

Uroš Stepišnik

Geomorfologija krasa Slovenije



FF

UNIVERZA V LJUBLJANI
Filozofska fakulteta

Geomorfologija krasa Slovenije

Avtor: *Uroš Stepišnik*

Urednica: *Mateja Ferk*

Recenzenta: *Blaž Komac, Drago Perko*

Lektorica: *Anja Muhvič*

Kartografinji: *Tinkara Mazej, Lena Kropivšek*

Ilustracije: *Sašo Stefanovski, Lena Kropivšek*

Fotografije: *Uroš Stepišnik*

Oblikovanje in prelom: *Eva Vrbnjak*

Založila: Založba Univerze v Ljubljani

Za založbo: Gregor Majdič, rektor Univerze v Ljubljani

Izdala: Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani

Za izdajatelja: Mojca Schlamberger Brezar, dekanja Filozofske fakultete

Ljubljana, 2024

1. izdaja, prvi natis

Tisk: Birografika Bori, d. o. o.

Naklada: 150 izvodov

Cena: 19,90 €

Knjiga je izšla v okviru raziskovalnega programa *Trajnostni regionalni razvoj Slovenije* (št. P6-0229), ki ga sofinancira Javna agencija za raziskovalno in inovacijsko dejavnost Republike Slovenije iz državnega proračuna.

Knjiga je izšla s podporo Javne agencije za raziskovalno in inovacijsko dejavnost Republike Slovenije v okviru Javnega razpisa za sofinanciranje izdajanja znanstvenih monografij.



To delo je ponujeno pod licenco Creative Commons Priznanje avtorstva-Deljenje pod enakimi pogoji 4.0 Mednarodna licenca (izjema so fotografije). / This work is licensed under a Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International License (except photographs).

Prva e-izdaja. Publikacija je v digitalni obliki prosto dostopna na <https://ebooks.uni-lj.si/ZalozbaUL>

DOI: 10.4312/9789612973131

Kataložna zapisa o publikaciji (CIP) pripravili v
Narodni in univerzitetni knjižnici v Ljubljani

Tiskana knjiga

COBISS.SI-ID=191660803

ISBN 978-961-297-315-5

E-knjiga

COBISS.SI-ID=191590659

ISBN 978-961-297-313-1 (PDF)

Kazalo

Uvod	5
Obseg krasa v Sloveniji	7
Sistematizacije krasa – historiat	11
Procesnogeomorfološka sistematizacija krasa v Sloveniji	17
Pokritost kraškega površja s sedimenti	23
Goli kras	25
Pokriti kras	30
Polgoli kras	33
Gola kraška pobočja	35
Pobočni procesi na krasu	35
Pokrita kraška pobočja	37
Globoki kras	39
Korozijske uravnave	40
Kopaste vzpetine	49
Uvale	51
Vrtače	51
Brezstrobe jame	54
Udornice	59
Plitvi kras	65
Ojezerjene kraške kotanje	68
Ojezerjena kraška polja	71
Prelivna kraška polja	73
Kanjoni	77
Kraške hidromorfološke oblike	87
Fluviokras	93
Erozijski jarki in dolki	95
Fluviokraške doline	97
Pritočna kraška polja	98
Glaciokras	101
Kotliči	105
Konte	106
Predledeniška kraška polja	110
Povzetek	113
Summary	115
Viri in literatura	117
Kazalo geografskih imen	131

Uvod

Slovenski kras ima pomembno vlogo v zgodovini krasoslovja, saj je večji del razvoja te znanstvene vede povezan z območjem Slovenije. Prve zabeležene raziskave našega krasa segajo že v antiko, a začetek modernega krasoslovja označuje delo Janeza Vajkarda Valvasorja *Slava Vojvodine Kranjske*. V tem delu je Valvasor sistematično opisal kras, vključno z jamami, površinskimi oblikami in hidrološkimi značilnostmi. Čeprav so mnoge interpretacije v njegovem delu bolj bajeslovne kot znanstvene, je imelo to delo pomemben vpliv na evropsko in svetovno znanstveno skupnost, saj je spodbudilo nadaljnje zanimanje za raziskovanje krasa (Valvasor, 1689; Kranjc, 2010).

V 18. stoletju so se raziskave na področju kraške hidrologije, geomorfologije, speleologije in speleobiologije razširile, sledile so Valvasorjevim opisom in se osredotočale na Dinarski kras zahodne Slovenije, zlasti na porečji Ljubljanice in Reke. Zaradi teh pionirskih oziroma klasičnih raziskav to območje imenujemo tudi klasični Kras. Raziskovali so ga številni pomembni krasoslovci tistega časa, med njimi Joseph Anton Nagel (1748), Baltazar Hacquet (1778), Tobias Gruber (1781), Franc Hohenwart (1837), Adolf Schmidl (1854), Édouard-Alfred Martel (1894) in Jovan Cvijić (1895). Njihovo delo je pomembno prispevalo k razvoju in razumevanju krasa. Prav ti zgodnji raziskovalci so za ta tip površja začeli uporabljati ime pokrajine, kjer so raziskovali, zato je ta geomorfni sistem

poimenovan po slovenskem Krasu, ki ga imenujemo tudi matični. Mnogi lokalni izrazi in toponimi z naših območij so bili zaradi teh zgodnjih raziskav sprejeti v mednarodno krasoslovno terminologijo (Gams, 1994; Kranjc, 2003; Kranjc, 2008).

Čeprav je Janez Vajkard Valvasor s svojim delom odigral ključno vlogo v zgodnjem razvoju krasoslovja in sta tudi dva druga Slovenca, Tobias Gruber ter Franc Hanibal von Hohenwart, pomembno prispevala k razvoju vede, je treba priznati, da smo Slovenci do prve svetovne vojne imeli relativno majhen vpliv na razvoj te znanstvene vede. Večino raziskav na področju krasoslovja so opravili tuji raziskovalci. Začetek obdobja, v katerem lahko govorimo o razvoju slovenskega krasoslovja, sega v čas po prvi svetovni vojni, ko so bile objavljene številne znanstvene študije, ki so kraške probleme obravnavale predvsem z lokalnega vidika. Poleg tega so bili izdani mnogi članki in monografije, ki so poskušali interpretirati kraške oblike in procese na širšem regionalnem nivoju.

Med pomembna dela spada prva slovenska monografija o krasu, *Kraški svet in njegovi pojavi*, ki jo je pred nekaj več kot sto leti napisal Pavel Kunaver (1922). Kmalu zatem je izšla tudi prva geomorfolška monografija o Sloveniji, ki jo je napisal Jože Rus pod naslovom *Slovenska zemlja: kratka analiza njene zgradnje in izoblike* (Rus, 1924) ter je v njej med drugim obravnaval tudi geomorfologijo krasa. Tik po drugi svetovni vojni je Šerko objavil delo *Kraški pojavi v Jugoslaviji*, v katerem je celostno obravnaval

geomorfologijo krasa Slovenije v kontekstu takratne Jugoslavije (Šerko, 1947). Ivan Gams je leta 1974 izdal monografijo *Kras: zgodovinski, naravoslovni in geografski oris*, ki je postala temeljno delo s področja slovenskega krasoslovja za naslednja desetletja (Gams, 1974). Monografija vključuje pregled kraške geomorfologije, speleologije, hidrologije in človekovega vpliva na kras ter regionalni pregled krasa. Tri-deset let pozneje je bila izdana razširjena izdaja te monografije pod naslovom *Kras v Sloveniji v prostoru in času*, ki velja za najobsežnejši regionalni pregled slovenskega krasa do sedaj.

Večina obstoječih sistematizacij slovenskega krasa se naslanja na regionalno tipizacijo, ki se je izkazala za praktično v izobraževalnem okviru (npr. Habič, 1969; Gams, 1974; Habič, 1982; Šušteršič, 1991; Novak, 1993; Kranjc, 1998; Mihevc, 1998a; Gams, 2003; Zupan Hajna, 2004; Mihevc, Mihevc, 2021). Take tipizacije omogočajo vpogled v osnovne lastnosti različnih kraških območij, kar je za pedagoške namene izjemno koristno. Kljub temu pa je s perspektive modernega krasoslovja ta pristop preveč poenostavljen. Procesni aspekt, ki predstavlja osnovo moderne geomorfologije, zahteva bolj celosten pristop.

Problematika sistematizacije krasa, kot je opazna tudi v mednarodni literaturi, izhaja iz odsotnosti splošno sprejetega procesnogeomorfološkega pristopa. Kljub obsežni literaturi, ki obravnava kraške procese, večina trenutnih geomorfoloških klasifikacij krasa ne sledi pristopu, ki bi oblikovanje kraških oblik razvrstil glede na njihove prevladujoče procese. Te sistematizacije namreč pogosto eklektično združujejo različne značilnosti krasa, kot so hidrološke, geološke, geomorfološke ... Idealna rešitev bi bil pristop, ki sistematično razvršča in analizira kraške oblike, osredotočen na prevladujoče procese v različnih vrstah krasa in specifičnih geomorfnih kontekstih. Takšen pristop bi bil skladen s sodobnimi taksonomskimi pristopi, ki so v rabi v drugih geomorfnih sistemih, kjer najpogosteje razlikujemo med denudacijskimi in agradacijskimi okolji, z značilnimi skupinami dominantnih geomorfnih procesov.

