

Geomorfološke značilnosti Severnega Velebita

Uroš Stepišnik, Borut Stojilković, Gal Hočevar

Uvod

Velebit je najdaljše gorovje Dinarskega gorstva in predstavlja topografsko mejo med kraškimi polji Like in Gacke ter Jadranskim morjem. Osrednje in najvišje dele Severnega Velebita obsegajo Hajdučki in Rožanski kuki ter planota Jezera, kjer se nahaja tudi najvišji vrh Mali Rajinac (1699 m n. v.). Osrednji greben Severnega Velebita ločijo od Srednjega Velebita prelaz Veliki Alan (1406 m n. v.) in skupina globokih kraških kotanj, ki si sledijo v črti zahod–vzhod in se nadaljujejo v dolino Bakovca. Severno od doline Bakovca je nižje predgorje Severnega Velebita, ki sega od Begovače do Lipovega polja. Severno od znižanega reliefa na črti Lipovo polje, Krasno polje in prelaz Oltari (1018 m n. v.) se nadaljuje Senjsko Bilo, najsevernejši obronek Velebita, ki se zaključi s Senjsko drago in prelazom Vratnik (694 m n. v.) nad Senjem, ki Velebit ločujejo od gorovja Velika Kapela na severu. Primorska pobočja so vzdolž celotnega Severnega Velebita enotna, v primerjavi s celinskimi pobočji relativno nerazčlenjena in se strmo spuščajo do obale Velebitskega kanala.

Hrvaška geomorfološka regionalizacija (Bognar, 2001) sicer opredeljuje Severni Velebit skupaj z dolino Bakovca kot eno mikrogeomorfološko regijo. K Velebitu pa prišteva tudi okoliške geomorfološke enote s Senjskim bilom, Crnim vrhom z Melniško-Kuterevskim gričevjem in nizom kotanj na črti Oltari–Krasno polje–Lipovo polje (Bognar, 2001). Z vidika strukturnogeomorfološke delitve (Faivre, 1994) pa Severni Velebit gradijo sledeče mikrogeomorfološke enote: gorski blok Jezera–Bok, gorski blok Begovača, gorski blok vršnega dela Severnega Velebita, primorsko pobočje Severnega Velebita, podolje Lomska duliba–Ledena draga–Konjska draga in dolina Bakovca (Faivre, 1994).

Geomorfološke raziskave Severnega Velebita so bile v preteklosti usmerjene predvsem v interpretacijo poledenitve in razvoja pobočij. Hipoteze in nekateri dokazi o poledenitvi Velebita so se pojavili že zelo zgodaj (Hranilović, 1901; Gavazzi, 1903; Gregory, 1915; Nikler, 1973), a je bila večina raziskav omejena na območje Južnega in Srednjega Velebita (Milojević, 1922; Nikler, 1973; Belij, 1985; Marjanac in Marjanac, 2004; Bognar in Faivre, 2006). Sledove poledenitve na Severnem Velebitu je prvi identificiral Bauer (1934–1935). Ugotovil je, da je planoto Jezera prekrival ledeniški pokrov, ki se je premikal v smeri Apatišana, del ledu pa je drsel v smeri severozahoda proti Krasnemu polju (Bauer, 1934–1935). Kasnejše raziskave (Bognar in sod., 1991a;

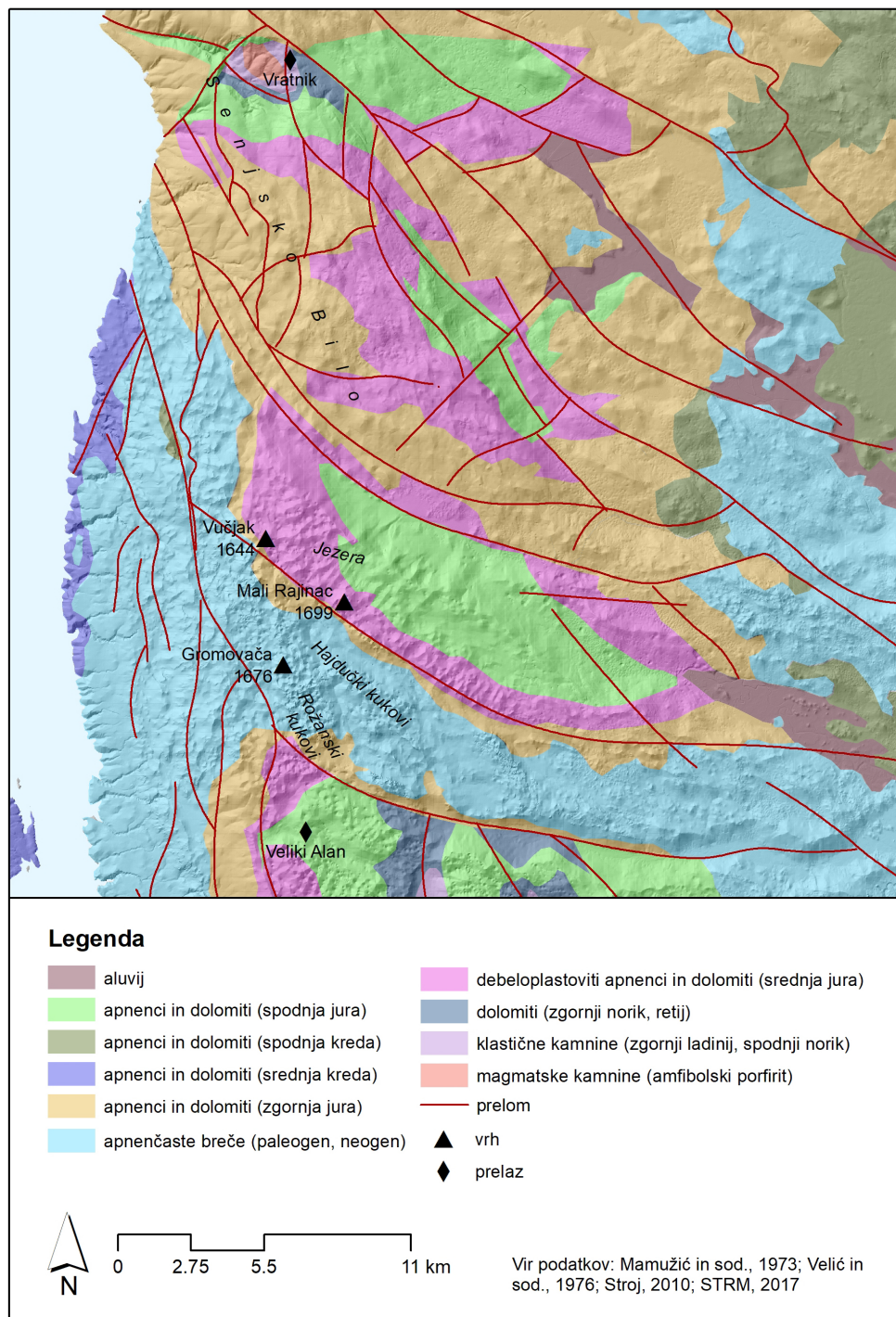
Bognar in sod., 1991b) so potrdile obstoj krniških in dolinskih ledenikov ter ledeniških pokrovov na tem območju. Ledeniki naj bi prekrivali planoto Jezera, Apatišan-sko dulibo, pobočja nad Krasnim poljem, dolino med Zavižanom in Lomsko dulibo, dele Rožanskih kukov in Veliki Lubenovac. Iz Velikega Lubenovca naj bi se ledeniki stekali proti jugu v kotanje Tudorevo, Dundović Mirovo in Bilensko Mirovo ter proti jugovzhodu v Vranjkovo drago, Kozjansko drago in Jurekovac (Bognar in sod., 1991a; Bognar in sod., 1991b). Raziskave ledeniških sedimentov v južnih kotanjah Severnega Velebita (Velić in sod., 2011) so potrdile obstoj ledenika na tem območju in so le delno modificirale predhodne interpretacije smeri polzenja ledenikov in obsega poledenitve (Bognar in sod., 1991a; Bognar in sod., 1991b). Najnovejše raziskave so usmerjene v interpretacijo odnosa med poledenitvijo in speleogenezo (Bočić in sod., 2012; Bočić in sod., 2013; Bočić in sod., 2014). Ugotovljeno je bilo, da jame delujejo kot točke odtoka podledeniških voda in sedimentov, lahko tudi v več poledenitvenih fazah (Jelinić in sod., 2001). Preoblikovanje najvišjega dela gorstva nekateri avtorji pripisujejo aktivnim periglacialnim procesom, ki so bili v hladnejših klimatskih okolišjih aktivni tudi v nižjih legah (Perica, 1988; Perica in Orešić, 1999; Perica in sod., 2002).

