájképi megragadása a karnak) a leírása. Az előbbi esetben elmarad az összhatás, továbbá bizonyos alakzatok kimaradnak, mert egyetlen csoportosításba sem fér bele minden forma, a második esetben nincs mód az alakzatok elkülönítésére. A csoportosítás az alábbi szempontok figyelembevételével történhet:

- A karros formák tulajdonságai szerint: így alak, méret, genetika és kialakulási kor figyelembevételével (pl. lehetnek recens aktív, nem aktív karrok és paleokarrok).
- A kőzet fedettsége szerint (teljesen-, részlegesen fedett, vagy fedetlen), továbbá a fedő üledék vastagsága és minősége (van-e talaj, és ha igen, milyen típusú), a nemkarsztos kőzet és azon kialakult növényzet mennyisége és minősége alapján.
- A karros formák milyen alakzatokon fejlődnek ki. Így pl. felszíni formán vagy barlangban (a barlangok egyúttal egy képződési környezetet is képeznek) is létrejöhetnek. A felszíni formák (ezek recens vagy már fosszilis formák) karrformái, nem jég által formált (pl. felszíni karsztos formák), vagy jég által alakított felszínen (utóbbi esetben sziklamedencés, bányasziklás vagy réteglépcsős felszínen) is előfordulhatnak.
- A karros formák környezete alapján, miután a karrok kialakulhatnak szárazföldi környezetben (magashegységben, középhegységben, különböző éghajlaton, mint pl. mérsékelt és mediterrán, ill. trópusi éghajlaton), parti környezetben (utóbbi esetben lehetnek szingenetikusak vagy posztgenetikusak).
- A karros formák alapkőzetük anyaga szerint kialakulhatnak mészkövön, márványon, dolomiton, kősön, gipszen, homokkövön, grániton, bazalton, mésztartalmú metamorf kőzeten.

3. KARRFORMÁK

Csoportosításukat, amely a mai napig is lényegében használatos, *BÖGLI, A.* (1960, 1976) végezte el. Munkáiban lényegében három elvet követett: milyenek a borítottsági viszonyok (fedett, félig fedett és fedetlen térszín karrjai), milyenek a formák (pl. rillenkar, rinnenkar stb.), valamint e formák kombinálódásával milyen formaegyüttesek („*Flachkarren*”, „*Schichttreppenkarst*” stb.) képződnek. A karokat csoportosítják újabban felülnézeti alak és kialakulás szerint (*FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W.* 1989). Alak szerint pl. elkülönítenek felülnézeten körkörös és vonalas formákat. Kialakulás szerint a kialakító oldat (víz) áramlási viszonyainak a figyelembevételével háromféle módon jöhetnek létre a karrok. A fedetlen felszín karrformái – mint a rillenkarok, a rinnenkarok, a meanderkarok, a saroknyomkarok és a fodrok – áramló víz által képződnek. Más karrformák – mint pl. a hasadékkarok, a madáritatók – a kőzetbe beszivárgó víz hatására vagy egyéb módon (esőcseppek által vagy fedetlen felszín maradványformái) jönnek létre. A szivárgásos eredetű karrformák létrejöhetnek fedetlen térszíneken, de talajelborítás alatt is. Hasonlóképpen az egyéb kialakulású karrformák – a gyűszűkarok és a karrasztalok kivételével – ugyan csak létrejöhetnek talajelborításos felszíneken is. Hangsúlyozni szeretnénk, hogy talaj alatt kizárólag vízelvezetés során képződő karrformák alakulhatnak ki, hiszen talajelborítás esetén vízáramlás a talaj és a kőzet érintkezésénél nem lehetséges, csak a talaj felszínén. A főbb karrformákat és jellemzőiket az 1. ábra szemlélteti.



1. ábra. Gleccser által formált felszínek főbb karrformái

1. törés, 2. felszín dölése, 3. mészkő

Fig. 1. Main karren forms of the surfaces, which are truncated by glacier

1. joint, 2. dip of surface, 3. limestone

A karrokat – figyelembe véve a fenti csoportosítási elveket is – képződési környezet szerint csoportosítjuk. A karrosodás azonális környezetet a fedetlen sziklafelszínek, a talaj alatti felszínek, a tenger- és tópartok, a barlangok. Zonális környezetben képződnek a különböző klímaövek karrjai. Ez utóbbiak közül a trópusi öv karrjaira térünk ki, miután az itt fellelhető formák egy része csak a trópusi karsztokra jellemző. Bemutatjuk a nem karbonátos kőzeteken kialakult karrokat is (a kőzetminőség ugyancsak tekinthető egy sajátos képződési környezetnek). Végül röviden áttekintjük a hazai karrokat is.

3.1. Fedetlen felszínek karrformái

Az irodalmi adatok, de saját megfigyeléseink szerint is a legelterjedtebb karrosodás és a legmarkánsabb formakincs a fedetlen térszíneket jellemzi. E környezet karrjai főleg a sok csapadékú magashegységek karbonátos felszínén (főleg mészkő és márvány) fejlődnek ki. A magashegységekben, különösen az ún. törpefenyő övében, gyakoriak a talajfoltok. A talajfoltokról származó és a fedetlen térszínre jutó víz a fedetlen térszín karrosodásában fontos szerepet játszik. Hasonlóképpen meghatározó a csapadék mennyisége is, amely e zóna területén több ezer mm is lehet évente. Ez a felszín típus a Föld különböző klímáin különböző magasságokban fejlődik ki. A mérsékelt övben – elsősorban e klímaövek hegységeinek karrosodását mutatjuk be – mintegy 1800–2200 m között jellegzetes.