Do sedaj še ni bila razvita takšna sistematizacija krasa, ki bi v celoti vključevala procesnogeomorfološki vidik. To lahko pripišemo posebnostim kraškega geomorfnega sistema, kjer je prevladujoča kemična denudacija in pomanjkanje agradacijskih okolij. Zaradi teh lastnosti se kraški geomorfni sistem ne ujema popolnoma s klasičnimi taksonomskimi modeli procesne geomorfologije.

Namen te monografije ni ustvariti novega regionalnega pregleda krasa, saj obstaja že veliko takšnih del. Namesto tega se monografija odmika od dosedanjih praks, ki so se osredotočale predvsem na opisovanje značilnosti različnih območij, kot je bilo značilno za vse dosedanje monografije o krasu. Cilj je oblikovati in uporabiti novo procesnogeomorfološko taksonomijo oziroma sistematizacijo krasa za slovenski kras.

Ta nova sistematizacija vključuje procesnogeomorfološki pristop, ki do sedaj ni bil vpeljan v geomorfologijo krasa. Temelji na interpretaciji geomorfoloških oblik skozi prevladujoče geomorfne procese. Osredotoča se le na površinsko oblikovanost krasa in obravnava kraško podzemlje samo s procesnega vidika. Pri sistematizaciji smo uporabili večnivojski pristop, ki najprej identificira posamezne tipe krasa na podlagi prevladujočih procesov, ki vplivajo na njihovo oblikovanje in preoblikovanje, ter na osnovi njihove recentne hidrološke aktivnosti. Nato smo določili specifična geomorfna okolja, kjer so ti procesi aktivni, pri čemer smo v vsakem tipu krasa te procese definirali drugače, glede na njihove posebnosti. V zaključni fazi smo za vsako geomorfno okolje določili značilne reliefne oblike in območja njihovega pojavljanja v Sloveniji.

Poleg geomorfološke sistematizacije tipov krasa sta podrobno obravnavana tudi dva vidika krasa, pokritost površja s sedimenti in pobočni procesi, ki pomembno vplivata na vrsto in dinamiko procesov na površju, kar posledično oblikuje površje krasa. Ključnega pomena so sedimenti na površju, saj vplivajo na morfologijo površja na različne načine in določajo smer odtoka vode. Poleg tega pobočni procesi na krasu potekajo nekoliko drugače kot v drugih geomorfnih sistemih.

Obseg krasa v Sloveniji

O razširjenosti krasa v Sloveniji so bile izvedene številne raziskave, pri čemer so se avtorji osredotočali predvsem na karbonatne kamnine in na razširjenost tipičnih kraških reliefnih oblik. Melik (1935) je bil prvi, ki je kartografsko opredelil obseg krasa v takratnih etničnih mejah Slovenije, pri čemer se je opiral na razporeditev vrtač in kotličev, verjetno iz takratnih topografskih kart. Po njegovi analizi bi kras pokrival 28 % današnjega slovenskega ozemlja (Melik, 1935).

Podrobnejšo analizo je izvedel Šerko (1947). Ta ni neposredno kvantificirala obsega krasa, ampak ga je prikazala na zemljevidih. Na kartah v merilu 1 : 100.000 je analiziral gostoto površinske rečne mreže in prisotnost kraških reliefnih oblik, kot so vrtače, kotličiči, udornice in kraška polja. Na podlagi njegovih podatkov bi obseg krasa predstavljal okoli 30 % površja Slovenije.

Gams (1972) je ocenil delež krasa v Sloveniji na 7000 km², kar je približno tretjina celotnega ozemlja. V besedilu navaja, da je podatek izpeljan iz starejših raziskav, brez navedbe specifičnih virov. V poznejšem obseženem regionalnem pregledu krasa v Sloveniji je Gams (1974) navedel, da karbonatne kamnine obsegajo 43 % površja Slovenije. Na podlagi tega podatka sklepa, da je obseg krasa nekoliko manjši (Gams, 1974).

Habič (1982) je pri opredeljevanju razširjenosti krasa upošteval prisotnost jam, razvitost površinske

rečne mreže, prisotnost kraških reliefnih oblik in razširjenost karbonatnih kamnin. Na osnovi teh podatkov je ocenil, da kras pokriva 44 % Slovenije.

Šušteršič (1991) je na pregledni karti Slovenije prikazal kras, ki obsega okoli 50 % ozemlja Slovenije, vendar metoda tega izračuna ni podrobno opisana. Novak (1993) je navedel, da kras obsega 9000 km², kar je 44,4 % površine Slovenije, njegov delež pa je opredelil na osnovi obsega različnih vrst karbonatnih kamnin.

V *Geografskem atlasu Slovenije* je Mihevc (1998a) na pregledni karti prikazal obseg krasa, ki ga je opredelil na osnovi kraških reliefnih oblik, zlasti kotanj, in gostote površinske rečne mreže. V objavi je opozoril na pomanjkljivosti svojih ocen, saj je obseg krasa na območjih dolomitnega krasa in alpskega visokogorja težko opredeliti zaradi odsotnosti značilnih kraških oblik in zaradi netipične površinske rečne mreže. Kljub kartografskemu prikazu, kjer kras zavzema 50,2 % ozemlja, v besedilu navaja, da se obseg giblje med tretjino in polovico ozemlja Slovenije. V istem atlasu je Kranjc (1998) ocenil, da kras obsega 45 % slovenskega ozemlja, vendar brez podrobne pojasnitve metode.

Najpogosteje navajana ocena obsega krasa v Sloveniji izhaja iz dela Gamsa (2003), ki je v svojem obseženem regionalnem pregledu kraških območij v Sloveniji navedel, da kras zavzema 43 % slovenskega ozemlja. Po njegovi razčlenitvi je 35 % tega obsega na apnencu, preostalih 8 % pa na dolomitu.

Vendar pa Gams v svojem besedilu ni opisal metodologije, ki jo je uporabil za izračun teh vrednosti.

Sčasoma so se metode in pristopi pri kartiranju in analizi kraških območij razvijali, kar je privedlo do bolj natančnih in celovitih izračunov razširjenosti krasa. Komac in Urbanc (2017) sta svoj izračun o obsegu krasa v Sloveniji, ki naj bi zavzemal 45,6 % ozemlja, utemeljila na obsegu karbonatnih kamnin na geološki karti (Buser, 2010). V projektu *World Karst Aquifer Mapping* je bila Slovenija opredeljena s 49,5 % zakraselih kamnin (Chen in sod., 2017). Ta ocena temelji na *Global Lithological Map* (GLiM) (Hartmann, Moosdorf, 2012) in na različnih drugih virih, vključno s podatki o kraških vodnih virih in lokacijah jam.

V raziskavi Gabrovca in Hrvatina (Gabrovec, Hrvatin, 2018) je bila izdelana karta genetskih tipov reliefa Slovenije, ki kras na apnencih in dolomitih opredeljuje na 39 % površine Slovenije. Vendar pa v njunem delu niso podrobno navedeni podatki, ki so bili uporabljeni za določanje tega obsega.

Najnovejši izračun obsega krasa v Sloveniji sta izvedla Gostinčar in Stepišnik (2023), ki sta definirala obseg krasa na podlagi prostorske razširjenosti kraških kamnin. Identifikacija krasa je potekala v dveh korakih.