Razvoj pobočij Severnega Velebita je bil zaradi značilnih stopenj večkrat obravnavan v znanstveni literaturi (Bognar, 1992; Bognar, 1994; Bognar, 1995). Reliefne stopnice na pobočjih so interpretirali kot pedimente, ki so nastali zaradi menjavanja faz dvigovanja, ki so jim sledile faze endogenega mirovanja. Fragmentiranost pedimentov in različni višinski položaj je avtor (Bognar, 1992; Bognar, 1994; Bognar, 1995) razlagal s specifično morfotektonsko evolucijo posameznih delov gorstva. Na primorski in celinski strani Velebita je identificiral dva pedimenta: višjega starejšega in nižjega mlajšega. Naknadni tektonski premiki naj bi povzročili močnejšo selektivno kemično preperevanje ter pobočne in fluvialne procese, kar je povečalo reliefno energijo z oblikovanjem cele vrste kopastih vzpetin, kotanj in vrtač (Bognar, 1992; Bognar, 1994; Bognar, 1995). Razčlenjenost pobočij Velebita z erozijskimi jarki so nekateri interpretirali kot posledico večje zastopanosti neprepustnih ali delno prepustnih kamnin (Perica, 1988). Jarki naj bi nastali na pobočjih z večjim naklonom, ki so zaradi tektonske predisponiranosti slabše prepustni (Perica, 1988).

Velebit gradi serija narivnih enot, narinjenih na severovzhodni rob Jadranske platforme, ki je posledično nagubana in delno naluskana (Placer in sod., 2010). Tektonsko ga delijo na strukturne enote Severni Velebit s Senjskim bilom, Srednji Velebit in Južni Velebit, ki so razdeljene z izrazitimi prelomnimi conami (Perica, 1988; Prelogović, 1989; Prelogović in sod., 1998; Faivre, 2007; Stroj, 2010). Prelomi potekajo prek Severnega Velebita večinoma v smeri sever–jug in severozahod–jugovzhod. V tej smeri potekajo tudi trije glavni prelomi: prelom Senjsko bilo, senjski prelom in bakovački prelom. Slednji predstavlja mejo med strukturnima enotama Severni in Srednji Velebit (Prelogović, 1989; Prelogović in sod., 1998; Faivre, 2007).

Najstarejši litostratigrafski horizont na proučevanem območju so srednjetriasni masivni in plastnati apnenci ter dolomiti, ki gradijo skrajni južni del okrog Štirovače. Obdani so z zgornjetriasnimi klastičnimi kamninami in fino-zrnatimi dolomiti. Srednje- in zgornjetriasni apnenci ter dolomiti in amfibolski porfirit so na območju Senjske drage in prelaza Vratnik na severu. Severovzhodni in južni del Severnega Velebita ter severni in zahodni del Senjskega bila gradijo jurske kamnine. Spodnjejurske kamnine sestavljajo različne

Slika 1: Poenostavljena geološka karta Severnega Velebita (Mamužić in sod., 1973; Velić in sod., 1976; Stroj, 2010).



vrste dolomitov in apnencev, s prevlado slednjih. To so predvsem tankoplastnati, marogasti in temno- ter svetlosivi apnenci. Nahajajo se na območju Senjske drage, zahodnega dela Senjskega bila, na jugozahodnih pobočjih Krasnega polja ter vzhodno od prelaza Veliki Alan. Srednjejurske plasti sestavljajo sivi do temnosivi apnenci z vložki dolomitiziranih apnencev, dolomitov ter apnenčastih breč. Gradijo predele severno in južno od Velikega Alana, greben od Snježnika prek Malega in Velikega Rajinaca proti jugovzhodu ter zahodni del Senjskega bila. Med zgornjejurske kamnine uvrščamo različne apnence in v manjši meri dolomite. Nahajajo se na severozahodnem, osrednjem in južnem delu Senjskega bila, na zahodnih pobočjih Velebita in v dveh ožjih pasovih, ki prečkata osrednji del Severnega Velebita in obdajata pas jelar breč.

Kamnine kredne starosti se na območju Severnega Velebita pojavljajo le v ozkem priobalnem pasu med zalivom Žrnovnica in Starigradom pri Senju. Predstavljajo jih srednjekredni plastoviti apnenci z dolomiti. Jelar breče v celoti gradijo zahodna pobočja Velebita in njegov osrednji del, kjer se v približno 3 km širokem pasu raztezajo prek Hajdučkih in Rožanskih kukov proti jugovzhodu (Sokač in sod., 1970; Mamužič in Milan, 1973; Mamužič in sod., 1973; Velić in sod., 1976). Jelar breče so večinoma nesortirane, polimikritne, močno cementirane karbonatne breče, ki vsebujejo jurske, kredne in paleogenske litoklaste z redkimi fragmenti prominske formacije (Bahun, 1974). Njihova starost ni natančno določena. Večinoma jih uvrščajo v zgornjeeocenske do oligocenske molase (Babić in Zupanić, 1983). Njihova debelina naj bi ponekod presegala 1500 m (Đurasek in sod., 1981). Jelar brečo pogosto obravnavajo kot rezultat razkroja čelnih delov glavnih narivov (Zupan Hajna, 2010). Zaradi fizikalnih in kemičnih lastnosti breče se v njej razvija množica različnih korozijskih oblik. Za jelar brečo so značilni masivni, do 500 m debeli skladi, ki jih sestavlja oglat in slabo sortiran drobir, povezan s karbonatnim vezivom (Bahun, 1974; Zupan Hajna, 2010).

Genetsko različni kvartarni sedimenti, med katerimi prevladujejo pobočni in glaciofluvialni sedimenti, se pojavljajo fragmentarno na celotnem območju (Sokač in sod., 1970; Mamužič in Milan, 1973; Mamužič in sod., 1973; Velić in sod., 1976; Bognar in sod., 1991a; Bognar in sod., 1991b; Velić in sod., 2011).

V nadaljevanju sledi opis geomorfoloških značilnosti Severnega Velebita. Celotnega območja ne delimo na posamezne, prostorsko zaključene enote, ki imajo sorodno oblikovanost površja, kot predvideva dosedanja hrvaška geomorfološka regionalizacija (Bognar, 2001) ali strukturnogeomorfološka delitev območja (Faivre, 1994). Delimo ga na osnovi značilnih geomorfoloških procesov, ki delujejo na površju in v podzemlju, kar se kaže v tipičnih morfografskih in morfostrukturnih značilnostih. Različni geomorfni procesi oziroma skupina geomorfnih procesov med seboj prepletajo in na različne načine součinkujejo, zato ostrih prostorskih mej med njimi ni.

Severni Velebit lahko na osnovi značilnega delovanja geomorfnih procesov delimo na štiri značilne geomorfne sisteme. Zaradi prevlade karbonatnih kamnin je najbolj zastopan kraški geomorfni sistem. V najvišjih predelih, kjer je bilo kraško površje in podzemlje v hladnejših obdobjih pleistocena preoblikovano z ledeniškimi procesi, prevladuje glaciokras. Na zahodnih, primorskih pobočjih Velebita je veliko število erozijskih jarkov, ki se iztekajo v morje. Tovrstni relief je nastal zaradi lokalne fluvialne erozije in akumulacije na krasu in ga zato opredeljujemo kot fluviokras. V omejenem obsegu je na neprepustnih kamninah na območju Senjske drage in Vratnika

zastopan tudi fluvialni geomorfni sistem. Zaradi lege na robu proučevanega območja in majhne površine ga v nadaljevanju ne obravnavamo.

Kras

Severni Velebit sodi z vidika kraške topografije med najbolj razgibana območja Dinarskega krasa. Odsotnost vegetacijskega pokrova v primorskem in vršnem delu gorstva ter masivne jelar breče dajejo temu območju izredno kamnit videz. Zaradi razvosti kraške hidrologije in prisotnosti vseh tipičnih oblik krasa, od mikrooblik, srednje velikih kopastih vzpetin in kraških kotanj, pa vse do kraškega polja, bi lahko območje opredelili kot popolni kras oziroma holokras (Cvijić, 1893; Cvijić, 1895). Pestrost reliefnih oblik na Velebitu je rezultat součinkovanja kraških, ledeniških in fluvialnih procesov, zato ga kljub veliki reliefni pestrosti ne moremo šteti za tipično kraško območje.