A magashegységi karrok rendszerint (de gyakran a középhegységek is, pl. a Brit-szigeteken) jég által formált felszíneken képződnek. A gleccservölgyek talpán és oldallejtőin réteglépcsős és báránysziklás felszínek alakultak ki. Réteglépcsők képződtek a jég által pusztított felszínen, ha a hajdani gleccser iránya és a rétegdőlés iránya között jelentős eltérés volt. Ilyenkor a felszín réteglapok (vagy részben réteglapok) mentén kisebb dőlésű és rétegflejek mentén kialakult nagyobb dőlésű felszínrészletek sorozatára tagolódik (1. kép, VERESS M. 2000a).

E formák kialakulása több hatásra vezethető vissza, amelyek az alábbiak:

- Az áramlási viszonyok megváltozása (ld. alább).
- A talajból felvett CO₂-ből keletkezett szénsav, ami keletkezhet helyben, amikor a szénsav a kőzetet fedő talajból származik, ill. szállítódik, ha az a karrosodó térszín feletti talajfoltból származik.
- A hóból azáltal, hogy a hóval fedett növényfolt csak disszimilálni képes. A keletkezett CO₂ a megolvadó, majd megfagyó hóból nem képes a levegőbe távozni (MARIKO, S.–BEKKU, L.–ZUPAN-CIS, M. 1989, KÖRNER, C. 1999), hanem az olvadékvízbe kerül.

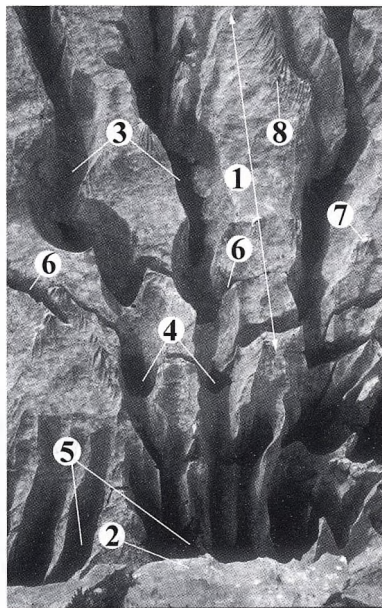
3.1.1 Áramlásos eredetű karrformák

Rillenkar (*Kannelierungen, Riefelung, Firstkarren, rovátkakarr*)

Korai leírások a rinnenkarrok egy változatának tartották a rillenkarokat (ECKERT, M. 1898), ill. a rillenkarrok egy változatának a rinnenkarokat (LOUIS, H. 1968, WAGNER, G. 1950). A rillenkarrok lejtőirányba kifejldött néhány dm hosszú, néhány cm-es szélességű és mélységű, többnyire parabola-, esetleg V-keresztmetszetű, kisméretű vályúk (SWEETING, M. M. 1972, PERNA, G.–SAURO, U. 1978, BÖGLI, A. 1960, 1976, 1980, JENNINGS, J. N. 1985, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989), amelyek a lejtők felső peremétől indulva fokozatosan kiékelődnek (1. kép). A rillenkarrok nagy gyakorisággal fejlődnek ki, köztük éles, csipkés gerincek maradnak vissza az eredeti térszínből. Elterjedésük igen széleskörű: a Földön mindazon környezetben kifejlődhetnek, ahol a mészkő karstosodása végbemehet. Kifejlődnek azonban más kőzeteken is, mint pl. kőszén, gipszen (ld. alább). Rillenkarokat írtak le pl. Ausztriából (ECKERT, M. 1902), Svájcban (BÖGLI, A. 1951), Ausztráliából (LUNDBERG J. 1976), Sarawakról (OSMASTON, H. 1980). A rillenkarrok már akkor is kialakulnak a sziklalejtők felső pereménél, ha azok kiterjedése néhány méter. Emiatt, bár többnyire lokális elterjedésűek, igen változatos geomorfológiai környezetben fejlődhetnek ki. Például sziklatömbök oldalán, gleccservölgyek sziklalejtőin, karrformákat határoló lejtőkön. HASERODT, K. (1965) pl. hasadékkarrok oldalfalairól ír le rillenkarokat.

A rillenkarrok önálló csoportját képezik a *mikrorillek*, amelyek 1 mm-es szélességűek, keresztmetszetben gömbölydedek, félkörösek, hosszuk néhány cm (FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989). A törmelékdarabokon előforduló változataik a „*Rillenstein*”-ek (LAUDERMILK, J. D.–WOODFORD, A. O. 1932). A rillek kanyaroghatnak vagy szétágazhatnak, meredekebb lejtőkön azonban egyenes lefutásúak. BÖGLI, A. (1976) elkülönít „*Grossrillen*”-t, amelyek nagyobb méretű rillek. GINÉS, A. (1996a) a rillenkaroknak szélesség szerint két változatát – a határ 2 cm – is elkülöníti.

Igen alaposan vizsgálták a rillenkarrok hosszát. Ezen jellemzőjük BÖGLI A. (1980) szerint a lejtő szögétől, a csapadék mennyiségétől, valamint a hőmérséklettől függ, míg GINÉS, A. (1996a) szerint Mallorcán a tengerszint feletti magasságtól. Így a tengerszint közelében mintegy 50 cm-es, 1000 m-en már csak 10 cm-es hosszúságúak. A különböző karstterületeken a rillenkarrok hosszúsága igen változó, bár SWEETING, M. M. (1972) szerint általában 50 cm-nél rövidebbek. Olaszországban a Val Lagarinán 10–50 cm (SAURO, U. 1973a), a Himalájában 50–200 cm közötti (MAZARI, R. K. 1988), míg a mediterrán területeken 100 cm körüli a hosszúságuk (GINÉS, A. 1996a). Hosszúságuk ugyanabban a hegységben is eltérő lehet. Így pl. HEINEMANN, U. et al. (1977) szerint az Alpok déli kitétségű lejtőin a rillenkarrok hosszabbak, mint a hegység északi kitétségű lejtőin. GLEW, J. R.–FORD, D. C. (1980) gipszen végzett esőzetési kísérlete szerint a rillek