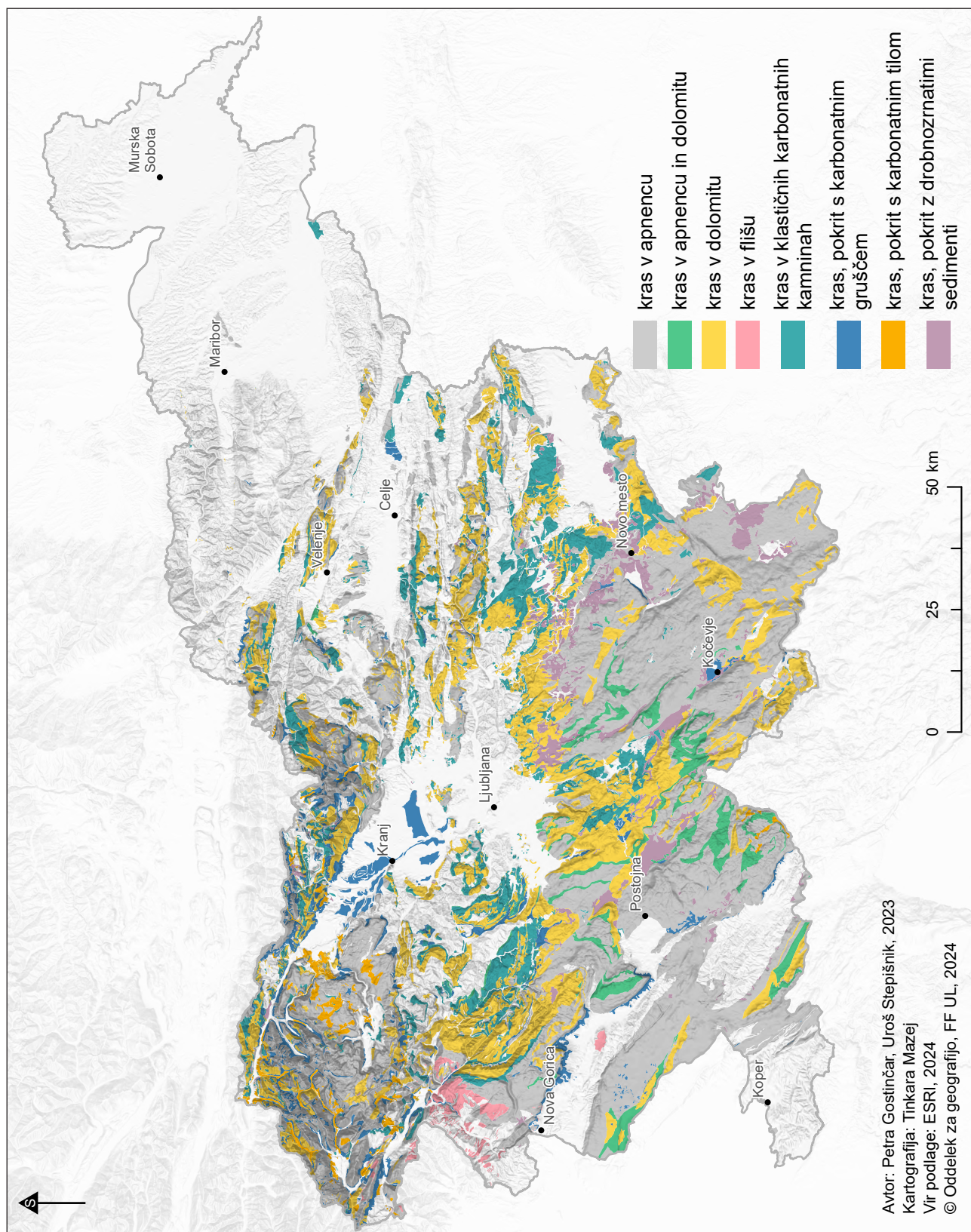
V prvem koraku je bila izvedena analiza, ki je vključevala združevanje litostratigrafske karte Slovenije (Hrvatin, 2016), zasnovane na geoloških kartah merila 1 : 100.000, z drugimi podatki, kot so prostorska razporeditev vrtač (Mihevc, Mihevc, 2021), lokacije jamskih vhodov (JZS, 2023) in podatki o površinski rečni mreži (DRSV, 2023a). Rezultati so pokazali omejitve v prostorski natančnosti, saj je litostratigrafska karta ustvarjena v manjšem merilu v primerjavi z bolj podrobnimi podatki o vrtačah, jamskih vseh in rečni mreži, ki so bili pridobljeni iz natančnejših virov, kot je lasersko skeniranje (Čekada, Gostinčar, 2016). Poleg tega so obstajale velike razlike med območji, ki so bila predhodno identificirana kot območja karbonatnih kamnin (Gostinčar, 2016a), in tistimi, ki jih je identificirala uporabljena analiza. Vrtače in jamski vhodi se namreč pojavljajo tudi na območjih, ki so

bila na podlagi zemljevida pojavljanja karbonatnih kamnin kategorizirana kot območja nekarbonatnih kamnin (Gostinčar, 2016a).

Zaradi teh omejitev prve faze analize je bil drugi korak metode usmerjen v ročni pregled 12.635 poligonov litostratigrafskih enot, z namenom natančnejšega določanja prisotnosti krasa. Pri tem pregledu so bili uporabljeni indikatorji za potencialno prisotnost krasa, ki so bili izračunani v prvem koraku, kot tudi digitalni model reliefa in njegovi derivati, pridobljeni z laserskim skeniranjem Slovenije. Ta pristop je omogočil bolj natančno identifikacijo litostratigrafskih enot, ki vsebujejo kras, in znatno zmanjšal napake, ki so nastale zaradi uporabe neustreznih prostorskih podatkov v prvi fazi (Gostinčar, Stepišnik, 2023).

Prostorska analiza obsega kraških kamnin v Sloveniji, ki sta jo izvedla Gostinčar in Stepišnik (2023), razkriva, da kras obsega 49,7 % površine države (slika 1). Največji delež obsega krasa na apnencu, ki predstavlja 24,6 % celotne površine Slovenije. Kras v dolomitu je drugi največji in zavzema 12,4 % površine, medtem ko kras na območjih, kjer se apnenec in dolomit kombinirata, obsega 1,9 % ozemlja. Skupaj kras na apnencih in dolomitih predstavlja 38,9 % slovenskega ozemlja. Kras v klastičnih karbonatnih kamninah obsega 5,1 % površine, medtem ko kras na območjih, prekritih s karbonatnim gruščem, pokriva 2,5 %. Dodatno, kras na območjih s fino-zrnatimi sedimenti obsega 2 % in tistih s karbonatnimi tili 0,8 % državne površine. Najmanj zastopan je kras v flišnih kamninah, ki obsega zgolj 0,5 % površine Slovenije.

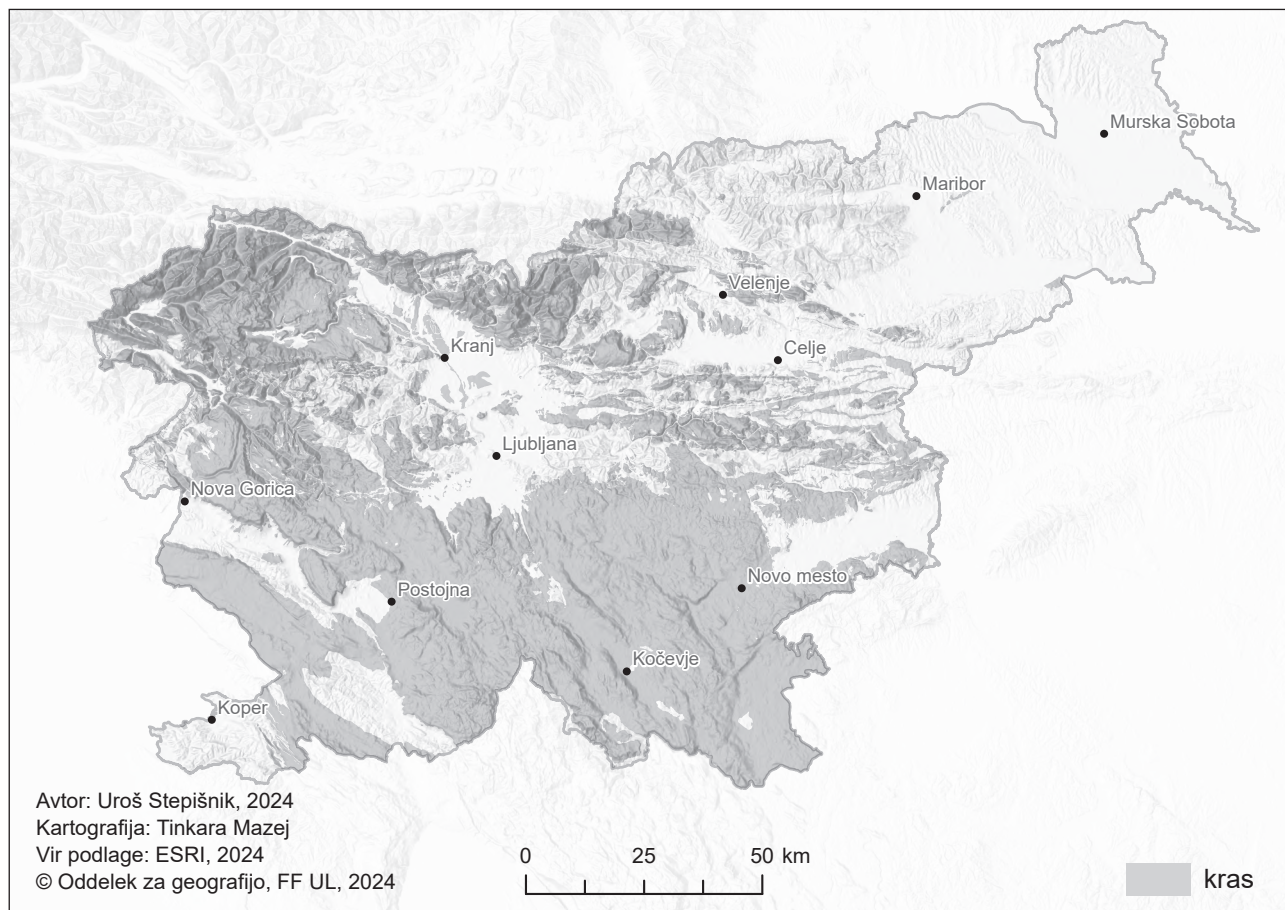
Karta obsega kraških kamnin v Sloveniji, ki sta jo izdelala Gostinčar in Stepišnik (2023), ima omejeno natančnost predvsem zaradi slabe kakovosti vhodnih prostorskih podatkov. Težave z natančnostjo litostratigrafskih enot ter neskladje med njihovimi robovi in dejanskim stanjem na terenu predstavljajo ključno pomanjkljivost. Za potrebe celostne analize in tipizacije krasa v Sloveniji smo na novo izračunali obseg krasa (slika 2), pri čemer smo kot osnovo uporabili karto obsega kraških kamnin v Sloveniji (Gostinčar, Stepišnik, 2023).