Kraška območja opredeljujejo značilni načini delovanja geomorfnih procesov, za katere so značilni odnašanje snovi v raztopini, vertikalni odtok padavinskih vod in zanemarljiva akumulacija raztopljenega materiala (Stepišnik, 2011). Skupni rezultat vseh procesov je površinski in podzemski kraški geomorfni sistem. Tako je zaradi prevladujočega procesa raztapljanja na površju cela vrsta drobnih kraških skalnih oblik, ki nastajajo z učinkovanjem nenasičene padavinske vode na površino kamnine. Na izpostavljeni kamnini nastanejo korozijske zajede, velikosti od nekaj milimetrov do več deset metrov. Za razvoj teh oblik mora biti kamnina razmeroma odporna na druge načine preperavanja, predvsem na mehanskega, saj je v nasprotnem primeru kamnina prekrita s preperelino. Golo skalnato površje primorskega in vršnega dela Velebita,

Slika 2: Velike škraplje v masivnih jelar brečah; Rožanski kuki.



(foto: Uroš Stepišnik)

skupaj z mehansko odpornimi masivnimi jelar brečami, je odlično okolje za oblikovanje drobnih kraških oblik in je zato drobna kraška razčlenjenost tega območja tudi največja. Tako imamo na uravnanih skalnih površinah pogoste škavnice, odprte škavnice ter korozijske stopničke, na nagnjenih površinah pa so predvsem različnih tipi mikrožlebičev in žlebičev. Pogoste so tudi korozijsko razširjene razpoke, ki so nastale zaradi korozije vode, ko je po njih odtekala v podzemlje (Gams, 1974; Gams, 2003; Stepišnik, 2011). Na plastovitih karbonatnih kamninah dosegajo kamninski bloki oziroma škraplje med razširjenimi razpokami velikost od nekaj decimetrov do enega metra, medtem ko škraplje na masivnih jelar brečah dosegajo tudi desetmetrske dimenzije (Perica, 1988; Perica in sod., 1999).

Površje Severnega Velebita je izrazito razčlenjeno z večjimi kraškimi oblikami, kot so različne vrste vzpetin, med katerimi so najpogostejše kopaste vzpetine, vmes so velike kraške kotanje, vrtače in celo kraško polje. Velike kraške oblike Velebita niso enakomerno razporejene. Na primorskih pobočjih in osrednjem grebenu Senjskega bila prevladujejo kopaste vzpetine z vmesnimi kotanjami; vrtače so v tem delu redke. Kopaste vzpetine, ki jih na tem območju najpogosteje imenujejo *glavice* ali *kuki* (Perica, 1988), se dvigujejo od nekaj 10 do 200 m nad okoliško površje in so v tlorisu okroglaste oblike. Nekatere kopaste vzpetine so zaradi lokalne tektonike razpotegnjene v smeri sever–jug ali severozahod–jugovzhod. Te podolgovate vzpetine se pogosto imenujejo *kosa* ali *bilo*. Vmesne kotanje so pravzaprav le topografska znižanja med kopastimi vzpetinami in so razvejane, v tlorisu zvezdaste oblike. Za razliko od kopastih vzpetin, katerih površje je praviloma golo skalnato, je v dneh kotanj večja količina prepereline, ki prekriva skalne bloke. Nekatere kotanje so, kot okoliške vzpetine, razpotegnjene v smeri lokalne geološke strukture. Takšne kotanje so v lokalni toponomiji opredeljene kot *doli*, *dulibe*, *drage* ali *padeži*.

Slika 3: Kopasta vzpetina Budim s kotanjo Modrić dolac na primorskem pobočju Velebita.



(foto: Uroš Stepišnik)

Tovrstno izoblikovanost krasa, kjer se osamljeno dvigajo več deset ali sto metrov visoke vzpetine, imenujemo kopasti kras (Gams in sod., 1973; Gams, 1974; Gams, 2003). Na Dinarskem krasu so ga nekateri avtorji z vidika klimatske geomorfologije tolmačili kot fosilni tropski kras (Šifrer, 1959; Habič, 1968; Habič, 1976; Habič, 1985–1986). Kopaste, v tlorisu okrogle vzpetine, in reliefne uleknine med njimi so z morfografskega vidika najbližje tropskemu stožčastemu krasu, kjer se kotanje med stožci imenujejo *cockpiti* (Brook in Hanson, 1991; Gams, 2003; Day in Chenoweth, 2004). Bistvene razlike so v morfometričnih značilnostih, saj se od tropskega stožčastega krasa razlikujejo po bistveno manjših relativnih višinah med dni kotanj in vrhovi okoliških kopastih vzpetin ter po naklonih pobočij. Hkrati ne obstajajo dokazi, ki bi presegali analogno sklepanje na osnovi morfografije, da je oblikovanje kopastega krasa v zmernotoplem pasu vezano na nekdanje tropske klimatske razmere. Kopaste vzpetine so višji deli kraškega reliefa in so najpogostejši tip kraške vzpetine v vseh klimatskih okoljih (Stepišnik, 2011). V zmerno toplem klimatskem okolju uporabljamo za tovrstne vzpetine splošni termin *kopasta vzpetina*, za kotanje pa najpogostejše izraz *uvala* (Ford in Williams, 2007; Čalič, 2011).

Drugačen tip krasa je na celinski, vzhodni strani Severnega Velebita. Kopaste vzpetine z vmesnimi kotanjami so še vedno prisotne, a je njihova gostota manjša. Prevladujoča površinska oblika tega dela so vrtače. To so zaprte kotanje, navadno do 100 metrov široke in do 10 metrov globoke, in imajo za razliko od kotanj med kopastimi vzpetinami okroglo tlorisno obliko, njihov obod pa je v površju jasno izražen (Stepišnik, 2017). Njihovo morfogenezo navadno povezujemo s pospešeno točkasto

Slika 4: Vrtačasti kras južno od Krasnega polja.



(foto: Uroš Stepišnik)

korozijo v epikraški coni (Cvijić, 1893; Cvijić, 1895; Williams, 2003; Ford in Williams, 2007; Stepišnik, 2015a). Tip kraškega površja, kjer je prevladujoča oblika vrtače, imenujemo vrtačasti kras (Gams in sod., 1973; Gams, 1974; Gams, 2003) in je prevladujoč tip kraškega površja v zmernotoplem pasu (Jennings, 1985; White, 1988; Ford in Williams, 2007) in tudi na Dinarskem krasu (Gams in sod., 1973; Mihevc, 2010).

Vrtačasti kras Severnega Velebita obsega vzhodni del Senjskega bila, podolje v okolici Krasnega polja ter nižje predele vzhodno od Apatišana in Begovače. Mnenja nekaterih avtorjev, da se vrtačasti tip krasa pojavlja le na plastovitih apnencih in da za masivne apnence ni značilen (Herak, 1972), za Severni Velebit ne velja, saj je obsežno območje vrtačastega krasa vzhodno od Begovače na masivnih jelar brečah (Sokač in sod., 1970; Velić in sod., 1976). Vrtače so najpogostejše na uravnanim površju z naklonom do 7 stopinj; na večjih strminah so redke, njihova tlorisna oblika pa je razpotegnjena vzdolž pobočij. Zakaj je izoblikovanost površja v primorskem in celinskem delu Velebita tako zelo različna, ne znamo pojasniti, vsekakor pa vemo, da to ni neposredno vezano na litološke ali tektonske značilnosti.

Severni Velebit lahko z vidika kraške hidrologije opredelimo kot globoki pretočni kras. Poleg neposrednega napajanja z avtigeno vodo se napaja predvsem z alogenimi tokovi Like in Gacke z Lipovega polja in številnih predelov Gackega polja (Stroj, 2010). Za ponori,

Slika 5: Brojnica v zalivu Žrnovnica pri Svetem Juraju.



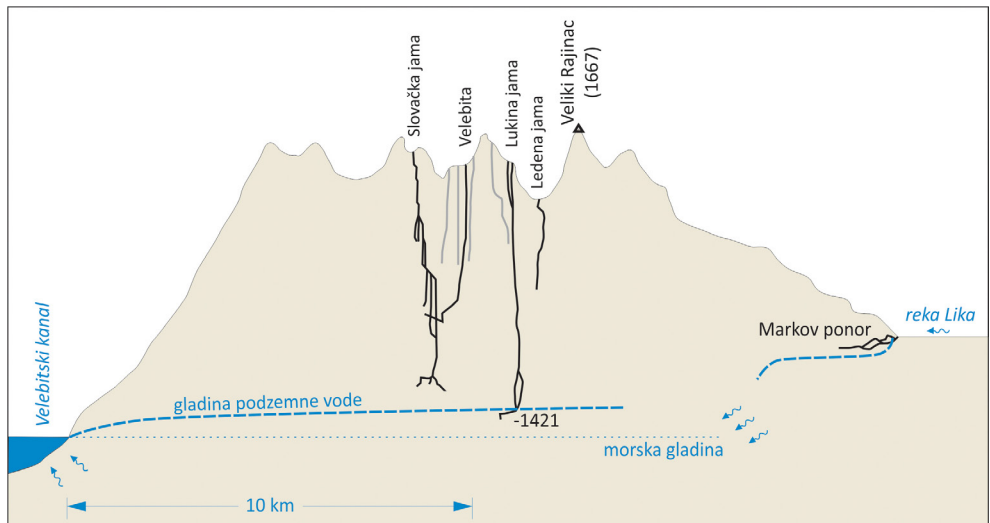
(foto: Uroš Stepišnik)

ki so na nadmorskih višinah med 370 in 500 m, so speleologi ugotovili nagel spust gladine podzemne vode v krasu; na območju osrednjega in zahodnega dela območja je nivo le nekaj deset metrov nad erozijsko bazo, ki jo v tem delu predstavlja morska gladina. Globina vadozne cone v najvišjem delu masiva je okoli 1500 metrov. S sledilnimi poskusi so ugotovili, da podzemni tokovi izvirajo v številnih podmorskih izvirih oziroma brojni-
cah (hrv. *vrulje*), ki so razporejene na dolžini okoli 47 km vzdolž Velebitskega kanala od Jablanca vse do Žrnovnice pri Novem Vinodolskem (Stroj, 2010; Stroj, 2017b).

