KARSZTFEJLŐDÉS XII.
Szombathely, 2007. pp. 153-169.

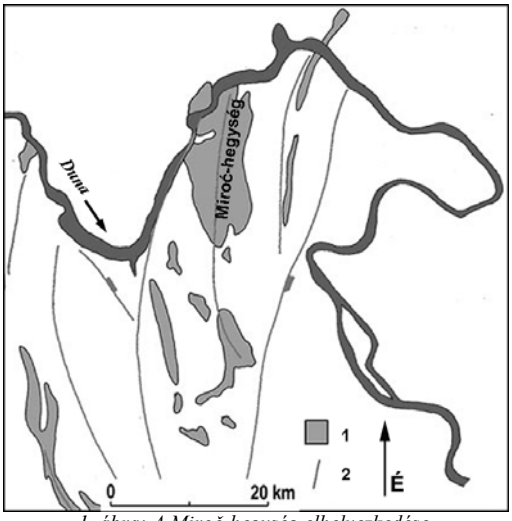
A KAZÁN-SZOROSOK DÉLI OLDALÁN MAGASODÓ MIROČ-HEGYSÉG KARSZTOS FORMAKINCSE

MARI LÁSZLÓ[1] – TELBISZ TAMÁS[1] – ČALIČ, JELENA[2]

[1]ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C., maril@ludens.elte.hu
[2]Jovan Cvijič Geogr. Inst., Belgrad

Abstract: The Miroč Mts are found in Northeastern Serbia at the righthand side of the Danube river. Its karst plateau is formed mainly on Jurassic limestone. In the present study, karst landforms are analysed via fieldwork and digital terrain analysis. Here, the most interesting landforms are dolines, karst valleys and caves. Karst valleys show variable phases and associated landforms of inheritance from prekarstic rocks onto the karst surface. A partly new hypothesis is outlined in connection with the formation of the world-famous Kazan Gorges of the Danube. The main elements of this hypothesis are tectonic preformation, river erosion, cave collapse and giant landslides at the slopes of the Strbac Mts. The caves of the area are mainly ponor caves and several of Serbia's deepest and longest caves are found here, namely, Rakin-ponor being the deepest (285m) and Nemački ponor being the longest (3422 m) ones within the territory.

1. Bevezetés



1. ábra: A Miroč-hegység elhelyezkedése.
Jelmagyarázat: 1. karsztvidék, 2. főbb vetők (MENKOVIĆ 1995)
Fig. 1: Location of Mt. Miroč.
Legend: 1. karst areas, 2. faults (MENKOVIĆ 1995)

A Miroč-hegység Szerbia északkeleti részén, a Duna jobb partján, a Kis- és Nagy-Kazán-szorostól délkeletre terül el. Nagy része 400-500 m tengerszint

feletti magasságba emelkedő karsztos fennsík, amelyből a magasabb csúcsok 600-700 m tengerszint feletti magasságig emelkednek. Karsztos kőzetei a Duna északi (bal) partján a Kis- és Nagy-Csukár fennsíkjain is felszínre bukkannak, azok formakincsének fejlődése szorosan összefügg a Miroč-hegység felszínfejlődésével *(1. ábra)*. Tanulmányunkban a hegység felszíni és felszín alatti karsztformáit mutatjuk be, és beszámolunk terepi vizsgálataink eredményeiről, valamint a digitális domborzatmodell illetve a Landsat 7 ETM+ űrfelvételek elemzése alapján levont új következtetéseinkről.

2. Módszer

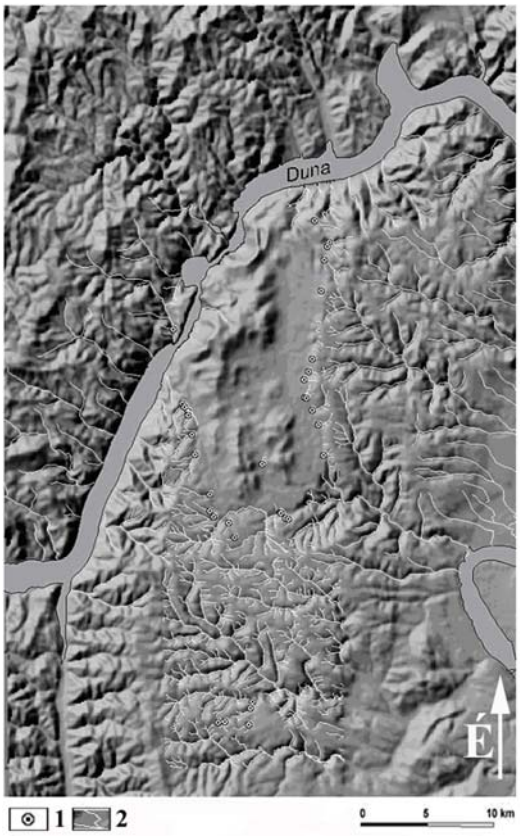
A Miroč-hegységbe és az Al-Duna romániai oldalán emelkedő hegységekbe vezetett terepgyakorlataink során törekedtünk a terület alapos bejárására és a felszínformák tanulmányozására. Ezen kívül a szerzők egyike (*Čalič*) évek óta részt vesz a terület barlangjainak feltáró, térképező munkálataiban.

A felszínformák sokoldalú jellemzését segítették az előzetesen beszerzett 1:25000-es méretarányú, Gauss-Krüger vetületű topográfiai térképek, valamint az 1:25000-es és 1:100000-es léptékű földtani térképek. A terepi adatgyűjtés után a terület alapos feldolgozásához elő kellett állítanunk a digitális adatállományokat. A térképeket beszkenneltük, és első lépésben, az Erdas Imagine 8.5 szoftver segítségével beforgattuk eredeti vetületi rendszerükbe, majd transzformáltuk UTM vetületi rendszerbe, alap ellipszoidnak a WGS84 ellipszoidot használtuk. A digitális domborzatmodellt az SRTM adatokból állítottuk elő. 3DEM szoftverrel kiszűrtük az adathibákat, és UTM vetületi rendszerbe transzformáltuk az állományt. A 90 m térbeli felbontású domborzatmodell további feldolgozását és megjelenítését Surfer 8.0 és ArcView 3.3 szoftverrel végeztük. További digitális adatforrásként Landsat 5 TM (1988. augusztus 29.) és Landsat 7 ETM+ (2000. augusztus 29.) felvételeket használtunk, amelyekből 453 (RGB) sávkiosztású színkompozitokat hoztunk létre vizuális kiértékelés céljából.