1. kép. Réteglépcsős felszín (Totes Gebirge, Ausztria)

- 1. réteglap, 2. réteglépcső, 3. rinnen (vályú),
 - 4. vályútalp kürtő, 5. vályúvég kürtő,
 - 6. hasadék, 7. kúpkar, 8. rillkar
- Picture 1. Cuesta surface (Totes Gebirge, Austria)
- 1. bedding surface, 2. cuesta,
 - 3. rinnenkarren, 4. trough-bottom pits,
 - 5. trough- end pits, 6. grike, 7. Spitzkarren,
 - 8. Rillenkarren

hossza és a lejtőszög között 60°-ig szoros kapcsolat mutatható ki: a dőlésszög növekedésével nő a hosszuk. Szélességük átlagosan 1,2–2,1 cm közötti (GINÉS, A. 1996a), bár ezen mérettartománytól is lehetnek eltérések, így pl. 4 cm-es szélességű rilleket is megfigyeltek már (GIL, M. W. 1989). Mélységük átlagosan 2–8 cm között szóródik, de Mallorcai pl. a tengerszint feletti magasság növekedésével csökkennek következnek be (GINÉS, A. 1996a). A mallorcai rillek méreteire MOTTERSHEAD, D. N. (1996) is hasonló értékeket kapott. Utóbbi szerző keresztmetszetük területét is mérte. Leggyakoribbak a 20–60 mm² keresztmetszet-területű rillek.

A rillenkarrok és a rinnenkarrok a lejtőn övezetes elrendeződésűek (BÖGLI, A. 1960, 1961, 1976, LUNDBERG, J. A. 1977, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989). Felül rillenkarrok, alul rinnenkarrok, amelyeket sík, oldódásmentes felszín („Ausgleichsfläche”-k) különítenek el (BÖGLI, A. 1960, 1976, LUNDBERG, J. A. 1977, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989).

LEHMANN O. (1927) és BÖGLI, A. (1961) a rillenkarrok kialakulását a lejtőn lefolyó lepelvíz oldó hatásával magyarázza (fokozatos kiékelődésük a víz telítődésére vezethető vissza). GLEW, J. R.–FORD, D. C. (1980) kialakulásukat az esőcseppeknek a felületi vízfolyásban kiváltott időszakos turbulenciájával magyarázzák. A rillenkar kialakulása kis vastagságú vízoszlopnál kell hogy történjen, miután a lejtők felső szegélyén képződnek. E helyeken a vízfolyás a lejtőn – mint említettük – felületi, és nem különül részekre. A közetten egységesen kifejlődött, ill. annak az el nem mozduló határreteg gyorsan telítődik, ezért oldás csak akkor lehetséges, ha a határreteg a turbulens áramlás során „összetöredezik”, ezáltal a közethez telítetlen víz kerül (CURL, R. L. 1966, FORD, D. C. 1980, TRUDGILL, S. T. 1985). HORTON, R. E. (1945) szerint a lejtő felső, domború részén ugyanolyan vízhozamnál a vízáramlás gyorsabb (így a lefolyó víz vastagsága kisebb), mint a lejtő alsó, homorú részén, ami azt eredményezi, hogy előző szakaszon az áramlás lamináris (miután kisebb vízvastagságnál turbulens áramlás kevésbé alakulhat ki), alsó részén turbulens. Ezért a lepelvíznek laminárisból turbulensbe átalakulását valamilyen, alább bemutatásra kerülő külső hatás okozza. WOO, R. C.–BRATER, E. F. (1962) vizsgálták az eső hatását a lejtőn lefolyó csapadékvíz áramlási viszonyaira. Azt tapasztalták, hogy esőztetés hatására megváltoznak az áramlási viszonyok és azok térbeli eloszlása. GLEW, J. R.–FORD, D. C. (1980) szerint – mint fentebb említettük – a lejtő felső részén a turbulens áramlás (és így oldódást) az esőcseppek becsapódása okozza. Egy bizonyos távolságon túl azonban, vagy nagyobb csapadékmennyiségnél (GLEW, J. R.–FORD, D. C. 1980) szerint 35–45 mm/óránál nagyobb intenzitású esőzésnél) a lejtőn áramló víz vastagsága akkora (0,15 mm), hogy a becsapódó esőcseppek már nem képesek örvénylést előidézni. Ezért a rillek képződése időszakosan történik, ill. a lejtő peremétől tekintve egy bizonyos távolságon túl már egyáltalán nem megy végbe. Tehát a vízbevonat vastagságának a növekedése kellő magyarázatul szolgál kiékelődésükhöz. Azt a jelenséget, amely a rillenkarrok képződését kiváltja, szegélyhatásnak nevezik (SMITH, J. F.–ALBRITTON, C. C. 1941, HOFFMEISTER, J. E.–LADD, L. S. 1945). Miután a szegélyeken a rillenkarrok ismételtén újraképződnek e zónában, a lepusztulás intenzívebb lesz, ez az alattuk elhelyezkedő „Ausgleichsfläche” kiterjedését eredményezi. MOTTERSHEAD, D. N. (1996) mallorcai vizsgálati szerint a rillenkarrok mélyülése ott lesz a legintenzívebb, ahol a lejtőszög nagymértékben lecsökken. Ez kedvezhet az „Ausgleichsfläche”-felszín kiterjedésének és a saroknyomok kialakulásának (ld. alább). Itt jegyezzük meg, hogy a rillenkarrok kialakulási előfeltételének tekintik a biogén eredetű korróziót, amely fellazítja a közet szövetét (FIOL, L. et al. 1996), elősegítve a fentebb leírt turbulenciát és így az oldódást.