V zaledju ponorov na vzhodni strani Severnega Velebita se gladina podzemne vode v krasu naglo spusti, tako da se freatična cona vzdolž celotnega osrednjega in zahodnega dela gorstva nahaja le nekaj deset metrov nad morsk gladino (Stroj, 2010; Bakšić in sod., 2013; Stroj, 2017a). Ta cona, v kateri se pretaka vsa voda s kraških polj v Liki do brojnic v Velebitskem kanalu, kljub relativno obsežnim speleološkim raziskavam ostaja neproučena (Stroj, 2017a). Raziskani so jamski sistemi na ponornem delu Lipovega in Gackega polja, ki ob visokih vodostajih delujejo kot odtočni jamski sistemi oziroma kot freatični spusti. Ker s polj ni izdatnega vtoka alogenega materiala v kras, nimamo daljših paragenetsko preoblikovanih odtočnih jamskih sistemov. Najdaljši ponorni jamski sistem reke Like z imenom Markov ponor je na Lipovem polju in ima skupno dolžino rovdov 2240 m (Bakšić, 1999). V podolžnem profilu kaže izrazite freatične zanke, ki so ob visokih vodostajih aktivne (Stroj, 2010).

V odtočnem zaledju Lipovega polja, od koder se vode podzemno pretakajo v podmorske izvire vzdolž celotne obale Severnega Velebita, zlasti v smeri brojnic pri Svetem Juraju (Stroj, 2010), se nahaja večja skupina udornic. Nahajajo se med Lipovim poljem in Krasnim poljem na območju krasnarskega preloma in preloma Vratnik–Senjsko bilo–Kosinj (Stroj, 2010). Ker imajo udornice večinoma aktivna pobočja, vemo, da je spodjedanje pod njimi še vedno prisotno (Stepišnik, 2010; Gabrovšek in Stepišnik, 2011; Stepišnik in Kosec, 2011).

Slika 6: Poenostavljen prerez Severnega Velebita z najglobljimi brezni in gladino podzemne vode (Bakšić in sod., 2013).



Zaradi velike relativne višinske razlike med gladino podzemne vode v krasu in kraškim površjem Srednjega Velebita se je razvila globoka vadozna cona. V njej delujejo jame vadozne cone oziroma brezna, ki prevajajo vodo s površja oziroma do gladine podzemne vode. Na Severnem Velebitu prevladujejo stopnjasta brezna, v katerih dolžina najdaljših vertikalnih stopenj presega 200 m (Bakšić in sod., 2013). Daljši vertikalni segmenti rovdov so vezani na masivne jelar breče, medtem ko so v drugih kamninah stopnje krajše (Bakšić in sod., 2013). Najgloblje brezno na tem območju je jamski sistem Lukina jama–Trojama z globino 1421 m in se zaključa na nadmorski višini 54 m. To je edino brezno, ki sega v epifreatično cono; v njem so pričeli s spremljanjem dinamike gladine podzemnih vod v osrednjem delu masiva Srednjega Velebita (Bakšić in sod., 2013).

Glaciokras

Glaciokras je geomorfni sistem, ki združuje kraške oblike in hidrologijo s podedovanimi ledeniškiimi oblikami; je rezultat delovanja poledenitve na kraški geomorfni sistem (Kunaver, 1983; Smart, 2004; Ford in Williams, 2007; Žebre in sod., 2013b; Adamson in sod., 2014; Žebre in Stepišnik, 2014a; Žebre in Stepišnik, 2014b; Žebre in Stepišnik, 2015). Najosnovnejša značilnost glaciokraškega okolja je dobra ohranjenost ledeniških geomorfoloških oblik, saj v kraških okoljih prevladujeta kemična denudacija površja in vertikalni odtok padavinske vode v podzemlje. Drugi geomorfni procesi, z izjemo pobočnih premikanj mas, so na poledeniskem kraškem površju zanemarljivi. Visoke vrednosti vertikalne kemične denudacije v gorskih okoljih povzročajo frontalno zniževanje površja z intenzivnim preoblikovanjem golega skalnega površja s kraškimi procesi. Drobne oblike, kot so ledeniške raze in podledeniške kalcitne skorje, so posledično redke, ohranjajo pa se večje ledeniške oblike (Žebre in Stepišnik, 2014a; Žebre in Stepišnik, 2015; Žebre in sod., 2016), kot so ledeniške grbine in ledeniške kotanje.

Na območju nekdanjih vrhnjih, erozijskih delov ledenikov na kraškem površju se je oblikovala cela vrsta brezen in kotanj velikosti vrtač in kotličev, ki so delovali kot odtočni sistemi podledeniskih vod (Smart, 2004; Žebre in Stepišnik, 2015). Tovrstne oblike so značilne predvsem za masivne in debeloplastovite apnenice, ki so odpornejši na ledeniško erozijo in dajejo manjšo količino ledeniškega sedimenta, ki bi zapolnil odtočne sisteme (Žebre in Stepišnik, 2015). Vsa globoka brezna na Severnem Velebitu so na območjih nekdanje poledenitve, zato njihov nastanek povezujemo z delovanjem podledeniskih odtočnih sistemov (Žebre in Stepišnik, 2015) in ne kot običajna brezna cone vertikalnega prenikanja, ki se oblikujejo pod epikraško cono, kot to tolmači obstoječa literatura (Bakšić in sod., 2013). Na primeru Ledene jame v Lomski duli, ki leži v nekdanjem akumulacijskem delu pleistocenske poledenitve, so na podlagi zapolnitev z ledeniškiimi sedimenti identificirali njeno nekdanjo funkcijo podledeniskega oziroma predledeniskega odtočnega sistema (Bočić in sod., 2014).

Najbolj značilne oblike glaciokrasa Severnega Velebita so velike kotanje, ki se nahajajo na celotnem območju Rožanskih in Hajdučkih kukov in na planoti Jezera z okolico. Te kotanje imajo lahko premer več kot kilometer in se po slovenski kraški terminologiji imenujejo konte (Kunaver, 1983; Žebre in Stepišnik, 2015). Morfogeneza kont naj bi bila vezana na različne dejavnike, kot so intenzivnejša ledeniška erozija v tektonsko

deformiranih območjih (Smart, 1986) ter nivacijski obledeniški procesi (Kunaver, 1983; Hughes in sod., 2006), medtem ko nekateri avtorji celo navajajo, da so konte v času poledenitve delovale kot nekakšne poglobljene krnice (Kunaver, 1983; Fu in Harbor, 2011). S sistematičnim proučevanjem glaciokraških okolij v Dinarskem gorstvu (Stepišnik in sod., 2009; Stepišnik in Žebre, 2011; Žebre in sod., 2013a; Žebre in sod., 2013b; Žebre in Stepišnik, 2014a; Žebre in Stepišnik, 2014b; Žebre, 2015; Žebre in Stepišnik, 2015; Žebre in sod., 2016) je bilo ugotovljeno, da so konte zagotovo glaciokraške oblike, saj se nahajajo izključno na kraških območjih, ki so bila v času pleistocena poledenela ali v njihovi bližini. Hkrati so v vršnih delih ledeniških dolin krnice in ne konte (Žebre in Stepišnik, 2015), torej konte v hladnejših obdobjih pleistocena niso delovale kot krnice. Vsekakor se je v njih kopičil sneg in so delovale kot nekdanje akumulacije ledu, a bomo morali njihov nastanek in funkcijo v prihodnje še podrobneje proučiti.