Slika 1: Obseg krasa v Sloveniji na različnih litostratigrafskih enotah (Gostinčar, Stepšnik, 2023).

Da bi izboljšali natančnost obsega kraških območij smo uporabili karte litostratigrafskih enot v večjem merilu (Aničić, Ogorelec, Dozet, 2004; Jurkovšek, 2008; Mlakar, Čar, 2009; Jurkovšek, 2013; Demšar, 2016; Poljak, 2017), ki so natančnejše od litostratigrafske karte Slovenije (Hrvatina, 2016), ki je bila osnova za prvotno karto obsega kraških kamnin v Sloveniji (Gostinčar, Stepišnik, 2023). S tem smo izboljšali prostorsko natančnost litostratigrafskih enot. Na podlagi digitalnega modela višin, pridobljenega z laserskim skeniranjem površja (ARSO, 2023), smo izračunali vizualizacije površja. S prekrivanjem vizualizacij in litografskih enot smo lahko slednje bolj natančno zamejili. Popravki so bili omejeni na območja z očitnimi napakami, predvsem na meji s sedimentnimi uravnjavami in ob strukturnih stopnjah. Poleg tega smo ponovno interpretirali prisotnost krasa v nekaterih litostratigrafskih enotah, ki jih Gostinčar in Stepišnik (2023) nista

opredelila kot kraške. Vključili smo območja kvartarnih nanosov, ki prekrivajo kraške kamnine. Ta območja so bila na litostratigrafski karti Slovenije (Hrvatina 2016) označena kot pliocenski in kvartarni sedimenti (gline, melji, peski, prodi, grušči in tili) ter rdeče boksitne glin (terra rossa), ki se pojavljajo znotraj kraških območij. Pri reinterpretaciji smo bili pozorni tudi na kraške geomorfne oblike na teh območjih, ki smo jih prepoznali na podlagi vizualizacij površja. Novi izračun obsega krasa v Sloveniji kaže nekoliko višje vrednosti, kot so bile navedene v prejšnjih študijah. Kras obsega 50,63 % kopne površine Slovenije, kar predstavlja 10.267 km². Čeprav ta izračun prinaša nove vrednosti deleža krasa, še vedno obstajajo pomanjkljivosti, saj temelji na geoloških kartah z omejeno natančnostjo. Dokler ne bodo na voljo natančnejši geološki podatki, bo ta izračun ostal najboljša razpoložljiva ocena obsega krasa v Sloveniji.



Slika 2: Obseg krasa v Sloveniji.

3

Sistematizacije krasa – historiat

Prvo sistematizacijo krasa, ki je tipizirala Dinarski kras, je razvil Cvijić (1893b) in je temeljila na prevladujočih geomorfnih procesih in reliefnih oblikah. Uporabil je izraz *holokras* za opis popolnega krasa z vsemi tipičnimi kraškimi oblikami, tudi kraškimi polji. Ta tip krasa je značilen za obsežna zaporedja karbonatnih kamnin, v katerih zakrasevanje prodre globoko pod gladino podzemne vode. Nasprotno je Cvijić (1893b) definiral *merokras* kot delno ali nepopolno razvito kraško okolje, v katerem sta poleg zakrasevanja pomembna tudi mehansko preperevanje in rečna erozija. *Merokras* se primarno razvija na območjih, prekritih z zaporedji topnih in netopnih ali manj topnih kamnin. V poznejših študijah je Cvijić (1924) ugotovil, da se njegova tipizacija ujema le z Dinarskim in Moravskim krasom, ne more pa se neposredno uporabiti tudi na drugih kraških območjih, zato ji je dodal še tretji, *prehodni tip* krasa, ki ne temelji na prevladujočih procesih, pač pa glede na geografsko lego regionalno tipizira kras v Franciji, Grčiji in na Kubi. Čeprav so Cvijićeve tipizacije krasa v luči sodobnih raziskav in razumevanja krasa postale manj aktualne, so njegovi zgodnji prispevki še vedno aktualni z vidika procesnogeomorfološkega pristopa. Pojma *merokras* in *prehodni kras* so v nekateri literaturi nadomestili s pojmom *fluviokras* (Roglić, 1958; Gams, 1986). Ta se nanaša na hidrološke sisteme, kjer imajo pomembno vlogo fluvialni procesi z erozijo in površinskim odtokanjem vod.

Večina sodobnih tipizacij kraških okolij se osredotoča na njihove geološke značilnosti. V skladu s tem se glede na starost oblikovanja krasa loči med *paleokrasom* in *recentnim krasom* (Blatnik in sod., 2020; Otoničar, 2021; De Waele, Gutiérrez, 2022). *Paleokras* se je oblikoval v geološki zgodovini, kraški procesi pa so inertni, saj je večinoma zapolnjen in prekrit. Sweeting (1973) je izpostavila dva podtipa *paleokrasa*: *reliktni kras*, kjer reliefne oblike niso bile prekrite, in *fosilni kras*, kjer so bile reliefne oblike prekrite, a so pozneje lahko ekshumirane. Jennings (1964) je uvedel koncept *singenetskega krasa*, kjer sedimentacija in kraški procesi potekajo simultano.

Glede na vrsto kamnin ločimo med *karbonatnim krasom* (apnenec, dolomit, marmor), *evaporitnim krasom* (sadra, halit, kalijeva sol) in krasom iz drugih kamnin (na primer peščenjak, kvarcit) (Gams, 2003; Ford, Williams, 2007b; Gostinčar, 2016a; De Waele, Gutiérrez, 2022). Dodatne tipizacije krasa se pogosto osredotočajo na izpostavljenost kamnin na površju. Pogosto se uporablja delitev na *goli kras*, kjer je kamnina izpostavljena na površju, *pokriti kras*, kjer je kamnina prekrita s sedimentom, in *pokopani kras*, kjer kraški procesi niso aktivni zaradi velike debeline krovnine (Gvozdet-skiy, 1965). Za *goli kras* se pogosto uporablja tudi izraz *eksokras*, medtem ko se za *pokriti kras*, kjer kamnine prekrivajo alogeni sedimenti, uporablja izraz *endokras* ali v nekaterih primerih *kriptokras* (Lacroix, 2004; Veress, 2016a).

Tipizacije se lahko osredotočajo tudi na prevladujoče geomorfne oblike ali procese na specifičnem kraškem območju. Tako lahko ločimo *vrtačasti*, *poligonalni*, *kopasti*, *stožčasti* in *stolpasti kras* (Lehmann, 1954; Gvozdetkiy, 1965; Monroe, 1970b; Sweeting, 1973; Jennings, 1979; Jennings, 1985; Field, 1999; Lowe, Waltham, 2002). Glede na nadmorsko višino krasa razlikujemo med *obalnim*, *ravninskim*, *gričevnatim*, *srednjegorskim* in *visokogorskim krasom* (Veress, 2020). Glede na pomembne nekraške geomorfne procese ločimo *glaciokras*, preoblikovan z ledeniškim delovanjem (Kunaver, 1983; Smart, 1986; Bavec, Verbič, 2011; Žebre, Stepišnik, 2014a; Žebre, Stepišnik, 2015b; Veress, 2016b; Ferk in sod., 2017), in *fluviookras*, značilen za območja delovanja fluvialne denudacije in agradacije (Roglić, 1958; Komac, 2004; Stepišnik, 2021b).