3. Földtani helyzet

Az észak-déli irányban húzódó, 120 km^2 területű hegység nagyrészt felsőjura időszaki, helyenként 300 m vastag, jól karsztosodó mészkövekből épül fel, amelyet K-ről és Ny-ról, éles határ mentén elváló, nemkarsztosodó kőzetekből álló vonulatok szegélyeznek. Szerkezetét tekintve a hegység észak-déli tengelyű, nagyméretű antiklinális. A redőboltozat lepusztulásával feldarabolt, észak-déli irányú gerincek preparálódtak ki az antiklinális redőszár-

nyaihoz kapcsolódó felső-jura mészkő ellenállóbb rétegein. Az északi rész kelet felé görbülő gerincei azt mutatják, hogy ott az antiklinális kevésbé lepusztult. A hegység belsejében csak kis foltokban bukkannak elő nemkarsztosodó kőzetek, mint pl. középső-jura konglomerátum és homokkő a központi, és óidei gránit valamint klorit- és szericitpala az ÉNy-i részen. Az antiklinális redőszárnyain alsó- és felső-kréta mészkövek, márgák és homokkövek a jellemzők. A keleti redőszárnyat észak-déli irányú normál vető tagolja, amelytől keletre a Géta takaró óidei palái bukkannak felszínre (*MENKOVIĆ* 1995).



2. ábra: A víznyelőbarlangok elhelyezkedése és a terület völgyhálózata
Jelmagyaráza: 1. víznyelőbarlang, 2. vízfolyás (időszakos)
Fig. 2: Situation map of ponors and valley network
Legend: 1. sinkhole cave, 2. water course (temporary)

A hegységet „U" alakban körülölelő nem karsztos felszín kicsit magasabban fekszik, mint a karsztos kőzetek, ezért a rövid, időszakos vízfolyások karsztperemi víznyelőkben végződő búvópatakos vakvölgyeket ala-

kítottak ki. A *2. ábrán* a karsztperemi víznyelők egyértelműen kirajzolják a karsztos kőzetek határát. Az ábra alapja az SRTM radarfelvételeiből előállított, 90 m térbeli felbontású, árnyékolt domborzatmodell, amelyen a völgyhálózat jelzi a nem karsztos területeket, és amelyen jól tanulmányozható a lepusztult antiklinális szerkezet is.

4. Felszínformák

A hegység részletes geomorfológiai feltárására még nem történt meg, a szakirodalomban a hegység és tágabb környékének földtani felépítésével, szerkezetével (*KRÄUTNER* 1996, *MAROVIĆ* et al. 1997b, *STEVANOVIĆ* 1997), illetve az Al-Duna szorosainak kialakulásával (*MAROVIĆ* et al. 1997a, *PINCZÉS* 1995, *SENCU* 1979) foglalkozó tanulmányok lelhetők fel.

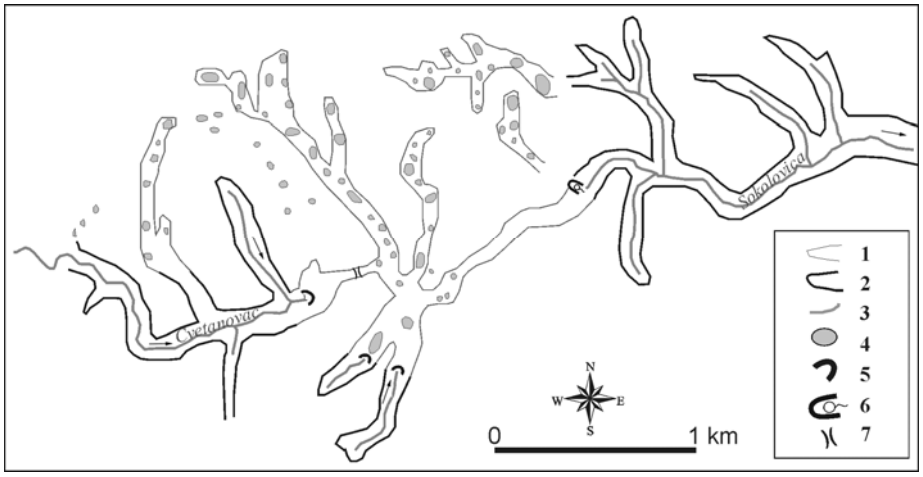
A hegység nagy részét rétekkel, legelőkkel tagolt zárt erdők és karsztbokor-erdők borítják. A mészkövet a terület nagy részén talajtakaró borítja, így a karrosodás döntően a talaj alatt történik. A meredekebb hegyoldalakon a talajerózió miatt elvékonyodó talajtakaró alól kibukkannak a lekerekített, sima felszínű karrok (Rundkarren). Sziklakibúvások a meredek falú szurdokvölgyekben, a Kis- és Nagy-Strbac Duna felé tekintő letörésén illetve a nagyobb töbrök oldalaiban találhatók. A szabad mészkőfelszíneken főként a korábbi talajborításról árulkodó gyökérkarrok figyelhetők meg, illetve a kőzet repedéseit hangsúlyozó hasadékkarrok fordulnak elő nagy számban. A szurdokvölgyek falain helyenként rovátkakarrok és falikarrok alakultak ki.

A Miroč leggyakoribb karsztos felszínformái a töbrök, amelyek változatos méretben mélyülnek a felszínbe. A töbör felmérések eredményeiről és az ehhez kapcsolódó, felszínfejlődésre vonatkozó megállapításainkról az e kötetben olvasható másik tanulmányunkban számolunk be (*TELBISZ* et al. 2007).