Na Velebitu smo v okviru sistematičnega kartiranja sledov poledenitve in glaciokraških oblik (Stepišnik, 2014; Stepišnik, 2015b; Žebre, 2015) identificirali tri različne tipe kont. V vršnih delih gorovja, navadno na območju nekdanjih ledeniških pokrovov, se nahaja prvi tip. Skupna jim je relativno okrogla tlorisna oblika s premerom do 500 m in globino do okoli 100 m. Na njihovih pobočjih ali v dneh ni ledeniških akumulacij. Oblika pobočij je odvisna od kamninske podlage, v kateri se nahajajo. V Rožanskih in Hajdučkih kukih so konte tega tipa v masivnih jelar brečah. Njihova pobočja so

Slika 7: Konta v vršnem delu Severnega Velebita v masivnih jelar brečah (A) in v plastovitih jurskih apnencih (B).



(foto: Uroš Stepišnik)

povečini stenasta, v dneh pa so podorni bloki. V okolici prelaza Veliki Alan in na planoti Jezera pa so v plastovitih apnencih jurske starosti; pobočja imajo uravnotežena, dna pa prekriva debelejša plast prepereline.

Drug tip kont se nahaja v nižjih predelih, kamor so se stekali ledeniški jeziki z ledeniških pokrovov. V tlorisu so razpotežene v smeri tektonsko pretrtih con, ki imajo v vršnem delu Severnega Velebita smer severozahod–jugovzhod in zahod–vzhod, kar je skladno z morfogogenetskimi navedbami predhodne literature (Smart, 1986; Smart, 2004). Dosegajo dolžine preko 2 km in širine do okoli en kilometer. V njih so pogoste ledeniške akumulacije, zlasti morene umikalnih stadijev ledenikov. Oblikovanost pobočij je odvisna od lokalnih litoloških značilnosti: v odpornejših jelar brečah so strma in stenasta, medtem ko so v plastovitih apnencih nakloni manjši.

Slika 8: Konta Tudorevo v bližini Velikega Alana.



(foto: Uroš Stepišnik)

Tretji tip kont leži izven sklenjenih območij nekdanje poledenitve. Morfografske in morfometrične značilnosti so identične prvemu tipu: v tlorisu so okrogle, brez ledeniških akumulacij, litološke značilnosti bistveno vplivajo na oblikovanost pobočij. Nadmorske višine njihovih obodov se nahajajo pod ravnovesno mejo ledenikov iz viška zadnje poledenitve. Zaradi temperaturne inverzije se je v njih oblikovala 'inverzna' ravnovesna meja ledenikov, zato je te kotanje zapolnjeval led (Žebre in sod., 2013b).

Za glaciokraška območja je značilen tudi specifičen tip moren. Večina ledeniških akumulacij ima obliko bočno-čelnih morenskih kompleksov (Stepišnik in sod., 2009; Žebre in Stepišnik, 2014a; Žebre, 2015; Žebre in Stepišnik, 2015). Navadno jih gradi par bočnih moren, ki se proti čelu ledenika v dolinskem dnu popolnoma zbližja. Najbolj tipičen bočno-čelni morenski kompleks na Severnem Velebitu je na območju Žestikovca nad Krasnim poljem (Žebre, 2015). Ostali morenski kompleksi ob izteku ledenikov so zaradi razčlenjenosti površja in odsotnosti dolinastih struktur veliko manj tipični; navadno imajo obliko niza morenskih nasipov, kar nakazuje tudi

na oscilacijo nekdanjih čel ledenikov. Dobro ohranjenost ledeniških akumulacij ob nekdanjih čelih ledenikov povezujemo tudi z odtokom podledeniške vode v podzemlje; zaradi relativno majhnega površinskega odtoka je transport materiala med ledenikom in predledeniškim sistemom neučinkovit. Posledično se ohranijo akumulacijske strukture ob čelu ledenika ter ni obsežnejših predledeniških akumulacij.

Predledeniške oziroma fluvio-glacialne akumulacije, ki so zapolnile kraške kotanje ob ledeniških čelih, prav tako uvrščamo med glaciokraške oblike (Stepišnik, 2014; Stepišnik, 2015b; Žebre in sod., 2016). Tovrstne akumulacije se v Severnem Velebitu v omejenem obsegu nahajajo ob koncih nekdanjih ledeniških jezikov v Štirovači, Bovanu, v okolici Begovače in na Apatišanu (Žebre, 2015). Največja predledeniška akumulacija je nastala severno od planote Jezera in zapolnila celotno kotanjo Krasnega polja. To polje leži v nižanem reliefu tektonsko pretrte cone krasnarskega preloma med prelazom Vratnik in Lipovim poljem (Sokač in sod., 1970; Velič in sod., 1976; Stepišnik, 2014; Stepišnik, 2015b). Pobočja južno od polja so ledeniško preoblikovana, saj so prek njega polzeli odtočni ledeniki s planote Jezera ter lokalni krniški ledeniki in na pobočju odložili obsežne ledeniške akumulacije v obliki čelnih in bočno-čelnih morenskih kompleksov (Stepišnik, 2014; Stepišnik, 2015b; Žebre, 2015). Celotno dno polja prekrivajo fluvio-glacialni sedimenti dobro sortiranega proda in peska; v dnu polja je vidna tudi struga predledeniškega toka (Stepišnik, 2014; Stepišnik, 2015b). Tovrstne kotanje, zapolnjene z različnimi glacigenimi sedimenti, lahko zaradi morfostrukturnih in morfometričnih značilnosti opredelimo kot piedmontski tip kraških polj (Gams, 1963; Gams, 1974; Gams, 1978; Gams, 2003).

Slika 9: Predledeniški sedimenti so v celoti uravnali Krasno polje.



(foto: Uroš Stepišnik)

Fluviokras

Fluviokras je geomorfni sistem, v katerem je kraško površje lokalno preoblikovano zaradi delovanja površinsko tekočih vod. Pogost je na dolomitih (Gostinčar, 2011; Gostinčar in Stepišnik, 2012; Gostinčar, 2016), laporjih ter na tankoplastovitih apnencih

ali tektonsko deformiranih apnencih (Roglić, 1958). Izraz fluviokras je prvič uporabil Roglić (1958) za opis oblik in procesov na zakraselih karbonatnih kamninah, kjer zaradi izdatnega mehanskega preperevanja prihaja do površinskega premeščanja materiala z vodnimi tokovi.

Na fluviokraškem površju prevladujejo manjši erozijski jarki, ki so navadno vezani na strmejša pobočja, kjer debela plast prepereline v kombinaciji z večjim gradientom površja preprečuje vertikalni odtok padavinske vode v podzemlje. Erozijski jarki so lahko zarežani v živoskalno podlago, saj izdaten transport sedimenta občasnih vodotokov maši odvodne kraške kanale in preprečuje odtok vode v podzemlje. Fluvio-kraška akumulacija je navadno vezana na površje z manjšim naklonom pod strmimi pobočji ali na kraške kotanje. V obeh primerih se material odlaga v obliki vršajev pod erozijskimi jarki, kjer tudi površinski tokovi odtekajo v podzemlje. Dimenzije fluvio-kraških oblik so različne, od nekajmetrskih erozijskih jarkov (Gostinčar, 2016) do celotnih porečij potokov. Akumulacijski deli so uravnave, ki lahko dosegajo velikost robnih kraških polj (Gams, 1978; Mihevc, 1985-1986; Mihevc, 1991; Gostinčar, 2011; Gostinčar in Stepišnik, 2012; Gostinčar, 2016).

Dinamika mehanskega preperevanja površja bistveno vpliva na pojavljanje fluviokrasa, saj je odvisna od prisotnosti in debeline preperelinskega sloja. V primeru zmanjšane dinamike mehanskega preperevanja, ki je najpogostejše vezano na klimatske oscilacije, se površinsko spiranje in akumulacija zaključita. Vode začnejo v celoti odtekati vertikalno v kras, fluviokraške oblike pa s tem izgubijo hidrološko funkcijo. Erozijski jarki z umikanjem pobočij preidejo v dolce, v akumulacijskih delih pa sčasoma nastanejo reliktni vršaji.

Slika 10: Neprepustna zdrobljena cona preloma v jelar brečah v pobočju erozijskega jarka Balinska draga, Severni Velebit.



(foto: Uroš Stepišnik)

Oblikovanje fluviokrasa na debeloplastovitih ali masivnih apnencih je vezano na prelomne cone, ki se po klasifikaciji prelomnih con v karbonatih opredeljujejo kot zdrobljene cone (Čar, 1982). V teh conah so kamnine deformirane v tektonski zdrob in brečo, ki so za vodo neprepustne (Čar, 1982; Placer, 1982; Chester in Logan, 1986). Na njih se oblikujejo površinski tokovi in posledično fluviokras, kar preoblikuje tudi sosednja območja, kamor odtekajo površinski tokovi. Ko erozija v celoti odstrani neprepustne dele tektonsko deformirane cone, fluviokraški procesi prenehajo delovati.