Jellegzetes, parabola-keresztmetszetüket GLEW, J. R.–FORD, D. C. (1980) úgy magyarázza, hogy az elválasztó gerincekre hullott esőcseppek a mélyedések tengelyének irányába mozogva itt gerjesztik a legnagyobb oldódást.

A mikrorillek kialakulását TRUDGILL, S. T. (1985) a felszínen lefolyó vízáramlással magyarázza, míg mások szerint a közet felületén végbemenő párolgás nyomán bekövetkező kapilláris vízszivárgás és az ehhez kapcsolódó oldás hatására alakulnak ki (LAUDERMILK, J. D.–WOODFORD, A. O. 1932, FORD, D. C.–LUNDBERG, J. A. 1987).

Rinnenkarr (Rinnenkarren, runnel, barázdakarr, vályúkarr, vályú)

Több dm-es szélességű és mélységű, valamint többször 10 m-es hosszúságú, lejtésirányban kifejlődött, nem kiékelődő, általában lefolyástalan, nagyméretű vályúk együttese (1, 2. képek, ECKERT, M. 1898, BÖGLI, A. 1976, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989). WAGNER, G. (1950) szerint 30–90°-os lejtőkön képződnek. E lejtőszög-tartomány előfordulásukra azonban téves. Függőleges vagy közel függőleges felületeken már

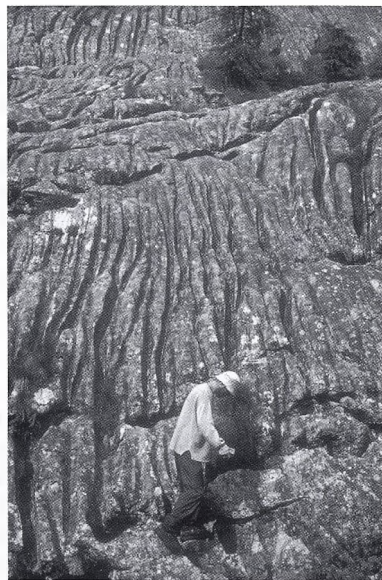
falikarrok képződnek. *HASERODT, K.* (1965) szerint az Alpokban 480–2300 méteres magasságok között fordulnak elő. E tartomány alsó részén azonban a rundkarrok a jellemzőek (ld. alább). Meredekebb lejtőkön e formák egymással párhuzamosan sorakoznak, míg lankásabb lejtőkön kisebb vályúk, vagy fő- és mellékvályúk összekapcsolódásával jönnek létre.

Számos változatuk különíthető el. Morfogenetikai csoportosításuk nehéz és még nem teljesen megoldott. Így elkülöníthetők magányos, nagy vályúk (*VERESS M.* 1995), amelyek szélessége és mélysége akár méteres is lehet. *BÖGLI, A.* (1976) a rinnenkarrok (ezeket az angolszász szerzők gyakran runneleknek nevezik) között elkülönít olyanokat, amelyek között a felszín sík, valamint olyanokat, amelyek között a felszín lekerekített (kerek-karr, „*Rundkarren*”, „*rounded solution runnel*”). A rundkarrok kialakulását talaj alatti oldódással magyarázzák (*BÖGLI, A.* 1976, *JENNINGS, J. N.* 1985, *SWEETING, M. M.* 1955). Számos kutató azonban (*BÖGLI, A.* 1960, *HASERODT, K.* 1965, *LOUIS, H.* 1968, *WAGNER, G.* 1950) felvette, hogy a rundkarrok rinnenkarrok továbbfejlődése során alakultak ki. Ezt bizonyítja, hogy hasonlóan a rinnenkarrokhoz, irányuk megegyezik a hordozó lejtő dőlésirányával. A glaciálisok idején a fedetlen sziklafelszíneken rinnenkarrok képződtek. E karrok a holocénben a jég visszahúzóódását követően, talajjal fedődtek el. A talaj alatti oldódás eredményeként a rinnek közti hátak lekerekítődtek. Az oldalfalak meredekre oldódtak (U-keresztmetszet), a talpakon bemélyedések képződtek („*Korrosionshohlkehlen*”, „*bag-shaped*”), a talpak lejtése lecsökkent, ill. ellenesésű részek alakultak ki (*BÖGLI, A.* 1976, *WHITE, B. W.* 1988). A rinnek a talaj alatti oldódás eredményeként aláhajló falúvá fejlődhetnek. *BÖGLI, A.* (1976) ezt a rinnenkarr-változatot nevezi „*Hohlkarren*”-nek. A rundkarrokról a talaj lepusztulhat, ilyenkor a lekerekített hátak, vagy a vályúk (részlegesen, vagy teljesen) exhumálódhatnak.

A rinnek közti hátacon barázdák („*futes*”) és kisebb runnelek („*rain solution runnelek*”) is előfordulhatnak (*JENNINGS, J. N.* 1985). Ez utóbbi formák valószínűleg rillek.

FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. (1989) szerint a *Horton-típusú csatornák*, amelyek megfelelnek a *BÖGLI, A.* (1976) által használt rinneknek, a lejtő mentén lefelé egyre nagyobbak és összetettebbek lesznek, mivel vizet nemcsak az „*Ausgleichsfläche*”-felszínek felől kapnak, hanem peremeik felől, a hordozó lejtők alsóbb részeiről is. *GLADYSZ, K.* (1987) szerint kezdetüktől 3–5 m-re már összetett formájú (kürtök és hasadékok tagolhatják a belsejüket) és genetikájú képződmények (*összetett runnel*). *FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W.* (1989) a rinnek még további változatait is elkülönítik. Így szerintük a runnelek olyan csatornák, amelyek szélessége lefelé csökken. Vízutánpótlásuk lokális. A túlfolyási vályú („*decantation runnel*”) vízutánpótlása ugyancsak lokális, de az a felszín valamely egyenletlenségéhez kapcsolódik (pl. madáritató vagy fatörzs stb.). A túlfolyási barázdák („*decantation flut*”) egymás mellett sűrűn elhelyezkedő barázdák, közöttük keskeny elválasztó gerinccel. E formák vizüket ugyancsak a lejtő felső részéről kapják, de lepelvízből. Itt említjük meg, hogy *SAURO, U.* (1976) szerint a rinnek mindegyike madáritatóból induló túlfolyási csatorna.

BÖGLI, A. (1960) megkülönbözteti az ún. esővíz-barázdát („*Regenrinnenkarren*”) is szintén meredek lejtőkről, amely túlfolyási runnel vagy egy speciális falikarr-változat. Utóbbiaktól annyiban különbözik, hogy nem a lejtő felső pereménél kezdődik. *JENNINGS, J. N.* (1985) szerint az egymás melletti barázdák (rillek?) elpusztulásával képződnek. A rinnenkarrok között a hosszmetesz szerint elkülönítenek (*CROWTHER, J.* 1997) egyenletes aljzatúakat, lépcsőzötteket („*step rinnen*”) és változó lejtőszögű aljzatúakat („*bevel rinnen*”). A rinnek morfológiája igen változatos. Így elkülöníthetők egyszerű és összetett rinnek. Az egyszerűeket *VERESS M.* (1995) méret szerint kategorizálta: az I. típusúak több dm-es, a II. típusúak



2. kép. Rinnenkarr
(Júliai-Alpok, Szlovénia)
Picture 2. Rinnenkarren
(Julijске Alpe, Slovenia)

1–2 cm és 1 dm közötti, a III. típusúak néhány cm-es mélységűek és szélességűek. Összetett a vályú akkor, ha az I. típusúban II. vagy III. típusú, többszörösen összetett, ha az I. típusúban a II. típusú ill. az utóbbiban még a III. típusú vályú is kifejlődött (3. kép).

Függőleges vagy közel függőleges falakon (pl. aknafalakon) egymással párhuzamos félkör-keresztmetszetű barázdák, a falikarrok alakulnak ki (4. kép, BÖGLI, A. 1960). A falikarokat a német karrós irodalomban (pl. BÖGLI, A. 1960) önálló karrformának tekintik, míg az angolszász irodalomban nem, hanem úgy tűnik, a rinnenkarr egy speciális típusának (FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989). CHOPPY, J. (1996) egy keskenyebb (1–2 cm) és egy szélesebb (10 cm) változatukat különíti el. Előzőek szerint esővíz-, utóbbiak hő- és talaj hatására alakulnak ki.

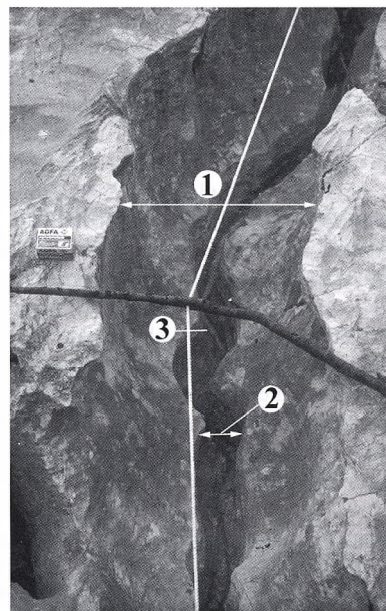
A rinnenkarrok kifejlődése önálló, elkülönülő vízáramlási sávok (vízágak) mentén történik (FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989). Teljesen tévesnek tartjuk azonban TRUDGILL S. T. (1985) állítását, miszerint ott jönnek létre fedetlen térszínen, ahol az áramlás lamináris. Méreteik alapján ugyanis az oldódásnak még hatásosabbnak kell lennie, mint a rillenkarrok esetében (amelyeknél, mint említettük, az áramlás mindössze időlegesen turbulens). Ugyancsak kétségsbe vonható PARRY, J. T. (1960) a rinnenkarrok kialakulását magyarázó elmélete. Szerinte azok nem a mai körülmények mellett, hanem a glaciálisokban alakultak ki, a bőségesen rendelkezésre álló olvadékvizek hatására. Feltételezte azt is, hogy akkor a légköri CO₂-szint a mainál magasabb volt. A mérések azonban ezt az elméletet nem igazolták. Somersat-szigetén az olvadékvizekben a CaCO₃ mennyisége átlagosan csak 60 mg/l volt (SMITH, D. I. 1969). Itt említjük meg, hogy TRUDGILL S. T. (1983) szerint a talaj alatt oldódásos bemélyedésekből fejlődnek ki a runnelek (turzásszerű formából íves forma, majd ebből runnel fejlődik).

A rillenkarrok és a rinnenkarrok fentebb kifejtett „övezetes” kifejlődésével (a lejtő felső részén rillenkarr, középen „Ausgleichsfläche”, míg az alsó részén rinnenkarr) nem lehet teljes mértékben egyetérteni az alábbiak miatt:

- a rinnenkarrok gyakran a lejtő felső szegélyéig nyúlnak vissza (igaz ez lehet utólagos, hátrálásuk miatt),
- a három zóna (fent a rillenkarros, középen az „Ausgleichsfläche”, alul a rinnenkarros zóna a lejtő mentén nem alkot önálló övet, sőt a középső hiányozhat is).