A töbrök mellett a hegység legmarkánsabb felszínformái a karsztvölgyek, szurdokok. A völgyek vizsgálatával, azok kialakulásának feltárásával új információkat szerezhetünk a hegység felszínfejlődésének megismeréséhez. A Miroč-hegység és tágabb környékének völgyei a digitális domborzatmodell és a topográfiai térképek alapján *(2. ábra)* főként ÉNy-DK-i irányúak, amely feltehetően megfelel a korábbi vízhálózat fő irányának (*TELBISZ* et al. 2007). Ez a vízhálózat még a karbonátos kőzeteket befedő, nemkarsztos kőzeteken formálódott ki. A hegység emelkedésével egyidejűleg a fedőüledékek lepusztultak, a karsztos kőzetek fokozatosan kihantolódtak, megindult a völgyhálózat átöröklődése a mészkőre. Az egykori völgyek egy része ma már csak töbörsorok formájában mutatható ki, de

vannak olyan völgyek is, amelyek az átöröklődés, karsztos völgyfejlődés különböző szakaszait tárják szemünk elé. Pár kiragadott példán keresztül mutatjuk be a völgyek kialakulásának fő állomásait.

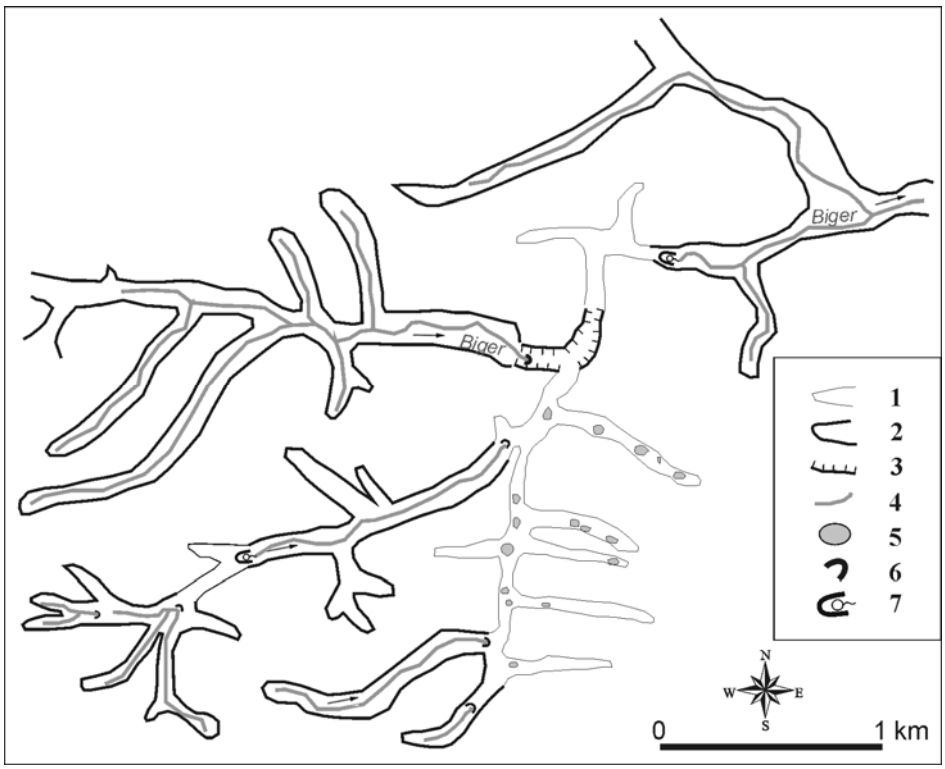
A *3. ábrán* a Cvetanovac-Sokolovica völgyrendszere látható, amely szép példa a korábbi, nemkarsztos felszínen kialakult völgyrendszer átöröklődésére. A Cvetanovac és a Sokolovica patak egységes vízrendszert alkot. A két patak mai völgye nemkarsztos kőzetekbe mélyül, köztük mészkő alkotja a felszínt. A Cvetanovac vize, a nyelő mögötti rövid szakasz kivételével, egy még fel nem tárt barlangjáraton keresztül jut el a Sokolovica forrásáig, ahol szifon zárja el az utat a forrás mögött a feltáró barlangászok elől. A felszínen a barlangjárat kialakulását megelőző völgyrendszert járhatjuk végig. A Cvetanovac két nyelőjétől a völgyben felfelé emelkedik a völgytalp, majd egy markáns völgyi vízválasztó után egyenletesen lejt a völgy a Sokolovica forrása felé. A völgytalpon és a csatlakozó völgyekben jól fejlett völgyi töbörsorok tanúskodnak a korábbi vízhálózat átöröklődéséről és mélybefejeződéséről.



3. ábra: A Cvetanovac-Sokolovica völgyrendszere
Jelmagyarázat: 1. száraz völgy töbrökkel, 2. eróziós völgy, 3. vízfolyás (időszakos), 4. töbör, 5. víznyelőbarlang, 6. forrásbarlang, 7. völgyi vízválasztó
Fig. 3: Cvetanovac-Sokolovica valley
Legend: 1. dry valley with dolines, 2. erosional valley, 3. water course (temporary), 4. doline, 5. ponor, 6. spring cave , 7. intravalley watershed

Hasonló helyzetet figyelhetünk meg a a Biger völgyrendszerében is (*4. ábra)*. A karsztos és nem karsztos kőzetpászták váltogatják egymást. A karszton a korábbi völgyrendszer a töbörsorok segítségével jól megrajzolható. Jelentős különbség a Cvetanovac völgyéhez képest, hogy itt nem enyhén emelkedő völgytalpon jutunk el a völgyi vízválasztóhoz, hanem a Biger

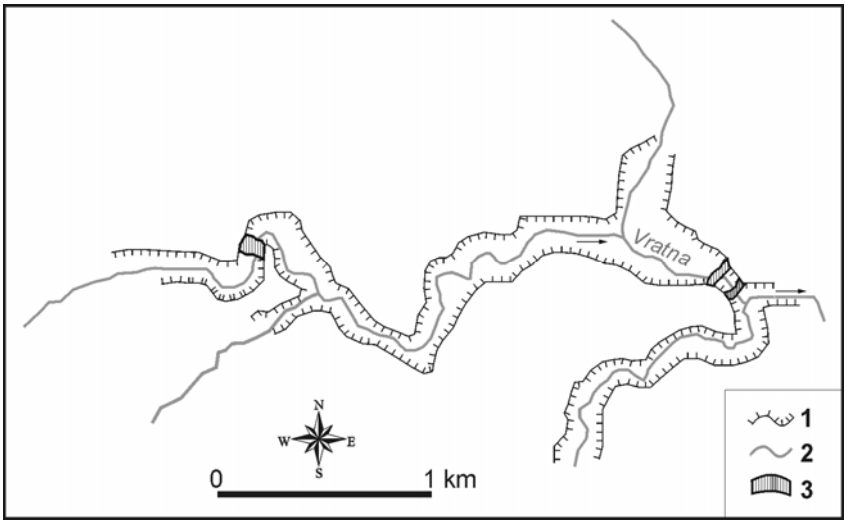
elnyelődése utáni völgyszakasz meredek falú mészkőszurdok, amely a korábbi barlangjárat felszakadásával formálódhatott ki.