Najlepši primeri fluviokraškega površja na apnencih na območju celotnega Dinarskega krasa so na primorskih pobočjih Velike Kapele in Velebita med Povilami pri Novem Vinodolskem in Starigradom pri Paklenici. Dimenzije najdaljših jarkov na primorskem pobočju Severnega Velebita so do 10 km. Strma pobočja erozijskih jarkov pa se zarezujejo tudi do več kot 100 m globoko v okoliško površje. Nastanek erozijskih jarkov Velebita je Perica (1988) povezal s tektonsko predisponiranostjo manj prepustnih območij z večjimi nakloni.

Na območju med Senjsko drago in zalivom Zavratinica, ki na primorski strani omejujeta Severni Velebit, se v morje izliva 45 erozijskih jarkov. Večji erozijski jarki imajo navadno v višjih predelih razvejano strukturo zaradi pritokov. Območje z najdaljšimi in najbolj razvejanimi erozijskimi jarki se nahaja med prelazom Oltari in Senjem, koder poteka krasnarski prelom.

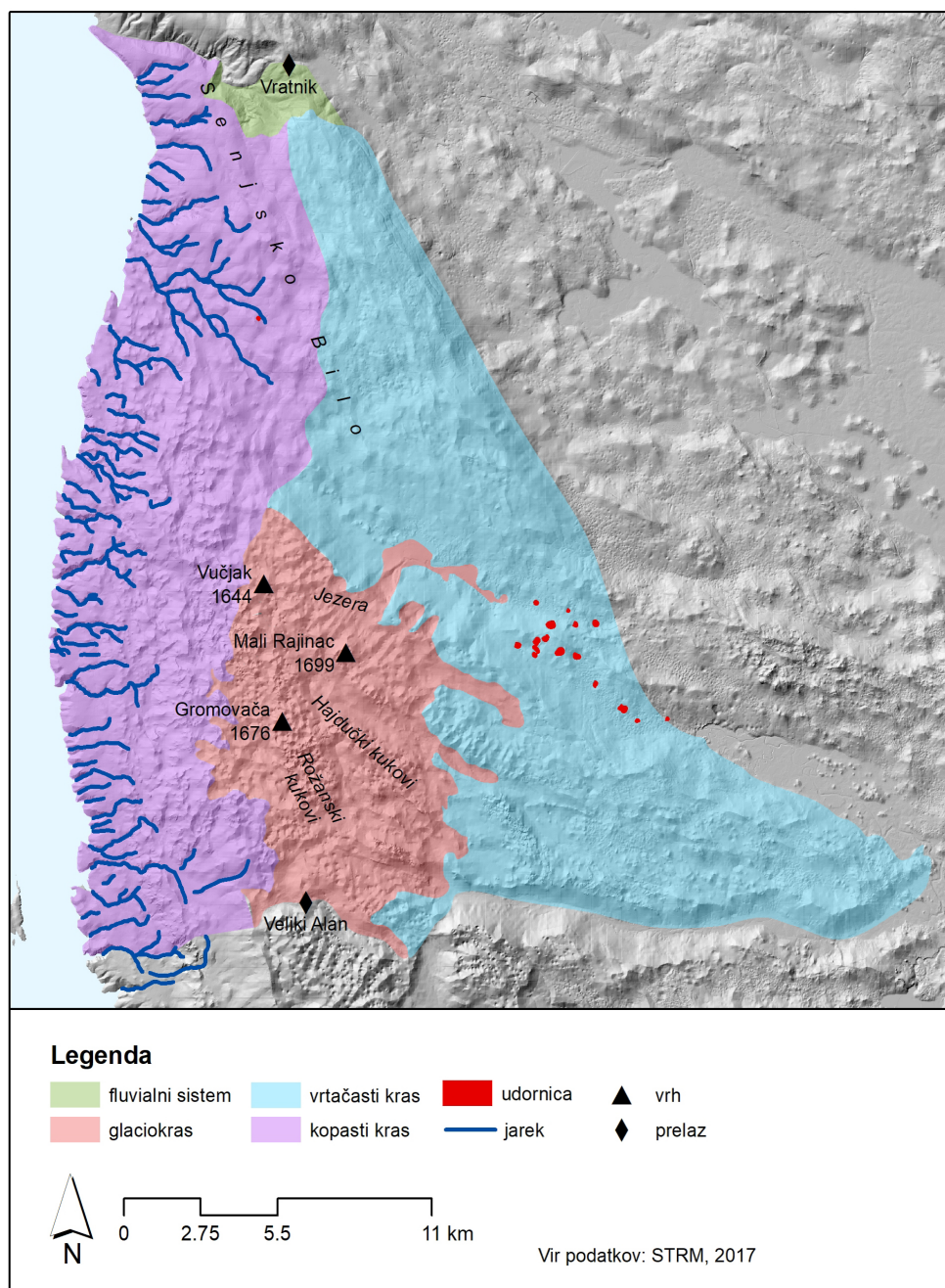
Fluviokraška območja Severnega Velebita so izrazito erozijska; fluvialnih akumulacij v obliki vršajev, delt ali zapolnitev kraških kotanj skoraj ni. Vsi jarki se iztekajo v morje v globokih zalivih, kjer ni izdatnejših prodnih nanosov. Tudi reliktnih akumulacijskih oblik na proučevanem območju nismo identificirali. Sklepamo lahko, da je bilo delovanje fluviokrasa na tem območju vezano na drugačne paleogeografske razmere, ko je bila gladina morja nižja.

Slika 11: Izток erozijskega jarka Peršinac v zaliv Zavratinica, Severni Velebit.



(foto: Uroš Stepšnik)

Slika 12: Tipi površja na Severnem Velebitu.



Akumulacijska območja erozijskih jarkov se zato najverjetneje nahajajo nižje v Velebitskem kanalu in so danes zaradi transgresije morja pod morsko gladino.

Zaključek

Z vidika geomorfološke pestrosti sodi Severni Velebit med najbolj raznolika območja Dinarskega krasa in je hkrati eno najbolj proučenih kraških območij na Hrvaškem. S sistematično analizo celotnega območja Severnega Velebita smo interpretirali osnovne geomorfološke poteze tega območja, hkrati pa so se odprla mnoga vprašanja, vezana na razvoj tega reliefa, ki jim bo treba v prihodnosti nameniti več pozornosti. Čeprav so na območju skoraj izključno le karbonatne kamnine, so se zaradi pestrih geoloških, klimatskih in hidroloških pogojev oblikovali različni tipi krasa. Posebej reliefno razčlenjena so primorska pobočja, kjer prevladuje goli kras, na katerem se je razvil kopasti tip krasa s prevladujočimi kopastimi vzpetinami in vmesnimi kotanjami. Zaradi prevlade goloskalnih površin je tudi drobna kraška razčlenjenost z mikrokraškimi oblikami najintenzivnejša. Poleg tipične pestrosti kraškega reliefa krasa je celotno primorsko pobočje dodatno razčlenjeno s fluviokraškimi erozijskimi jarki, ki so se oblikovali zaradi površinskega spiranja tektonsko pretrtih con (Perica, 1988). Obseg in dimenzije teh fluviokraških oblik so nedvomno edinstvene na Dinarskem krasu in jih bo treba v prihodnje podrobneje analizirati ter pojasniti njihov nastanek in vlogo v delovanju krasa.

Celinska stran Severnega Velebita predstavlja vrtačasti tip krasa. V zaledju ponorov voda z Gackega in Lipovega polja se je oblikoval vrtačasti tip kraškega reliefa, v katerem poleg izoliranih kopastih vzpetin prevladujejo vrtače. Vrtače so vezane na relativno uravnane dele kraškega površja. Na tem delu Velebita so tudi skupine udornic, ki so vezane na koncentrirane podzemne tokove in prelomne cone. Razloge za različno oblikovanost krasa na primorski in celinski strani Velebita lahko pripišemo klimatskim razlikam, saj je geološka zgradba podobna. Podrobne procese, ki so vplivali na oblikovanje obeh tipov krasa, pa bo treba v prihodnosti še identificirati.

Najvišji deli Velebita so bili v hladnejših obdobjih pleistocena ledeniško preoblikovani, zato jih opredeljujemo kot glaciokraška (Žebre, 2015; Žebre in Stepišnik, 2015). Poleg dobre ohranjenosti ledeniških oblik, ki so posledica odsotnosti geomorfnih procesov z veliko dinamiko na kraškem površju, je ohranjeno tudi veliko število ledeniških akumulacij. Vertikalni odtok podledeniških vod je sooblikoval celo vrsto velikih kraških kotanj oziroma kont ter odtočnih podledeniških jamskih sistemov, ki danes predstavljajo najgloblja brezna vadozne cone. Material predledeniških tokov je zapolnil kraške kotanje; ena od kotanj na proučevanem območju dosega dimenzije kraškega polja. Vpliv poledenitve na oblikovanje kotanj in na podledeniško speleogenezo bo prav tako treba v prihodnje podrobneje proučiti.