Tipizacije krasa, ki upoštevajo hidrologijo, se delijo glede na temperaturo voda, prepustnost kraških kamnin in izvor vode. *Termalni kras*, kjer so temperature vod višje od regionalnega povprečja, se segreva z notranjo toploto Zemlje (Veress, 2020). Glede na prepustnost krasa lahko ločimo med *eogenetskim krasom*, ki je značilen za kamnine v zgodnji fazi diageneze, in *teloogenetskim krasom*, v popolnoma litificiranih kamninah (Vacher, Mylroie, 2002; Florea, Vacher, 2006; Lipar, Ferk, 2011; Ferk, Lipar, 2012). Jakucs (1977) je razlikoval med *avtigenim* in *alogenim krasom*. Na *avtigenem krasu* je površje višje od okoliškega nekraškega območja, zato vanj priteka zgolj meteorna voda. Nasprotno *alogeni kras* prejema vodo tudi iz okoliškega nekraškega okolja. Ford in Williams (2007b) sta to tipizacijo nadgradila z uvedbo pojma mešanega *alogeno-avtigenega krasa*. Kot *alogeni kras* sta opredelila le tista kraška območja, ki so prekrita z neprepustno krovino. Nedavno je pridobila pozornost tipizacija, ki razlikuje med *epigenim* in *hipogenim krasom* glede na izvor vode in njeno agresivnost (Klimchouk, 2007; Palmer, 2007). Na *epigenem krasu* je značilen navzdol usmerjen pretok podzemne vode, ki se napaja z meteorno vodo ali vodo, ki izvira iz nekraških zaledij. V nasprotju s tem je *hipogeni kras* definiran

s procesi raztapljanja, ki so povezani s podzemno vodo, ki prihaja iz večjih globin, ali z obnovljeno agresivnostjo podzemnih vod, ki se ustvari zaradi podzemnih virov CO₂ ali H₂S (Klimchouk, 2007; Palmer, 2007). *Obalni kras* predstavlja posebno obliko krasa, kjer pride do raztapljanja v karbonatnih kamninah na območju, kjer se mešata morska in sladka voda (Mylroie, Mylroie, 2013).

Interpretacije, ki so osredotočene na vpliv klime na geomorfologijo, izpostavljajo odločilni vpliv podnebnih dejavnikov tako na intenzivnost procesov raztapljanja kot na oblikovanje površinskih reliefnih oblik v kraških okoljih. Podnebje na kras neposredno vpliva s količino, distribucijo in vrsto padavin, ki so ključne za procese raztapljanja. Poleg tega ima pomembno vlogo tudi temperatura, še posebej zato, ker pri temperaturah pod lediščem raztapljanje kamnine in transport sedimenta nista možna. Indirektno podnebje vpliva na kraške oblike prek tal in biološke aktivnosti. Zaradi teh različnih vplivov se kras pogosto tipizira glede na podnebje v več tipov, kot so *zmerno tople*, *sredozemski*, *tropski*, *vlažni*, *suhi*, *polsuhi*, *ledeniški* in *periglacialni kras*. Posebno kategorijo predstavlja *biokras*, ki vključuje kraške oblike, ki so se oblikovale pod vplivom bioloških procesov (Viles, 1984; Viles, 2004).

Pseudokras označuje tip krasa z reliefnimi oblikami, ki so podobne kraškimi, vendar niso rezultat kraških procesov, kot je raztapljanje kamnine. Takšna okolja lahko vključujejo jame in zaprte kotanje, ki so značilne za kras, a so nastale z drugačnimi procesi. Koncept *pseudokrasa* je povezan z idejo *ekvifinalnosti* ali *geomorfološke konvergence*, kjer različni geomorfološki procesi ustvarjajo podobne reliefne oblike. Zato *pseudokras* ni tip krasa, temveč geomorfno okolje, ki ima podobne reliefne oblike (De Waele, Gutiérrez, 2022).

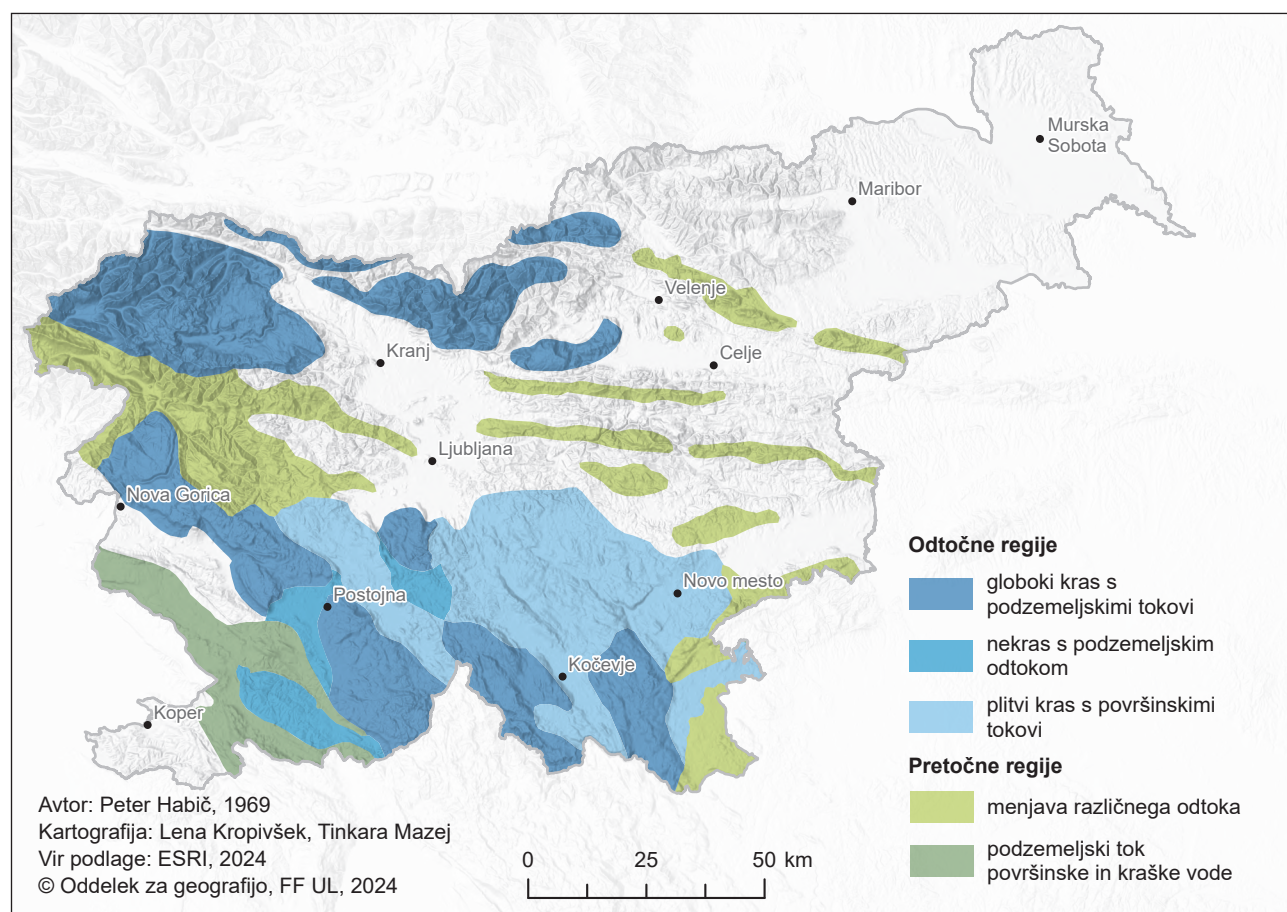
V Sloveniji je kras prvi sistematiziral Melik (1935), ki je uporabil Cvijičev pristop in kras razdelil na dva tipa: *holokras* in *merokras*. Pozneje je Šerko (1947) izdelal tipizacijo za celoten Dinarski kras Jugoslavije, ki temelji na načinu delovanja kraške hidrologije in na značilnostih oblikovanosti

površja. Želel se je distancirati od Cvijićeve (1924) tipizacije, ki je kras razvrstila na popolni in delni kras ter vmesne tipe, poimenovane po tipičnih kraških pokrajinah v Franciji, kot so Causses in Jura. Šerko (1947) je osrednji del Dinarskega gorstva opisal kot globoki kras, kjer so vse klasične kraške oblike, kot so obsežne brezvodne vrtačaste pokrajine, mnoge ponikalnice in velike jame. S terminom plitvi kras je opisal robove Dinarskega krasa, ki obdajajo globoki kras. V Sloveniji je plitvi kras povezoval s Tržaškim Krasom, krasom vzhodne Suhe krajine in krasom v Beli krajini. Glede na oblikovanost površja je ločil obalni goli kras, visokogorski kras s kotliči in pokriti kras. Med primere pokritega krasa je uvrstil območja teras na Sorškem polju, območje Dobrav, kras severno od Celjske kotline ter kras v Halozah in na Maclju. Za kraška območja zunaj Dinarskega krasa je uporabljal enake kriterije kot pri Dinarskem

krasu, v Sloveniji pa so bila med ta območja vključena kraška območja v Julijskih in Savinjskih Alpah, Zasavskem hribovju, vzhodnih Karavankah in na Gorjancih (Šerko, 1947).

Različne tipizacije slovenskega krasa, ki temeljijo predvsem na dopolnjevanju Šerkove (1947) hidrološke delitve, sta večkrat objavila Gams in Habič. Habič (1969) je dopolnil hidrološko razdelitev na osnovi načina odtoka vode, kjer loči med enostavnimi odtočnimi območji, območji globokega krasa s kombiniranimi pretočno-odtočnimi lastnostmi, območji z mešanim površinskim in podzemeljskim pretokom ter območji plitvega krasa, kjer se združujeta podzemeljski pritok in površinski odtok (slika 3).