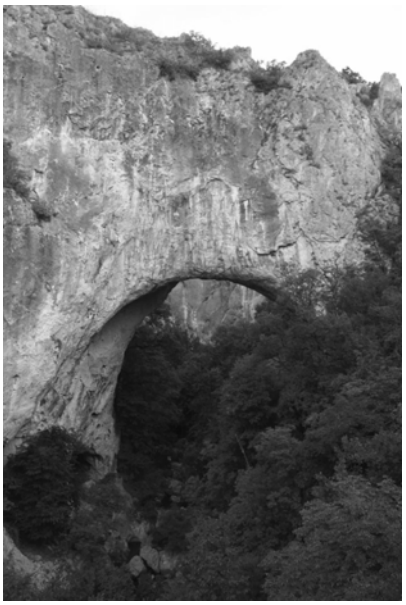
4. ábra: A Biger völgye
Jelmagyarázat: 1. száraz völgy töbrökkel, 2. eróziós völgy, 3. szurdok, 4. vízfolyás (időszakos), 5. töbör, 6. víznyelőbarlang, 7. forrásbarlang
Fig. 4: Biger valley
Legend: 1. dry valley with dolines, 2. erosional valley, 3. gorge, 4. water course (temporary), 5. doline, 6. sinkhole cap, 7. spring cave

Az *5. ábrán* a Vratna-völgy mutatja a karsztos völgyfejlődés következő szakaszát. A felszínen itt már nem látjuk nyomát, a korábbi vízhálózatot jelző völgyi töbörsoroknak, sőt a vízfolyás elnyelődését és újra felszínre bukkanását sem figyelhetjük meg. Azt, hogy korábban az előző két példában szereplő völgyhöz hasonlóan barlangjáraton keresztül harántolta a mészkősávot a Vratna, már csak a meredek, helyenként függőleges szurdokfalak tanúsítják. A 3,5 km hosszú, 150 m mély szurdokvölgyben az egykori hatalmas barlangjáratokra csak három megmaradt természetes sziklaív *(1, 2. kép)* emlékeztet. Két sziklaív – a Mala Prerast (Kis-sziklahíd) és a Velika Prerast (Nagy-sziklahíd) egymás közelében helyezkedik el, a harmadik – Suva Prerast (Száraz-sziklahíd) 3 km-rel feljebb található a szurdokban,

összhosszuk 94 m. A sziklaíveken kívül több, az egykori barlanghoz csatlakozott oldaljárat tanulmányozható, ezek közül a legnagyobb 305 m hosszú (*ČALIČ-LJUBOJEVIČ* 2000).



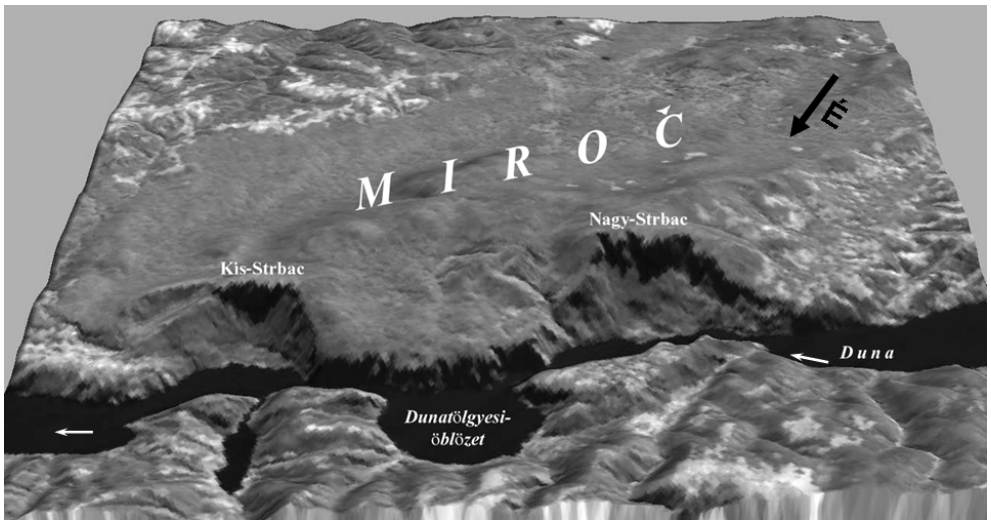
5. ábra: A Vratna szurdokvölgye
Jelmagyarázat: 1. meredek falú szurdokvölgy, 2. folyó, 3. természetes sziklahíd
Fig. 5: Vratna gorge
Legend: 1. gorge, 2. river, 3. natural bridge



1. kép: Kis-sziklahíd
Picture 1: Small-natural bridge

2. kép: Nagy-sziklahíd
Picture 2: Great-natural bridge

A völgyek közül természetesen a legnagyobb és legösszetettebb az általunk kutatott terület határán húzódó Dunáé. A Duna áttörését sok kutató vizsgálta, több elméletet is megfogalmaztak már a kialakulására vonatkozóan, de mindenki által elfogadott és sokoldalúan bizonyított elmélet mind a mai napig nem született. Az egyik, Cvijić-től (1908) származó, elmélet szerint már a harmadidőszaktól (miocéntól) kezdve folyamatosan megvolt itt ez a völgyszakasz, igaz, hosszú ideig tengerszoros formájában, amely a Déli-Kárpátok kiemelkedésével alakult át a Duna völgyévé. Ez az antecedens hipotézis. A másik elmélet szerint a Duna ezen a részen csak később jelent meg, korábban két irányba volt lefolyása a területnek, egyrészt nyugatias irányba a Pannon-medence felé, másrészt kelet felé a Havasalföld (később: Fekete-tenger) irányába. A Duna völgye a keleti irányba futó vízfolyás hátravágódásával, a nyugati irányba tartó folyó lefejezésével alakult ki, Ez utóbbi a kaptura-hipotézis. (*SENCU* 1979, *PINCZÉS* 1995, *MAROVIĆ* et al. 1997).