Viri in literatura

- Adamson, K. R., Woodward, J. C., Hughes, P. D., 2014. Glaciers and rivers: Pleistocene uncoupling in a Mediterranean mountain karst. *Quaternary Science Reviews*, 94, 0, str. 28–43.
- Babić, L., Zupanić, J., 1983. Paleogene clastic formations in northern Dalmatia. V: Babić, L., Jelaska, V. (ur.). *Contribution to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of Coastal Dinarides, Excursion Guide-book*. Split, International Association of Sedimentologists, str. 37–61.
- Bahun, S., 1974. Tektogeneza Velebita i postanak jelar-naslaga. *Geološki vjesnik*, 27, 1, str. 35–51.
- Bakšić, D., 1999. Speleološka istraživanja Markovog ponora 1999. i 2000. godine. *Velebilen*, 35, 1, str. 15–22.
- Bakšić, D., Paar, D., Stroj, A., Lacković, D., 2013. Northern Velebit Deep Caves. V: Filippi, M., Bosák, P. (ur.). *16th International Congress of Speleology*. Brno, Czech Speleological Society, SPELEO2013, International Union of Speleology, str. 24–29.
- Bauer, B., 1934-1935. Über die Landformen des Nördlichen Velebit. Knittelfeld, Sonderabdruck
- Jahreberichte des Bundes-Realgymnasiums Knittelfeld, 49 str.
- Belij, S., 1985. Glacijalni i periglacijalni reljef južnog Velebita. Beograd, Srpsko geografsko društvo, 68 str.
- Bočić, N., Buzjak, N., Kern, Z. 2014. Some new potential subterranean glaciation research sites from Velebit Mt. (Croatia). 6th International workshop on ice caves. August 17 through 22, 2014. Idaho Falls, The National Cave and Karst Research Institute: 72–76.
- Bočić, N., Faivre, S., Kovačević, M., Horvatinčić, N., 2013. Influence of the Pleistocene glaciations on karst development in the Dinarides – examples from Velebit mt. (Croatia). V: Filippi, M., Bosák, P. (ur.). *Proceedings of the 16 th International Congress of Speleology; 2013 July 21–28; Brno, Czech Republic*. Brno, Czech Speleological Society, str. 170–172.
- Bočić, N., Faivre, S., Kovačić, M., Horvatinčić, N., 2012. Cave developement under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides - an example from Štirovača Ice Cave (Velebit Mt., Croatia). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56, 4, str. 409–433.
- Bognar, A., 1992. Pedimenti Južnog Velebita. *Hrvatski geografski glasnik*, 54, 1, str. 19–31.
- Bognar, A., 1994. Neke od temeljnih značajki razvoja pedimenata u gorskoj zoni vanjskih Dinarida. *Geografski glasnik*, 56, 1, str. 21–31.
- Bognar, A., 1995. Fragen Der Rumpfflachen und Pedimente im Gebiet der Ausseren Dinariden. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, 137, 1, str. 161–170.

- Bognar, A., 2001. Geomorfološka regionalizacija Hrvatske. *Acta Geographica Croatica*, 34, 1, str. 7–29.
- Bognar, A., Faivre, S., 2006. Geomorphological Traces of the Younger Pleistocene Glaciation in the Central Part of the Velebit Mt. *Hrvatski geografski glasnik*, 68, 2, str. 19–30.
- Bognar, A., Faivre, S., Pavelić, J., 1991a. Glacijacija Sjevernog Velebita. *Senjski zbornik*, 18, 1, str. 181–196.
- Bognar, A., Faivre, S., Pavelić, J., 1991b. Tragovi oledbe na Sjevernom Velebitu. *Geografski glasnik*, 53, 1, str. 27–39.
- Brook, G. A., Hanson, M., 1991. Double Fourier series analysis of cockpit and doline karst near Browns Town, Jamaica. *Physical Geography*, 12, 1, str. 3754.
- Chester, F. M., Logan, J. M., 1986. Composite planar fabric of gouge from the Punch-bowl fault, California. *Journal of Structural Geology*, 9, 1, str. 621634.
- Cvijić, J., 1893. *Das Karstphänomen: Versuch einer Morphologischen Monographie*. Wien, Hölzel, 113 str.
- Cvijić, J., 1895. *Karst : geografska monografija Beograd Srpska akademija nauka i umetnosti*, 176 str.
- Čar, J., 1982. Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja. *Acta Carsologica*, 10, 1, str. 75–105.
- Čalić, J., 2011. Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term. *Geomorphology*, 134, 1–2, str. 32–42.
- Day, M., Chenoweth, S., 2004. Cockpit Country Cone Karst, Jamaica. V: Gunn, J. (ur.). *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. New York, Fitzroy Dearborn, str. 478–482.
- Đurasek, N., Frank, G., Jenko, K., Kužina, A., Tončić-Gregl, R., 1981. Prilog poznavanju naftno-geoloških odnosa u sjeverozapadnom dijelu jadranskog podmorja. V: Šolc, A. (ur.). *Kompleksna naftno-geološka problematika podmorja i priobalnih dijelova Jadranskog mora*. Split, Jugoslovenska akademija znanosti i umjetnosti, str. 201–213.
- Faivre, S., 1994. Strukturno-geomorfološka obilježja Sjevernog Velebita i Senjskog bila. *Magistarski rad*. Zagreb, Geografski odsjek PMF-a, 101 str.
- Faivre, S., 2007. Analyses of the Velebit Mountain Ridge Crests. *Hrvatski geografski glasnik*, 69, 2, str. 21–40.
- Ford, D., Williams, P. D., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chichester, Wiley, 576 str.
- Fu, P., Harbor, J., 2011. Glacial erosion. V: Singh, V., Singh, P., Haritashya, U. K. (ur.). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht, Springer, str. 332–341.
- Gabrovšek, F., Stepišnik, U., 2011. On the formation of collapse dolines: A modelling perspective. *Geomorphology*, 134, 1–2, str. 23–31.
- Gams, I., 1963. Velo polje in problemi pospešene korozije [Velo polje and problem of accelerated corrosion]. *Geografski vestnik*, 35, 1, str. 55–64.

- Gams, I., 1974. Kras : zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Ljubljana, Slovenska matica, 358 str.
- Gams, I., 1978. The polje: the problem of definition: with special regard to the Dinaric karst. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 2, str. 170181.
- Gams, I., 2003. Kras v Sloveniji v prostoru in času. Ljubljana, Založba ZRC, 516 str.
- Gams, I., Kunaver, J., Radinja, D., 1973. Slovenska kraška terminologija. Ljubljana, Katedra za fizično geografijo, Univerza v Ljubljani, 76 str.
- Gavazzi, A., 1903. Trag oledbe na Velebitu? *Glasnik hrvatskog naravoslovnog društva*, 14, 1, str. 459–460.
- Gostinčar, P., 2011. Kontaktni kras v Kočevskem Rogu in Kočevski Mali gori. *Dela*, 35, str. 27–43.
- Gostinčar, P., 2016. Geomorphological characteristics of karst on contact between limestone and dolomite in Slovenia. PhD thesis. Ljubljana, Univerza v Novi Gorici, 276 str.
- Gostinčar, P., Stepišnik, U., 2012. Geomorfološke značilnosti Kočevskega Roga in Kočevske Male gore s poudarkom na fluviodenudacijskem površju. Ljubljana, Znanstvena založba Filozofske fakultete, 97 str.
- Gregory, J. W., 1915. Pseudo-glacial features in Dalmatia. *The Geographical Journal*, 46, 2, str. 105–117.
- Habič, P., 1968. Kraški svet med Idrijco in Vipavo. Ljubljana, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, 292 str.
- Habič, P., 1976. Geomorphologic and Hydrologic Characteristics. V: Gospodarič, R., Habič, P. (ur.). *Underground water tracing. Investigations in Slovenia 1972-1975*. Ljubljana, Institute for Karst Research SAZU, str. 309.
- Habič, P., 1985–1986. Površinska razčlenjenost Dinarskega krasa. *Acta Carsologica*, 14-15, 1, str. 39–58.
- Herak, M., 1972. Karst of Yugoslavia. V: Herak, M., Stringfield, V. T. (ur.). *Karst: Important Karst regions of the northern hemisphere*. Amsterdam and New York, Elsevier, str. 25–83.
- Hranilović, H., 1901. Geomorfološki problemi iz hrvatskog krasa. *Glasnik hrvatskog naravoslovnog društva*, 13, 1, str. 93133.
- Hughes, P. D., Woodward, J. C., Gibbard, P. L., 2006. Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 30, 3, str. 334–364.
- Jelinić, I., Horvatinčić, N., Božić, V., 2001. Ledena jama u Lomskoj dulibi. *Senjski zbornik*, 28, 1, str. 5–20.
- Jennings, J. N., 1985. *Karst Geomorphology*. Oxford, Basil Blackwell, 293 str.
- Kunaver, J., 1983. Geomorphology of the Kanin Mountains with special regard to the glaciokarst. *Geografski zbornik*, 12, 1, str. 201343.