Gams (1974) je v podrobnem pregledu slovenskega krasa opisal različna kraška območja tako v Sloveniji kot tudi v drugih delih nekdanje Jugoslavije. Kras je razdelil na odtočne, vključno



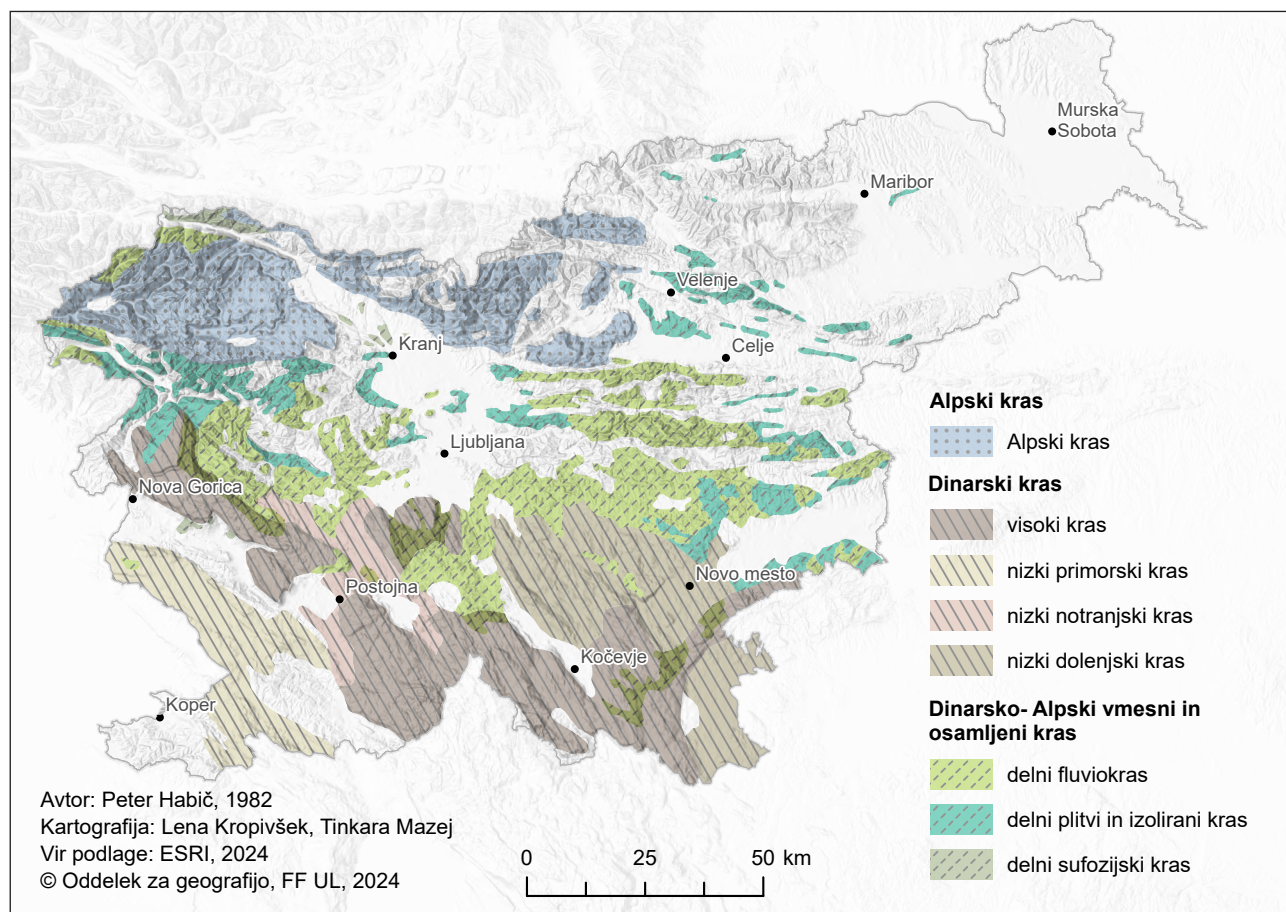
Slika 3: Hidrološka tipizacija slovenskega krasa (Habič, 1969).

z globokim krasom s podzemeljskim pretokom in plitvim krasom s površinskimi tokovi, ter pretočne regije, kjer loči kras s ponikalnicami in kraška območja z mešanim odtokom. V svojem regionalnem pregledu je uvedel tudi regionalno tipizacijo krasa po Cvijičevem (1924) zgledu, ki ne temelji na geomorfoloških ali hidroloških značilnostih območij, pač pa kras z vidika geografske lege deli na alpski, dinarski in osamljeni. Alpski kras zajema Julijske Alpe, Karavanke in Kamniško-Savinjske Alpe, dinarski kras obsega primorski, notranjski in dolenski kras, medtem ko izolirani kras pokriva manjša območja, predvsem v predalpskem delu Slovenije.

Habič (1982) je v okviru speleološke karte Slovenije kras razvrstil v globoki in plitvi kras (slika 4). Alpski in dinarski kras je opisal kot globoki kras. Alpski kras ima lastnosti visokogorskega in gorskega krasa ter hidrološko deluje kot odtočni kras. Dinarski kras pa deli na visoki kras z

odtočno funkcijo ter nizki primorski, notranjski in dolenski kras s prevladujočo hidrološko funkcijo pretočnega krasa. Plitvi kras v Sloveniji obsega dinarsko-alpski vmesni, osamljeni kras, ki vključuje delni fluviokras, plitvi in izolirani kras ter sufozijski kras. Vsi ti kraški tipi imajo kombinirano hidrološko funkcijo odtočnega in pretočnega krasa (Habič, 1982).

Poznejše tipizacije večinoma temeljijo na regionalni tipizaciji, ki jo je uvedel Cvijič (1924), na slovenski kras pa sta jo prilagodila Gams (1974) in Habič (1982), ki kras delita na alpski, dinarski, vmesni in izolirani. To tipizacijo so v različnih delih uporabili številni avtorji (npr. Šušteršič, 1991; Novak, 1993; Kranjc, 1998; Mihevc, 1998a; Zupan Hajna, 2004; Mihevc, Mihevc, 2021). Čeprav so se takšne delitve, ki temeljijo na regionalni tipizaciji krasa, izkazale za izjemno uporabne v didaktične namene in ponujajo jasen okvir za poučevanje,



Slika 4: Tipizacija slovenskega krasa v pregledni speleološki karti Slovenije (Habič, 1982).

so z vidika procesne geomorfologije preveč poenostavljene oziroma trivialne.

Obstoječe regionalne tipizacije krasa so koristen uvod v razumevanje osnovnih značilnosti različnih kraških območij in so ključnega pomena za širše spoznavanje krasoslovja, vendar pa nas razvoj v procesni geomorfologiji spodbuja k nadgradnji teh tradicionalnih metod z integriranim pristopom, ki omogoča globlje razumevanje kompleksnosti krasa s pomočjo analize procesov in njihovih interakcij.

4

Procesnogeomorfološka sistematizacija krasa v Sloveniji

G geomorfologija je znanstvena veda, ki preučuje oblikovanost Zemljinega površja z različnih vidikov, predvsem pa skozi interpretacijo interakcij med geomorfnimi procesi in reliefnimi oblikami. Procesna geomorfologija, kot eden od prevladujočih pristopov v moderni geomorfologiji, se osredotoča na razumevanje teh dinamičnih interakcij. Ta pristop se deli na več smeri, ki jih opredeljujejo različne skupine procesov, značilne za posamezne reliefne tipe (Anderson, Anderson, 2010; Goudie, Goudie, 2013; Summerfield, 2013; Huggett, 2017; De Waele, Gutiérrez, 2022).

Znotraj procesne geomorfologije razlikujemo geomorfne sisteme oziroma geomorfna okolja, kjer skupina dominantnih geomorfoloških procesov oblikuje relief. Ti sistemi se razlikujejo glede na prevladujoče procese preperevanja, denudacije, transporta sedimentov in njihove agradacije (Summerfield, 2013; Huggett, 2017). Geomorfne sisteme in s tem tudi področja procesne geomorfologije najpogostejše delimo na rečne (fluvialna geomorfologija), ledeniške (glacialna geomorfologija), vetrne (eolska geomorfologija), obalne (obalna geomorfologija) in druge geomorfne sisteme (Goudie, Goudie, 2013).