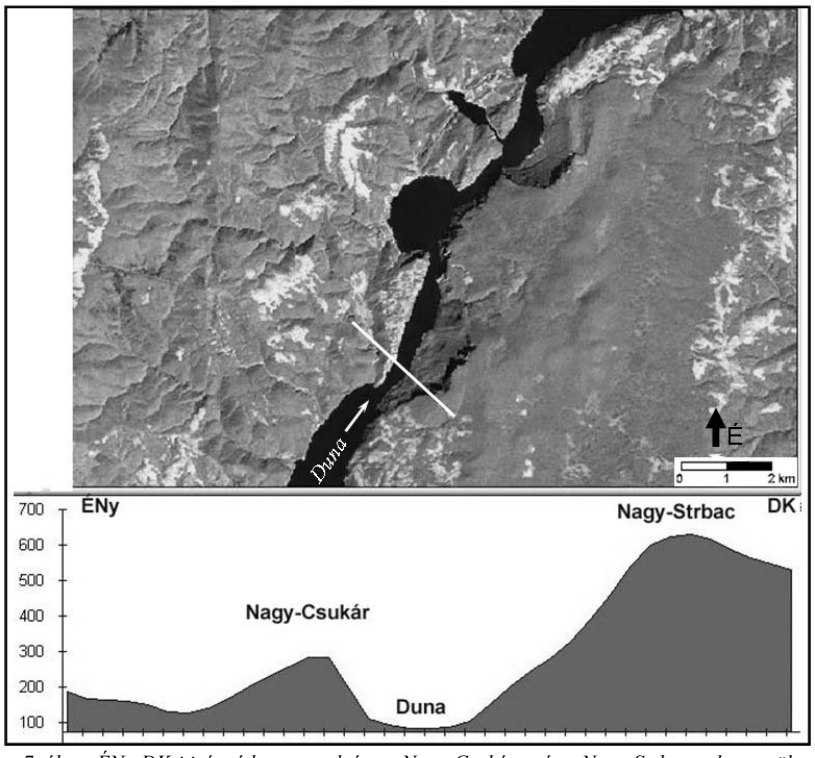


6. ábra: A Nagy- és Kis-Strbac hegyomlással kialakult meredek lejtői a digitális domborzatmodellre húzott Landsat 7 ETM+ űrfelvételen ÉNy-i irányból
Fig. 6: Steep slopes on Veliki Strbac and Mali Strbac due to large landslides as seen from NW (Landsat 7 ETM+ image draped over SRTM digital elevation model)

Terepi vizsgálataink, a domborzatmodellek és térképek elemzése során több olyan információt gyűjtöttünk össze, amelyek újabb adalékkal

szolgálnak a völgyszakasz, különös tekintettel a Nagy- és Kis-Kazán-szoros[1] kialakulásának jobb megértéséhez.

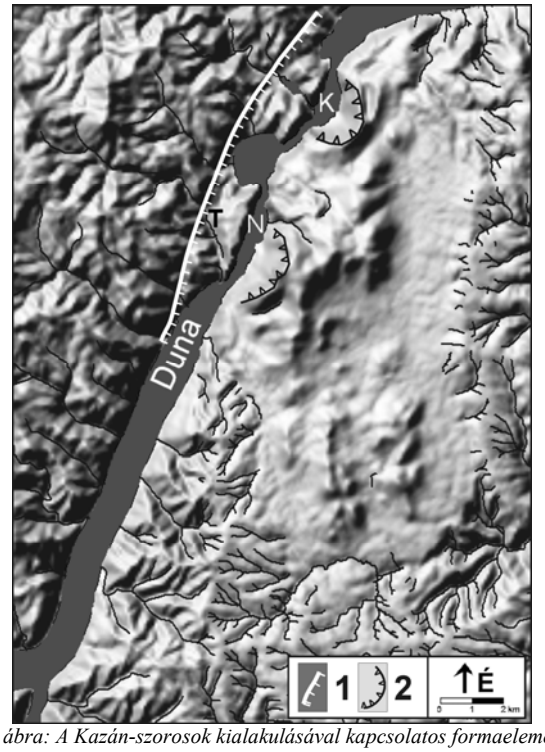
A Kis-Strbac és a Nagy-Strbac meredek letörése *(6. ábra)* hatalmas hegyomlással alakult ki, amelyet a Duna alámosása idézhetett elő. Az omlás sebhelye jól látszik a domborzatmodellen és az űrfelvételen is. A *7. ábrán,* a digitális domborzatmodellből készített ÉNy-DK-i irányú keresztszelvényen az is egyértelműen látszik, hogy az omlás anyagát a Duna még nem tudta elszállítani, hiszen a Nagy-Strbac lejtőjének alsó szakasza domború ívet alkot.



7. ábra: ÉNy-DK-i irányú keresztszelvény a Nagy-Csukáron és a Nagy-Strbacon keresztül
Fig. 7: NW-SE cross-section across Ciucarul Mare and Veliki Strbac

A *8. ábrán* foglaljuk össze a Kazán-szorosok kialakulására vonatkozó új hipotézisünkkel kapcsolatos tényeket, amelyek részben a terepen, részben a domborzatmodellen is megfigyelhetők:

[1] Érdekességként megjegyzendő, hogy a szorosok jelzője a szerb nyelvben éppen fordítottja a magyar vagy román elnevezéseknek (Nagy-Kazán = Cazanele Mari = Mali Kazan és Kis-Kazán = Cazanele Mici = Veliki Kazan)