- Mamužić, P., Milan, A., 1973. Osnovna geološka karta (OGK) SFRJ. Tumač za list Rab L 33-144. Beograd, Savezni geološki zavod, 35 str.
- Mamužić, P., Milan, A., Korolija, I., Borović, I., Majcen, Ž. 1973. Osnovna geološka karta (OGK) SFRJ. List Rab L 33-144. Beograd, Savezni geološki zavod.
- Marjanac, L., Marjanac, T., 2004. Glacial history of the Croatian Adriatic and Coastal Dinarides. *Developments in Quaternary Science*, 2, PART 1, str. 19–26.
- Mihevc, A., 1985-1986. Geomorfološka karta ozemlja Logaških Rovt = Geomorphological map of Logaške rove. *Acta Carsologica*, 14-15, 1, str. 207–218.
- Mihevc, A., 1991. Morfološke značilnosti ponornega kontaktnega krasa: izbrani primeri s slovenskega krasa. Magistrsko delo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta, 206 str.
- Mihevc, A., 2010. Geomorphology. V: Mihevc, A., Prelovšek, M., Zupan Hajna, N. (ur.). *Introduction to Dinaric karst*. Postojna, IZRK ZRC SAZU, str. 30–43.
- Milojević, B. Ž., 1922. Beleške o glečerskim tragovima na Raduši, Cincaru, Šatoru, Troglavu i Velebitu. *Glasnik Srpskog geografskog društva*, 7-9, 1, str. 294–297.
- Nikler, L., 1973. Nov prilog poznavanju oledbe Velebita. *Geološki vjesnik*, 25, 1, str. 109–112.
- Perica, D., 1988. Geomorfologija krša Velebita. Doktorska disertacija. Zagreb, Prirodoslovno-matematički fakultet, 220 str.
- Perica, D., Lozić, S., Mrak, I., 2002. Periglacialni reljef na području Velebita. *Geoadria*, 7, 1, str. 5–29.
- Perica, D., Marjanac, T., Mrak, I., 1999. Vrste grizina i njihov nastanak na području Velebita. *Acta Geographica Croatica*, 34, 1, str. 31–58.
- Perica, D., Orešić, D., 1999. Klimatska obilježja Velebita i njihov utjecaj na oblikovanje reliefa. *Senjski zbornik*, 26, 1, str. 1–50.
- Placer, L., 1982. Tektonski razvoj idrijskega rudišča *Geologija*, 25, 1, str. 7–49.
- Placer, L., Vrabec, M., Celarc, B., 2010. The bases for understanding of the NW Dinarides and Istria peninsula tectonics = Osnove razumevanja tektonske zgradbe NW Dinaridov in polotoka Istre. *Geologija*, 53, 1, str. 55–86.
- Prelogović, E., 1989. Neotektonski pokreti u području Sjevernog Velebita i dijela Like. *Geološki vjesnik*, 42, 1, str. 133–147.
- Prelogović, E., Kuk, V., Buljan, R., 1998. The structural fabric and seismotectonic activity of northern Velebit: Some new observations. *Zbornik RGN fakulteta*, 10, 1, str. 39–42.
- Roglić, J., 1958. Odnos riječne erozije i krškog procesa. V. kongres geografa FNR Jugoslavije, str. 103–134.
- Smart, C. C., 2004. Glacierized and glaciated karst. V: Gunn, J. (ur.). *Encyclopedia of caves and karst science*. New York, Fitzroy Dearborn, str. 804–809.

- Smart, P. L., 1986. Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30, 4, str. 423–443.
- Sokač, I., Bahun, S., Velić, I., Galović, I., 1970. Osnovna geološka karta 1:100.000, Tumač za list Otočac, K33-115. Beograd, Savezni geološki zavod, 38–38 str.
- Stepišnik, U., 2010. Udornice v Sloveniji. Ljubljana, Znanstvena založba Filozofske fakultete, 118 str.
- Stepišnik, U., 2011. Fizična geografija krasa. Ljubljana, Znanstvena založba Filozofske fakultete, 143 str.
- Stepišnik, U., 2015a. Are solution dolines formed by solution? *Dela*, 43.
- Stepišnik, U., 2015b. Krasno polje on Velebit Mountain: morphographic and morphogenetic characteristics *Hrvatski geografski glasnik*, 77, 2, str. 85–99.
- Stepišnik, U., 2017. Dinarski kras: plitvi kras Zgornje Pivke. Ljubljana, Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani, 115 str.
- Stepišnik, U., 2014. Geomorphological properties of the Krasno polje, Northern Velebit, Croatia. *Dela*, 41, 1, str. 101115.
- Stepišnik, U., Ferk, M., Kodelja, B., Medenjak, G., Mihevc, A., Natek, K., Žebre, M., 2009. Glaciokarst of western Orjen. *Cave and Karst Science*, 36, 1, str. 21–28.
- Stepišnik, U., Kosec, G., 2011. Modelling of slope processes on karst. *Acta Carsologica*, 40, 2, str. 267–273.
- Stepišnik, U., Žebre, M., 2011. Glaciokras Lovčena. Ljubljana, Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani, 82 str.
- Stroj, A., 2010. Podzemni tokovi u zaleđu krških priobalnih izvora na području Velebitskog kanala. Doktorski rad. Zagreb, Rudarsko-geološki-naftni fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 259 str.
- Stroj, A., 2017a. Hidrološka istraživanja krških tokova u podzemlju Sjevernog Velebita. V: Krušić Tomaić, I., Lupret-Obradović, S., Šilić, T. (ur.). Znanstveno stručni skup „Od istraživanja k dobrom upravljanju Nacionalnim parkom Sjeverni Velebit“. Krasno, JU Nacionalni park Sjeverni Velebit, str. 82–83.
- Stroj, A., 2017b. Multidisciplinary research of the coastal karst springs in the Velebit Channel area. V: Krklec, K. (ur.). *Man and Karst 2017, International Scientific Meeting*, June 26-29 Zadar, Croatia AN AND KARST 2017. Zadar, University of Zadar, str. 46–46.
- Šifrer, M., 1959. Obseg pleistocenske poledenitve na Notranjskem Snežniku *Geografski zbornik*, 5, 1, str. 27–83.
- Velić, I., Bahun, S., Sokač, B., Galović, I. 1976. Osnovna geološka karta (OGK) SFRJ. List Otočac K 33-115. Beograd, Savezni geološki zavod.
- Velić, J., Velić, I., Kljajo, D., 2011. Sedimentary bodies, forms and occurrences in the Tudorevo and Mirovo glacial deposits of northern Velebit (Croatia). *Geologia Croatica*, 64, 1, str. 1–16.

- White, W. B., 1988. Geomorphology and hydrology of karst terrains. Oxford, Oxford university press, 464 str.
- Williams, P. D., 2003. Doline. V: Goudie, A. (ur.). Encyclopedia of Geomorphology. New York, Routledge, str. 266–270.
- Zupan Hajna, N., 2010. Geology. V: Mihevc, A., Prelovšek, M., Zupan Hajna, N. (ur.). Introduction to the Dinaric Karst. Postojna, Karst Research Institute at ZRC SAZU, str. 14–19.
- Žebre, M., 2015. Pleistocenska poledenitev obalnega dela Dinarskega gorstva. Doktorska disertacija Ljubljana, Univerza v Ljubljani, 211 str.
- Žebre, M., Stepišnik, U. 2014a. Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps: Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia). Kingston-upon-Thames, Journal of Maps: 9-9.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2014b. Reconstruction of Late Pleistocene glaciers on Mount Lovćen, Montenegro. Quaternary International, 353, 0, str. 225–235.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2015. Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps. Earth Surface Processes and Landforms, 40, 11, str. 1493–1505.
- Žebre, M., Stepišnik, U., Colucci, R. R., Forte, E., Monegato, G., 2016. Evolution of a karst polje influenced by glaciation : the Gomance piedmont polje (northern Dinaric Alps). str. 143–154.
- Žebre, M., Stepišnik, U., Fabeković, G., Grlj, A., Koblar, S., Kodelja, B., Pajk Koblar, V., Štefanić, K., 2013a. Pleistocenska poledenitev Biokova / Pleistocene glaciation of Biokovo. Dela, 39, 141–155.
- Žebre, M., Stepišnik, U., Kodelja, B., 2013b. Sledovi pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu. Dela, 39, str. 157170.