4. kép: Falikarr (Diego de Almagro-sziget, Chile)
Picture 4: Wallkarr (Island of Diego de Almagro, Chile)



3. kép: Összetett vályú (Totes Gebirge)

1. I. típusú vályú, 2. II. típusú vályú,
3. III. típusú vályú

Picture 3: Composite trough (Totes Gebirge)

1. I. type trough, 2. II. type trough,
3. III. type trough

A rinnenkarrok kialakulását véleményünk szerint az alábbi tényezők – együttesen vagy külön-külön – okozhatják.

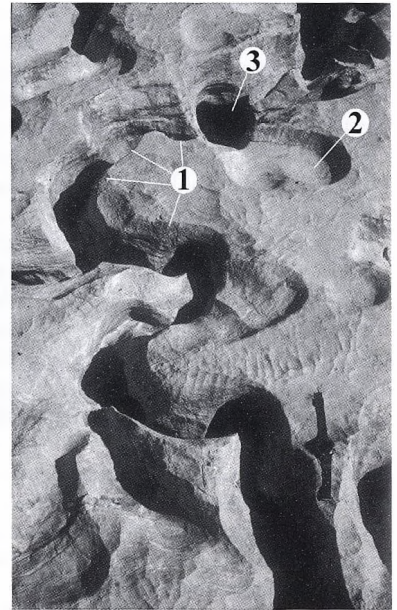
- turbulens áramlás, amelyet előidézhethet a nagyobb lejtőszög (nö az áramlási sebesség), a lejtőszög csökkenése (nö a vízvastagság), a felszín egyenetlensége,
- növény- és talajfoltok (JENNINGS, J. N. 1985, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989),
- keveredési korrózió, miután ZENTAI Z. (2000) kimutatta, hogy két összekapcsolódó vályú alatt a fővályú keresztmetszet-területe nagyobb lesz, mint a két mellékvályú keresztmetszet-területének összege (az egybekapcsolódási helyeken a vályúk vízének keveredése miatt az oldóképesség növekszik),

- a sodorvonalnak a kőzetfelülethez közlerkölése, miután a gyors vízáramlás a határretegéből elszállítja a Ca^{2+} -ionokat (DUBLJANSZKIJ J. V. 1987),
- a lejtőn lefolyó vízbe további CO_2 kerül (JENNINGS, J. N. 1985), aminek az esélyét növeli, ha a térszint hó fedi, amelyből bőségesen juthat CO_2 az olvadékvizekbe.

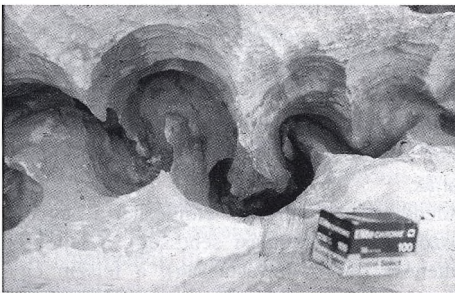
Meanderkarr

BÖGLI, A. (1976) és mások (JENNINGS, J. N. 1985, FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. 1989) a meanderkarokat, mint említettük, a rinnenkarok egy speciális, kanyargó típusaként írják le. Valószínűleg tévesen adják meg azonban néhány jellemzőjüket. Így BÖGLI, A. (1960) szerint lejtésirányba a keresztmetszetük területe csökken. E tanulmányában a meanderkarokról közölt képeken jól felismerhető a vályúk jellegzetes aszimmetrikus keresztmetszete.

A szimmetrikus keresztmetszet arra vezethető vissza, hogy a homorú vályúperem alatt az oldalfal aláhajló, míg a domború vályúperem alatt lankás (5, 6. képek). MACALUSO, T.–SAURO, U. (1996) kisméretű, ún. mikromeandereket („decantation micro-meander”) ír le, igaz nem mészkőről, hanem evaporitokról. Meg kell említenünk, hogy a különböző szerzők a meanderezés alatt más és más formát értenek. Így pl. SAURO, U. (1973b) a nem aszimmetrikus keresztmetszetű, irányváltoztató csatornát is meanderező vályúként írja le. BÖGLI, A. (1976) egy másik tanulmányában a kis méretűket, ill. azt hangsúlyozza, hogy talajfoltból kiszivárgó víz oldó hatására keletkeznek. FORD, D. C.–LUNDBERG, V. A. (1987) a kanyargós Horton típusú rinnenkarokat tekinti meanderkaroknak, míg SWEETING, M. M. (1972) a nagy vályúk belső csatornáit. Nemcsak a mészkövön, hanem egyéb kőzeteken pl. evaporitokon kialakuló csatornák is meanderezhetnek (MACALUSO, T.–SAURO, U. 1996, CALAFORRA, J. M. 1996). HUTCHINSON, D. W. (1996) a meanderkarok újabb csoportosítását adja, amely szerint elkülönít fiatal és érett típust. Az érett típuson belül megkülönböztet V-alakút („gutter”), meredek oldalút („gorge”) és meanderező típust.