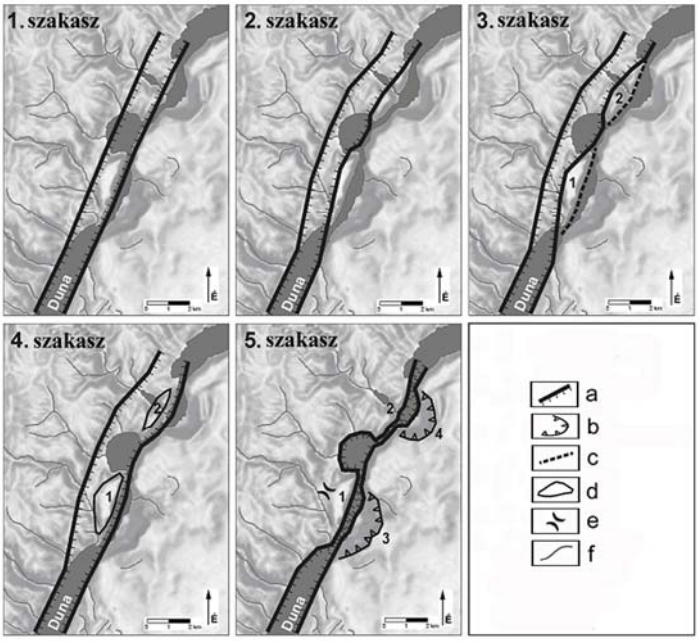
8. ábra: A Kazán-szorosok kialakulásával kapcsolatos formaelemek
Jelmagyarázat: 1. eróziós perem, 2. hegyomlással kialakult sziklafal pereme, T. folyóterasz, N. Nagy-Kazán-szoros, K. Kis-Kazán-szoros
Fig. 8: Main landforms in connection with the evolution of the Kazan Gorges
Legend: 1. erosional rim, 2. Landslide wall, T. river terrace, N. Big Kazan gorge, K. Small Kazan gorge

– A Duna-völgy mentén több helyen is megfigyelhetők teraszok, melyek közül különösen fontos a Csukároktól Ny-ra elhelyezkedő nyereg egykori terasz volta (pl. *CONSTANTIN* et al., 2000).
– Egyenes, egyenletes szélességű völgyben folyik a Duna Donji Milanovactól a Nagy-Kazán-szoros bejáratáig.
– Eróziós perem a Csukároktól Ny-ra, mely nagyjából követi a Donji Milanovactól húzható balparti vonalat, de enyhén kifelé (Ny felé) görbül.
– A Strbacok fent említett omlásos formakincse (ívelt szakadásfal, törmeléklejtő),
– A korábbiakban ismertetett barlang-felszakadási analógiák a Miroč más részein, melyek a völgyhálózat átöröklődésének lehetőségét jelzik a vizsgált területen.

Mindezek figyelembevételével a Kazán-szorosok kialakulását az alábbiak szerint képzeljük el *(9. ábra).*

A Duna völgyének ez a szakasza tektonikusan preformált, a Cserna-Zsil jobbos oldalirányú vető (pl. *KRÄUTNER,* 1996; *FÜGENSCHUH,*

SCHMID, 2005) mentén alakult ki, amikor a Nagy- és Kis-Csukár, amelyek ekkor még a Miroč részei voltak, fedett karsztos térszín volt. A DDNy-ÉÉK-i irányú egyenes völgy vízfolyása bevágódott a nemkarsztos kőzetekbe (1. szakasz).



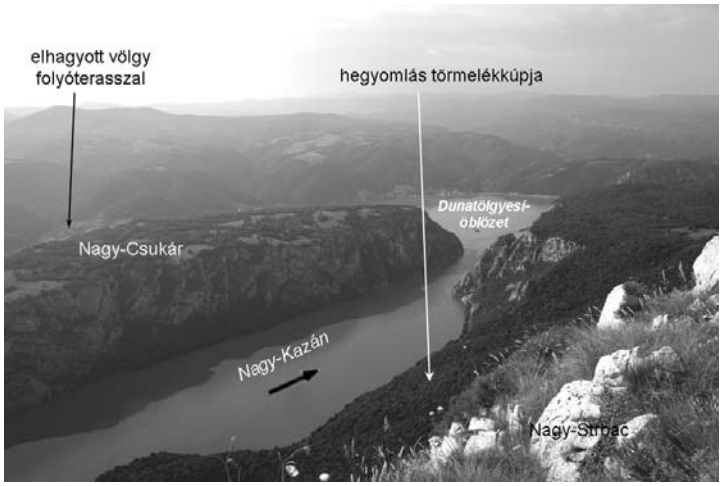
9. ábra: A Kazán-szorosok kialakulásának szakaszai
Jelmagyarázat: 1. Nagy-Csukár, 2. Kis-Csukár, 3. Nagy-Strbac, 4. Kis-Strbac, a. egykori folyópart, b. hegyomlás pereme, c. feltételezett barlangjárat, d. terasz-sziget, e. nyereg, f. kisebb vízfolyás
Fig. 9: Steps in the formation of the Kazan Gorges
Legend: 1. Nagy-Csukár, 2. Kis-Csukár, 3. Nagy-Strbac, 4. Kis-Strbac, a. riverbank, b. edge of landslide, c. hypothetical cave, d. terrace island, e. saddle, f. minor watercourse

A Bánsági-hegyvidék (Déli-Kárpátok) kiemelkedésével a Miroč antiklinálisának erózióval szemben ellenállóbb, alsó-kréta és jura időszaki mészköve elkezd kibukkanni a fedő, nemkarsztos kőzetek alól, és ennek részeként a Csukárok a Dunát ÉNy felé térítik el és kialakul a napjainkban is megfigyelhető eróziós perem (2. szakasz).

A Duna bevágódásával egyre jobban kihantolódnak a mészkő-összletek és megindul a karsztosodás a felszínen és a felszín alatt. A leendő Kazán-szorosok helyén az összetöredezett mészkőben, a Cserna-Zsil vető irányának megfelelően barlangjáratok alakulnak ki, amelyekbe fokozatosan egyre több vizet juttat a Duna, de a fő folyása még nyugatról kerüli ki a Csukárokat. A folyó bevágódása teraszokat alakít ki ezen a szakaszon (3. szakasz).

A barlangok fokozatosan felszakadnak, a Duna fő folyása átkerül a Csukároktól DK-re, esetleg szigetekként állnak ki a Csukárok a folyóágak között (4. szakasz).