V okviru procesne geomorfologije se kraški geomorfni sistem, pogosto imenovan kar kras, obravnava kot samostojen geomorfni sistem. Čeprav ga nekateri avtorji opisujejo kot podsistem fluvialnega geomorfnege sistema, se kras od njega razlikuje predvsem zaradi prevladujočega podzemnega

odtoka vode (Sweeting, 1973; Bögli, 1980; White, 1988; Ford in Williams, 2007). Za kraški sistem sta značilna dva dominantna procesa preoblikovanja reliefa: raztapljanje, ki je glavni proces preperevanja, in kemična denudacija. Ta in drugi procesi, ki potekajo tako na površju kot v podzemlju, oblikujejo pretežno skalnato površje z raznolikimi, na videz kaotično razporejenimi okroglastimi reliefnimi oblikami. V podzemlju se zaradi raztapljanja karnin pore razširijo v kraške kanale z visoko efektivno prepustnostjo (White, 2002), kar omogoča, da padavinske vode odtekajo skozi podzemlje. Agradacija sedimentov v kraškem geomorfnem sistemu je minimalna ali celo zanemarljiva. Zaradi različnih dominantnih geomorfoloških procesov in posledično popolnoma drugačnih značilnosti reliefa krasa ne moremo enačiti s fluvialnim geomorfnim sistemom ali mu ga podrežati (Bögli, 1980; Ford, Williams, 2007b; De Waele, Gutiérrez, 2022). Zaradi kompleksnosti geomorfnih procesov in hidrologije ter omejitev pri raziskovanju podzemlja je kraški relief med geomorfologi prepoznan kot eden izmed najbolj zahtevnih tipov reliefa za proučevanje in interpretacijo.

Obstoječe geomorfološke sistematizacije krasa večinoma ne uporabljajo pristopa, ki bi oblike razvrščal glede na prevladujoče procese njihovega nastanka. Večinoma se opirajo na morfografsko ali morfometrično tipizacijo kraških reliefnih oblik (e.g. Bögli, 1980; Gams, 2003; Ford, Williams,

2007b). Morfometrični pristop razvršča reliefne oblike na podlagi njihove velikosti, medtem ko jih morfografski pristop razvršča glede na njihovo oblikovanost. Poleg tega sistematizacije pogosto eklektično združujejo različne vidike, kot so geomorfološki, speleološki, geološki, sedimentološki in drugi. Ob tem se pojavlja tudi problematika uporabe istih terminov za različne pojme, kar dodatno otežuje jasnost in doslednost taksonomije.

Trenutno v geomorfologiji obstaja vrzel v sistematizaciji krasa, ki bi temeljila na procesnogeomorfološkem pristopu. Idealno bi takšen pristop vključeval sistematično razvrščanje in analizo kraških oblik glede na prevladujoče procese v specifičnih geomorfnih okoljih. To bi bilo v skladu s sodobnimi praksami, ki se ukvarjajo z drugimi geomorfnimi sistemi, kjer se v klasični procesni taksonomiji tipi geomorfoloških sistemov delijo na denudacijska in agridacijska okolja, z značilnimi skupinami geomorfnih procesov, ki oblikujejo površje. Vendar pa do sedaj takšna sistematizacija, ki bi integrirala procesnogeomorfološki vidik, za kras še ni bila razvita. To je verjetno posledica specifičnosti kraškega geomorfnega sistema, ki ga opredeljujeta prevladujoča kemična denudacija in odsotnost agridacijskih okolij. Zaradi teh značilnosti delovanja kraški geomorfni sistem ne more slediti klasičnim taksonomskim modelom procesne geomorfologije.

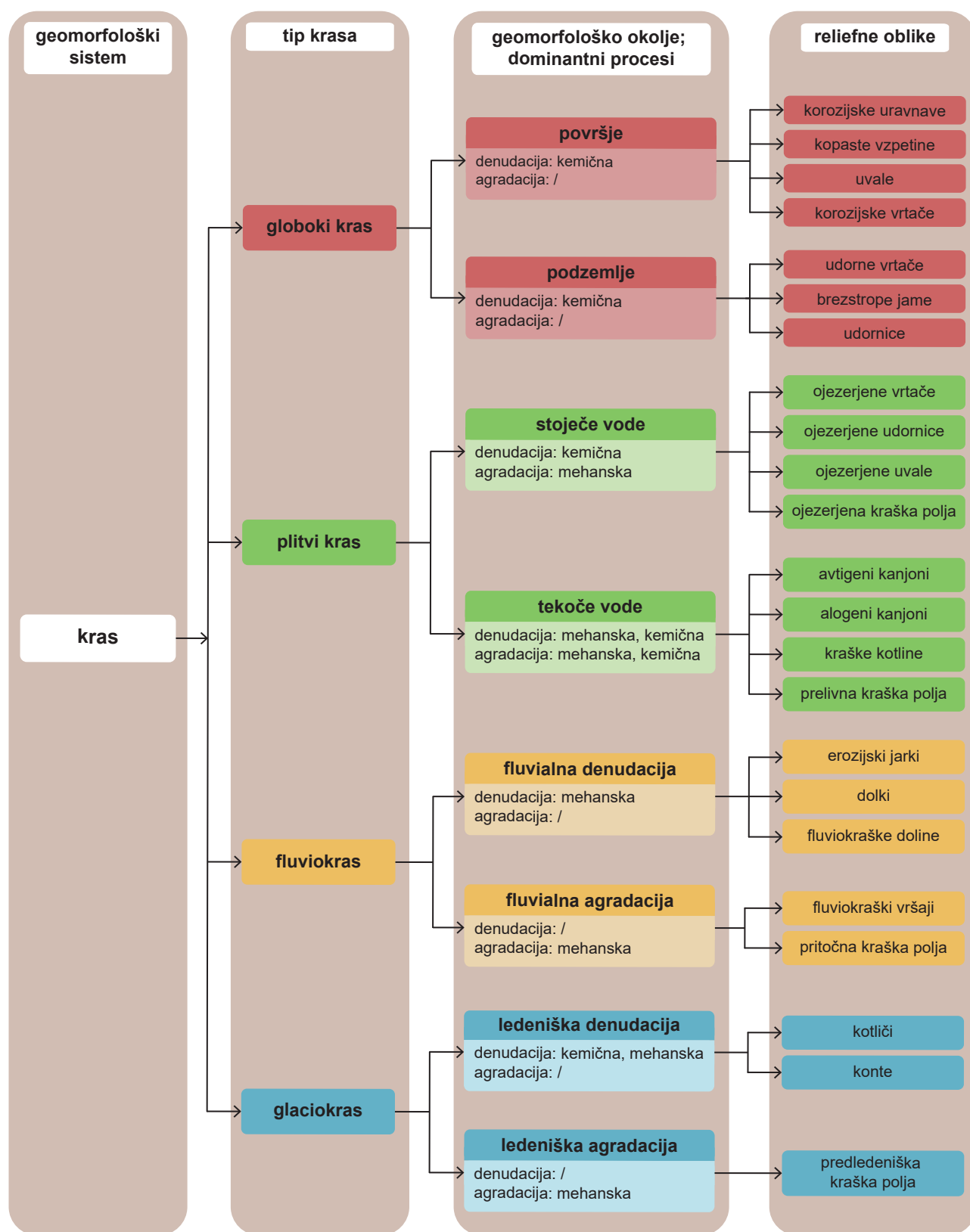
Nova procesnogeomorfološka taksonomija oziroma sistematizacija krasa v Sloveniji temelji na interpretaciji geomorfoloških oblik skozi delovanje dominantnih geomorfnih procesov, značilnih za določene geomorfne sisteme. Ta procesnogeomorfološki pristop (Ritter, Kochel, Miller, 2002; Sharma, 2010; Summerfield, 2013), poznan kot morfogenetski in morfodinamični pristop (Pavlopoulos, Evelpidou, Vassilopoulos, 2009; Stepišnik, 2020a), interpretira procese oblikovanja in preoblikovanja reliefnih oblik ter njihovo dinamiko.

Pri procesni geomorfološki sistematizaciji krasa v Sloveniji smo uporabili večstopenjski pristop. Najprej smo identificirali posamezne tipe krasa na podlagi dominantnih procesov, ki vplivajo na njihovo oblikovanje in preoblikovanje, ter na osnovi

recentnega hidrološkega delovanja. Nato smo opredelili specifična geomorfna okolja, kjer so ti procesi aktivni. V vsakem tipu krasa smo jih opredelili drugače, glede na njihove specifične značilnosti delovanja. V zaključni fazi smo za vsako geomorfno okolje določili značilne reliefne oblike (slika 5).

V Sloveniji kraški geomorfni sistem razvrščamo v štiri tipe: globoki kras, plitvi kras, fluviokras in glaciokras. Globoki kras je tip krasa, v katerem je dominantni proces preperevanja raztapljanje in zato prevladuje kemična denudacija. Padavinske vode na globokem krasu vtekajo v podzemlje in oblikujejo jame. V tem okolju je agridacija sedimenta minimalna. Zaradi hidroloških značilnosti ta tip krasa opredeljujemo kot globoki kras, saj je gladina podzemne vode vedno pod površjem. V globokem krasu so geomorfni procesi, ki vplivajo na oblikovanje površja, aktivni v dveh geomorfnih okoljih: na površju in v podzemlju. Uravnana območja globokega krasa opredeljujemo kot korozijske uravnave. Neenakomerno raztapljanje in denudacija pa vodita do nastanka razčlenjenega kraškega površja, oblikujejo se kopaste vzpetine, uvale in korozijske vrtače. Jame v podzemlju se zaradi denudacije površja preslikajo na površje in se tako oblikujejo brezstropne jame in udorne vrtače. Spodjedanje v jamah zaradi podzemnih tokov povzroča nastanek udornic na površju.