5. kép. Hurok meander (Júliai-Alpok)
1. hurok, 2. saroknyom, 3. karr víznyelő
Picture 5. Looping meander (Julijske Alpe)
1. loop, 2. Trittkarren,
3. karren cavity swallet



6. kép: Roncs meander (Júliai-Alpok) a vályúperemek aláhajlóak és szinlökkel tagoltak, a csúcsoknál szoknyák láthatók

Picture 6: Meander remnants (Julijske Alpe): concave trough margins have overhanging walls which have meander scour grooves, with skirts at the peaks

Ez utóbbi olyan változat, ahol a nagy és nem meanderező csatorna belsejében egy kisebb meanderező fordul elő. Szerinte a meanderező csatornáknak két alapvető jellemzőjük van: a szinuoitás² és az aszimmetrikus keresztmetszet. Azt is megállapítja, hogy a fiatal csatornák a lejtő mentén lefelé ellaposodnak, míg az idősebbek nem és az utóbbiak szinuoitása kisebb mint a fiataloké. ZELLER J. (1967) szerint más meanderekkel összevetve (pl. folyók) a meanderkaroknál a legnagyobb a szinuoitás. Jellemzőik közt említi vándorlásukat és a fal aláhajló jellegét.

FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W. (1989) szerint a meanderkarok ott alakulnak ki, ahol a vizutánpótlás lassú, míg ZELLER J. (1967) szerint ott, ahol a víz áramlási sebessége nagy (a Froude-féle szám 1,8–20) és az áramlási sebesség meghaladja a folyók és olvadékvizek áramlási sebességét. Utóbbi szerző szerint a turbulens áramlás mellett az áramlási

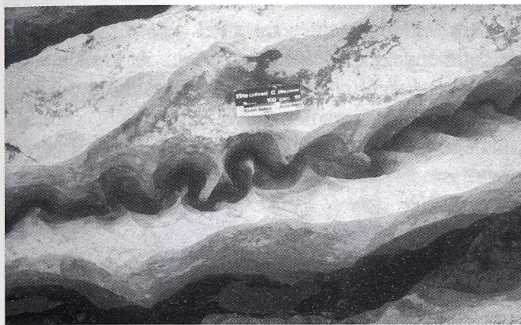
² A vályúk középvonala hosszának és a meanderöv (a kanyarulatokat két oldalról érintő görbék által közrefogott terület) tengelyhosszának hányadosa

viszonyok átalakulása (turbulens áramlás laminárisba megy át), ill. másodlagos áramlások is hozzájárulnak kialakulásukhoz. A meanderkarok kialakulását *HUTCHINSON, D. W.* (1996) a rinnenkarok előregedését kísérő természetes folyamatként írja le, míg *DAVIES, T. T.–SUTHERLAND, A. J.* (1980) szerint az áramláshoz igazodó (legkisebb ellenállású) alakzatok.

Talán a fentebb leírtakból is kiderülnek az alábbiak:

- A meanderkarokat a különböző szerzők az osztályozás során különböző csoportokba sorolják (miután az osztályozás genetikai, nyilvánvaló, hogy a keletkezésük megítélését illetően nagy a bizonytalanság).
- A meanderkarok morfológiai leírása a különböző szerzőknél hiányos és ellentmondásos, és olyan paraméterekre vonatkozik (ld. a szinuozitást), amelyek ebben az esetben nem biztos, hogy a legfontosabbak.

A meanderkarok morfológiai sajátosságai (kanyargás, aszimmetrikus keresztmetszet) *VERESS M.* (1998) szerint a sodorvonal kilendülésével (kanyargásával) magyarázható. A sodorvonal mentén a legintenzívebb az oldott anyag elszállítása és így az oldódás. Ezért a sodorvonal kanyargásából nemcsak a vályú kanyargása, hanem a meredek („alámosott”) és lankás vályúoldal is levezethető. A meanderkaroknak morfológiájuk szerint *VERESS M.–TÓTH G.* (2005) különböző típusait különíti el, így pl. hurokmeandert és roncsmeandert. Előző típusnál a vályú ténylegesen is kanyarulatot formál (5. kép), utóbbinál a vályú egyenes, de peremei íves lefutásúak. Az íveknél az oldalfal aláhajló, az ívek csúcsainál lankás (6. kép). Elkülöníthető még a kifejlődő meander, amikor a meanderezést jellemző morfológia (íves vályúperem, aszimmetrikusság) a nem meanderező vályú alsó, talpi részén fejlődik ki (7. kép).



7. kép. Kifejlődő meander (Júliai-Alpok)

Picture 7. Developing meander (Julijske Alpe)



8. kép. Saroknyomkarr (Dachstein, Ausztria):
a saroknyom sorok vályúk között fejlődtek ki

Picture 8. Trittkarren (Dachstein, Austria):
lines of Trittkarren are developed between troughs

Saroknyomkarok („Trittkarren”, „Fußtritte”, 8. kép)

Kisdőlésű, fedetlen térszinek néhány dm-es kiterjedésű lépcsős formái, amelyeken elkülöníthető az ún. sarok, a talp és az előtér (*VERESS M.–LAKOTÁR K.* 1995). A sarok felülnézetben íves lefutású, oldalnézetben meredekebb, mint az általa közrefogott kisebb dőlésű talp. A talpat a lejtőnek a dőlésirány felőli oldalán nem határolja sarok. Az előtért egyáltalán nem szegélyezi sarok és a talp folytatása. Több egymás melletti saroknyomnál kifejlődhet egy közös előtér. *VINCENT, P. J.* (1983) a sarokrészt „Riser”-nek, a talpat „Tread”-nek nevezi. Egyes német szerzők a talpat (*HASERODT, K.* 1965, *BÖGLI, A.* 1951) „Ausgleichsfläche”-nek tekintik. Ha a talprész hiányzik, a saroknyom tölcéses alakú. Ezt a változatot nevezik „Trichterkarren”-nek, vagyis tölcésérkarnak (*BÖGLI, A.* 1951, *HASERODT, K.* 1965). *HASERODT, K.* (1965) „Nischenkarren”-nek nevezi az olyan saroknyomkarrt, ahol a kiterjedt, sík térszint több, egymásba kapcsolódó alacsony sarok övezi. Fenti szerző szerint a saroknyomkarok 1900–2200 méteres magasságok között fordulnak elő.