A további emelkedés miatt a folyó teljes egészében a mai helyére kerül, a Csukárok a bal partról „rányomják" a Dunát a jobb partra, amely alámossa a Nagy- és Kis-Strbac lejtőit. Ez az alámosás váltja ki a hatalmas hegyomlásokat, és így kialakul végeredményben a Kazán-szorosok napjainkban is látható formakincse (5. szakasz, *3. kép*).



3. kép: A Nagy-Kazán a Nagy-Strbacról.
Picture 3: Big-Kazan gorge from Veliki Strbac

Fontosnak tartjuk hangsúlyozni, hogy az ismertetett hipotézis nem dönti el az antecedens kontra kaptura vitát, mert az itt leírtak alapvetően a szorosok fejlődésének második (pleisztocén második fele, holocén) szakaszára vonatkoznak, amikor a Duna már mindenképpen ezen a részen folyt a teraszok tanúsága szerint.

5. Barlangok

A Miroč-hegység barlangjait hosszú időn keresztül hanyagolták a helyi barlangászok és kutatók, hiszen az egykori Jugoszlávia területén a jóval jelentősebb dinári karsztvidékek és barlangok voltak a feltárások célpontjai. Az ország szétesése, a karsztos hegységek jelentős részének elvesztése után a barlangkutatók figyelme a kisebb karsztvidékek felé irányult. A Miroč-hegység barlangjainak feltárása az 1990-es évek elején kezdődött, a belgrádi

Egyetemi Barlangkutató és Alpinista Klub (ASAK) irányításával (*LJUBOJEVIĆ* 2001). A bő másfél évtizedes barlangkutatás eredményeként több mint 30 barlangot tártak fel. A hat legmélyebb szerbiai barlang közül négy, a tíz leghosszabb szerbiai barlangból pedig kettő e területen található (*I. táblázat*).

1. táblázat
Table I.

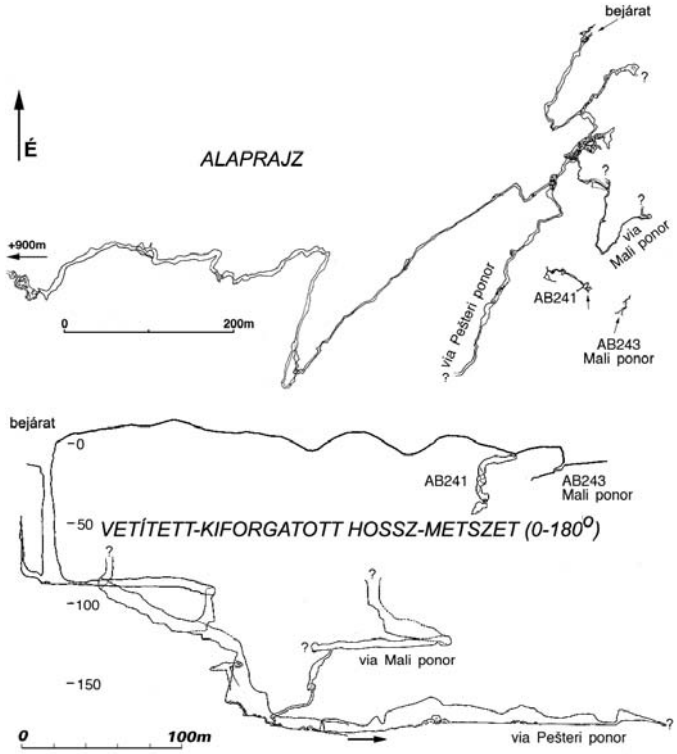
A Miroč-hegység jelentősebb barlangjai (LJUBOJEVIĆ 2001 alapján)
Most important caves of Mt. Miroč (after LJUBOJEVIĆ 2001)

barlang	*hossz (m)*	*mélység (m)*
Bele Vode	304	14
Buronov ponor	2925	187
Mamutolo	80	-
Ibrin ponor	855	239
Suvi ponor	930	133
Jama u Laništu	710	272
Rakin ponor	684	**285**
Faca šora	-	266
Sokolovica	283	-
Veliki ponor	536	92
Pešteri ponor	59	-
Nemački ponor	**3422**	210
Gaura Ra	185	-

A hegység barlangjainak nagy része víznyelőbarlang, melyek a karsztperemi víznyelők mögött fejlődtek ki (*2. ábra*). A nagyobb barlangok között mindössze három forrásbarlang van. A Sokolovica forrása (*5. ábra*) mögött húzódó barlang feltárását szifonok akadályozzák. A Duna szorosában nyíló Bele Vode részben víz alá került a Vaskapu gátjának megépülése után, a Pešterát pedig teljesen elborította a víz, így létezéséről csak a korábbi leírások alapján tudunk (*CVIJIĆ* 1921). Néhány rombarlang van a területen, de a belső részeken továbbiak feltárása várható. A legismertebb rombarlangok a Vratna szurdokában találhatók (*7. ábra*).

A víznyelőbarlangok többnyire a hegység nyugati és keleti felén alakultak ki, és két nagy vízhálózat-rendszerhez sorolhatók. A két legnagyobb barlang a nyugati (Buronov ponor) és a keleti (Nemački ponor, *10. ábra*)

érintkezési zóna északi részén jött létre, terjedelmes vízszintes és függőleges ágakkal. E két barlang járatrendszere a vizsgálatok alapján összeköttetésben van a Bele Vode (Buronov ponor) és a Peštera (Nemački ponor) forrásbarlanggal (*LJUBOJEVIĆ* 2001).



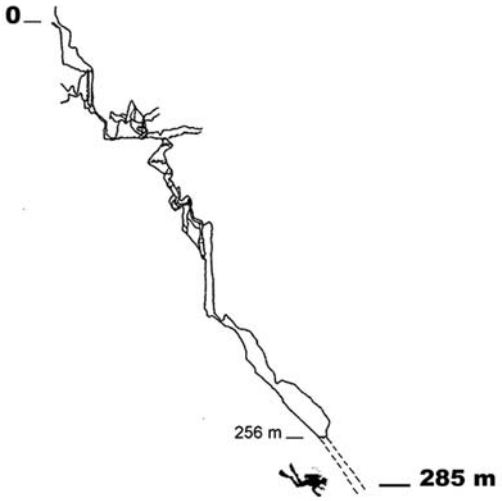
10. ábra: A Nemački ponor alaprajza és hossz-szelvénye (LJUBOJEVIĆ 2001)
Fig. 10: Plan of Nemački ponor (LJUBOJEVIĆ 2001)

A Buronov Ponor 187 m mély lépcsőzetesen mélyülő barlang, nyolc aknával. Két eltérő magasságban nyíló bejárata ismert, ezt kb. 300 m hosszú alacsony járat követi. A főág lapos szelvénye magas oldott folyosóvá tágul, amelyben nagy tetarátagátak találhatók. A végponti szifon előtt tó tölti ki a járatot. Az aktív időszakokban a víz teljesen kitölti a bejárathoz közeli kis keresztmetszetű járatszelvényt, így elérhetetlenné válik a barlang belső része. Az év száraz időszakában a barlang eddig ismert teljes 2925 méteres hossza bejárható. A barlang fő ágai északi, illetve északkeleti irányúak (*ZLOKOLICA-MANDIĆ, MANDIĆ* 1997).

A karsztvízszintet eddig csak két barlangban, Szerbia legmélyebb barlangjában, a Rakin ponorban (*11. ábra*), 95 m tengerszint feletti magas-

ságban, és a Buronov ponorban, 93 m tengerszint feletti magasságban érték el.

A barlangjáratok változatos formában alakultak ki, a víz által lecsiszolt falú csatornákat néhol, főként a keleti zónában, széles tektonikus eredetű hasadékok keresztezik, sok helyen megfigyelhető a barlangi patakok hordalékának rétegződése, máshol hatalmas sziklaomlásokkal találkozhatunk. A földalatti patakmedrek néhol meredeken vezetnek a mélybe, itt a gyors folyású vizek simára koptatják a falakat, máshol enyhébb lejtésű medrekben folyik a víz, s közben hatalmas tetarata gátakat épít (pl. Buronov ponor).



11. ábra: A Rakin ponor vetített-kiforgatott (0-180°) hosszmetszete (LJUBOJEVIĆ 2001)
Fig. 11: Plan of Rakin ponor (LJUBOJEVIĆ 2001)

6. Összegzés

A Miroč-hegység karsztos formakincsének terepi vizsgálata, valamint a digitális domborzatmodell, űrfelvételek, földtani és topográfiai térképek elemzése alapján bemutattuk a felszíni és felszín alatti formákat. A karsztra átöröklődő völgyek fejlődésének különböző szakaszait különítettük el és elméletet dolgoztunk ki a Duna Kazán-szorosainak kialakulásáról. Ennek keretében a Kazán-szorosok jelenlegi helyzetét és formakincsét szerkezeti vonal menti előrejelzettséggel (Cserna-Zsil jobbos vető), folyóvízi erózióval, barlangfelszakadásos szurdokképződéssel és végül hegyomlásokkal magyaráztuk.

IRODALOM

ČALIČ-LJUBOJEVIČ, J. (2000): Natural bridges on the Vratna river (Eastern Serbia) as the last remnants of a former cave – Acta Carsologica, Ljubljana Vol. 29/2 p. 241-248.

CONSTANTIN, S. - LAURITZEN S. - ŞTIUCĂ, E. - PETCULESCU, A., (2000): Karst evolution in the Danube Gorge from U-series dating of cave-bear skull and calcite speleothems from Peştera de la Gura Ponicovei (Romania) – Theoretical and Applied Karstology, 13-14, p.39-50.

CVIJIĆ, *J.* (1908): Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. Peterm. Mitt. Erganzungsheft, Gotha, 64 p.

CVIJIĆ, *J.* (1921): Djerdapske terase. - Glas Srpske Kraljevske Akademije, Beograd 33 p.

FÜGENSCHUH B. - SCHMID S.M. (2005): Age and significance of core complex formation in a very curved orogen: Evidence from fission track studies in the South Carpathians (Romania) – Tectonophysics, Amsterdam Vol. 404, p. 33– 53.

KRÄUTNER H.G. (1996): Alpine and pre-Alpine terranes in the Romanian South Carpathians and equivalents south of the Danube – In: Knezevic, V., Krstic, B. (szerk.): Terranes of Serbia., p. 53–58.

LJUBOJEVIĆ, V. (2001): Caves of Mt. Miroč (Danube Gorge, Eastern Serbia) – Proceedings of the 13th International Congress of Speleology, Brasilia, S4 CD p. 1-4.

MAROVIĆ M. - GRUBIĆ A. - DJOKOVIĆ I. - TOLJIĆ M. - VOJVODIĆ V., (1997a): The Genesis of Djerdap Gorge – International Symposium, Geology in the Danube Gorges, Donji Milanovac – Orsova, p. 99-104.

MAROVIĆ M. - GRUBIĆ A. - DJOKOVIĆ I. - TOLJIĆ M. - VOJVODIĆ V., (1997b): The neoalpine tectonic pattern of Djerdap region – International Symposium, Geology in the Danube Gorges, Donji Milanovac – Orsova, 111-115

MENKOVIĆ L. J. (1995): Geomorfološka karta Srbije 1:500.000 (Geomorphological map of Serbia 1:500.000) - Geografski institut "J. Cvijić" SANU, Beograd

PINCZÉS Z. (1995): A Déli-felföld természeti földrajza – KLTE, Debrecen, 141p.

SENCU, V. (1979): Carstul din Defileul Dunarii – In: ORGHIDAN, T. - NEGREA, S. (szerk.) *Speologia*. Gr. Cerc. Compl. “Portile de Fier”. Seria Monografica, Academiei RSR, Bucuresti, p. 11–29.

STEVANOVIĆ Z. (1997): Characteristics of karst areas in Djerdap zone - Geology of Djerdap area, Beograd, p. 181-190.

TELBISZ T. -, MARI L. - KOHÁN B. - ČALIČ, J. (2007): A szerbiai Miročhegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata – Karsztfejlődés XII., BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 71-90.
ZLOKOLICA-MANDIĆ M. - MANDIĆ M. (1997): Buronov ponor – Proceedings of 3rd Symposium on karst protection, Beograd, p. 245-253.