VINCENT, P. J. (1983) a norvégiai Svartisen-gleccserhez közeli márványból felépült terület saroknyomait tanulmányozta oly módon, hogy azoknak elkülönítette, mérte és elemezte hat különböző paraméterét. Lineáris függvénykapcsolatot talált pl. a sarok görbületét leíró kör sugara, az oldalfal meredeksége, valamint a talp szélessége és a sarok függőlegesen mért magassága között.

A saroknyomok *BÖGLI, A.* (1960) szerint ott alakulhatnak ki, ahol a lejtőn lefolyó víz kivékonyodhat, és ezeken a helyeken az oldódás felgyorsul. Egy későbbi munkájában viszont azt állítja (*BÖGLI, A.* 1976), hogy hó alatti oldódás során jönnek létre. Szerinte hólé cseppek kerülnek a mészkőfelszín már meglévő mélyedéseibe. *HASERODT, K.* (1965) is hasonló véleményen van, miután a saroknyomokat mikrohótorlaszokhoz kapcsolódó formáknak tartja. *HASERODT, K.* (1965) szerint a magaslatok árnyékában, az északi kitétettségű lejtőkön (a nagyobb magasságban a kitétettség jelentősége kialakulásukat tekintve csökken), a hosszú ideig megmaradó hófoltok olvadákvízének felületi korróziója során jönnek létre. (Az oldalirányú korrózió kiterjedését a szétfolyó víznek a telítődési „frontja” szabja meg.) *FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W.* (1989) kialakulásukban a felszín morfológiai előrejelzettségét és a kőzetminőséget hangsúlyozzák. Homogén, finomszemcsés kőzetben képződnek, ha annak a felszínén az erózió (gleccser, hullámozás, az áramló víz) mikrolépcsőket hoz létre. (Utóbbi szerzők szerint a saroknyomok madaritatókból is kialakulhatnak.) A kőzetminőségnek *VINCENT, P. J.* (1983) szerint viszont a különböző saroknyomformák kialakulásában van fontos szerepe. *VERESS M.–LAKOTÁR K.* (1995) szerint a saroknyomkarrok kialakulása a lejtőn lefolyó víz örvénylésével magyarázható. A lamináris áramlás időlegesen felváltó turbulencia miatt kismértékű lépcsőzöttség alakul ki. Az így létrejött egyenetlenség tovább erősíti a turbulenciát, ami viszont a saroknyom további, még intenzívebb képződéséhez járul hozzá. Miután a lépcsőzöttség ott alakul ki a lejtőn, ahol az örvény megjelenik, így az örvény kiterjedése, mérete, alakja nagymértékben meghatározza a saroknyom morfológiáját. *VINCENT, P. J.* (1983) is turbulenciával magyarázza e formák kialakulását. A turbulens áramlási helyeken a légköri CO₂ a vízbe keveredik. E helyeken az intenzívebb oldódás miatt kialakul a sarok, amelynek hátrálása miatt a talp szélesedik. *JENNINGS, J. N.* (1985) szerint a sík, oldódásmentes felszínnek feletti rillenkarok gyors fejlődése következtében e sík térszínnek terjeszkedése eredményezi a lépcsők (saroknyomok) kialakulását. Ez utóbbi elméletből az következik, hogy az előterek azon idős „*Ausgleichsfläche*”-k, amelyekből a felettük elhelyezkedő saroknyomok kifejlődhetnek.

Fodrok (oldásos fodor)

Néhány cm-es kiemelkedések, amelyek között oldódási kagylók („*scallops*”) sorakozhatnak (9. kép). Meredek, aláhajló falfelületeken fejlődnek ki, nemcsak a felszínen, hanem barlangokban is (*JENNINGS, J. N.* 1985, *FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W.* 1989). A fodroknak keresztmetszetben két – szimmetrikus és aszimmetrikus – változata különíthető el. *GINÈS A.* (1996b) a kagylós formáknak is két változatát különíti el, mint a szabálytalan kagylós mintázatúakat („*irregular cockling patterns*”) és a horizontális kagylós mintázatúakat („*horizontal cockling patterns*”). Elsősorban trópusi karsztokról írtak le ilyen formákat. A „*scallops*”-ok néhány cm-es átmérőjű és mélységű formák (*WALL, J. R. D.–WILLFORD, G. E.* 1966). Fodor nélküli, ujjbegyszerű kicsi kagylós bemélyedéseket III. típusú vályúk talpáról, valamint a Júliai-Alpok nagyméretű I. típusú vályúinak faláról is (*VERESS M.* 1995, *VERESS M.* 2000a) leírtak. *CURL, R. L.* (1966) szerint e formák összenöve barázdákat („*flute*”) képeznek. *JENNINGS, J. N.* (1985) kialakulásukat az oldóképesség periódikus ingadozásával, míg *CURL, R. L.* (1974), és *FORD, D. C.–WILLIAMS, P. W.* (1989) a kőzefelületek mentén kialakuló örvények oldó hatásával magyarázza. Az ujjbegyszerű bemélyedések szerintünk lamináris áramlásnál alakulnak ki, miután a főlegesen vályúfalakon a víz csak igen kis vastagságban folyhat le (*VERESS M.* 2000b), ami a turbulenciának nem kedvez.



9. kép. Oldásos kagylós formák (*scallop*) egy vályú oldalában (Júliai-Alpok)

Picture 9. *Scallops* on side wall of the trough (Júlijske Alpe)