Plitvi kras je tip krasa, kjer gladina podzemne vode sega nad površje, zato se oblikujejo stalna ali občasna vodna telesa na površju krasa. Zaradi različnega geomorfnega delovanja površinskih vod ga delimo na dve okolji: okolje stoječih vod in okolje tekočih vod. V okolju stoječih vod, ki so značilne za kraške kotanje, kot so vrtače, uvale in udornice, se oblikujejo stalna ali občasna jezera. Tudi večje kraške kotanje so lahko občasno ali stalno ojezerjene, a te zaradi dimenzij uvrščamo med kraška polja. V kraških jezerih prevladuje kemična denudacija, ki deluje predvsem lateralno in jih širi. V jezerih se vrši tudi agridacija drobnozrnatega mehanskega sedimenta. V okoljih tekočih vod, ki so navadno prisotne kot reke v kanjonih, se vršita mehanska in kemična denudacija, ki dna kanjonov poglobljata. Agridacija sedimenta je pogosto kemična v obliki



Slika 5: Procesnogeomorfološka sistematizacija krasa.

lehnjaka in mehanska kot grobozrnati mehanski sediment. Kanjone po hidrološki funkciji delimo na avtogene in alogene. Krajše kanjone, v katerih vode vtekajo v kras ali iz njega iztekajo, opredeljujemo kot slepe in zatrepne doline. Širše razširitve v kanjonih so kraške kotline, medtem ko so kraška polja z vodotoki opredeljena kot prelivna kraška polja.

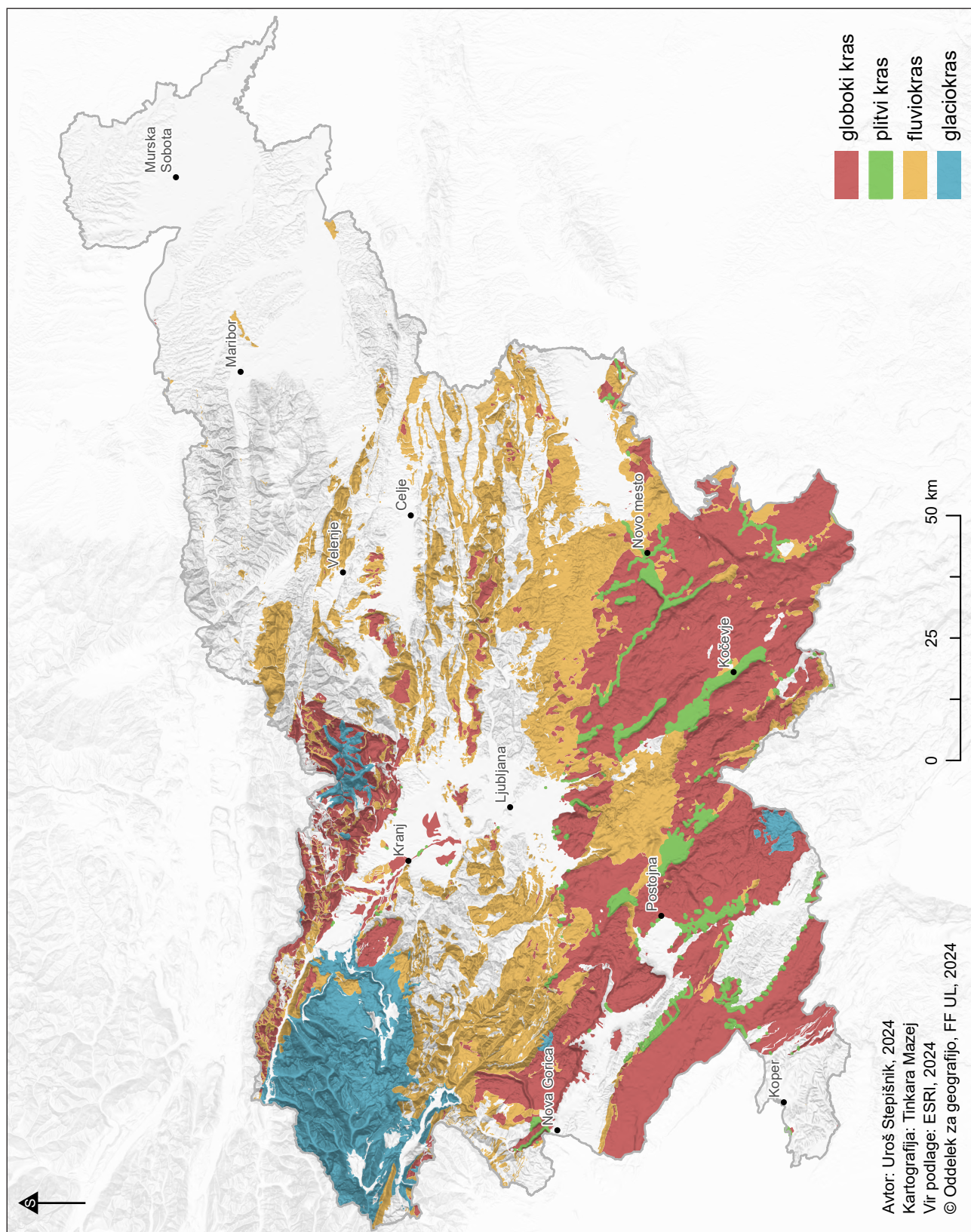
Vsi drugi tipi se od globokega in plitvega krasa razlikujejo po vrsti dominantnih procesov preoblikovanja površja, ki niso tipično kraški. Vključujejo namreč tudi procese, tipične za druge geomorfne sisteme. Te tipe so v preteklosti pogosto imenovali nepopolni kras ali jih je literatura opredeljevala s pridevniki, kot so dolomitni kras, ledeniški kras, kontaktni kras in podobno. Pri opredeljevanju geomorfnih okolij teh tipov krasa smo uporabili taksonomski pristop procesne geomorfologije in jih razdelili na denudacijska in agradacijska okolja.

Fluviokras je specifičen tip kraškega geomorfnega sistema, ki se pojavlja na pobočjih pokritega krasa. Zaradi sedimenta na pobočjih je zavrt vertikalni odtok padavinskih vod v podzemlje, kar vpliva na hidrološko delovanje na površju. Vode se po pobočjih pretakajo površinsko in zato prihaja do fluvialne denudacije in agradacije na teh pobočjih. Okolja fluviokrasa tako delimo na denudacijska, za katera so značilne oblike erozijski jarki, dolki in fluviokraške doline, ter agradacijska, kjer so značilne reliefne oblike fluviokraški vršaji in pritočna kraška polja.

Glaciokras je tip krasa, ki je bil preoblikovan z ledeniki, zato na površju prevladujejo ledeniške reliefne oblike. Nekatere od njih se razvijejo izključno v poledenelih kraških okoljih, zato jih opredeljujemo kot glaciokraške. Zaradi kemične in mehanske denudacije podledeniških tokov so se oblikovala številna brezna in kotliči. V denudacijskih okoljih so se oblikovale tudi konte. Na agradacijskih glaciokraških okoljih pa so predledeniška kraška polja.

Za določitev deležev posameznih tipov krasa v Sloveniji smo uporabili prostorske podatke o obsegu krasa. Plitvi kras smo prostorsko opredelili z obsegom poplavnih območij (DRSV, 2023b) in prisotnostjo vodotokov (DRSV, 2023a). Upoštevali smo

območja zelo redkih poplav, ki vključujejo poplave s povratno dobo petdeset ali več let. Poleg tega smo med območja plitvega krasa uvrstili tudi okolico površinskih vodotokov na območjih globokega krasa. Fluviokraška območja smo identificirali na podlagi vizualnega pregleda oblikovanosti površja z različnimi pretvorbami digitalnega modela višin. Vsa kraška območja z oblikami fluviokrasa (erozijski jarki, dolki, fluviokraške doline in fluviokraška agradacijska območja) smo uvrstili pod to kategorijo. Glaciokraška območja so bila določena na osnovi literature o obsegu poledenitve (npr. Bavec, Verbič, 2011; Kodelja, Žebre, Stepišnik, 2013; Stojilković, Stepišnik, Žebre, 2013; Žebre, Stepišnik, Kodelja, 2013; Žebre, Stepišnik, 2015a; Stojilković, 2016; Ferik in sod., 2017; Kozamernik in sod., 2018; Žebre, Stepišnik, 2018). Vse preostale površine krasa, ki niso bile uvrščene v omenjene kategorije, smo opredelili kot območja globokega krasa. Globoki kras tako obsega 4960,35 km² ali 48 % celotnega površja krasa, fluviokras 3957,57 km² ali 39 %, glaciokras 1166,88 km² ali 11,3 % in plitvi kras 181,84 km² ali 1,8 % (slika 6).

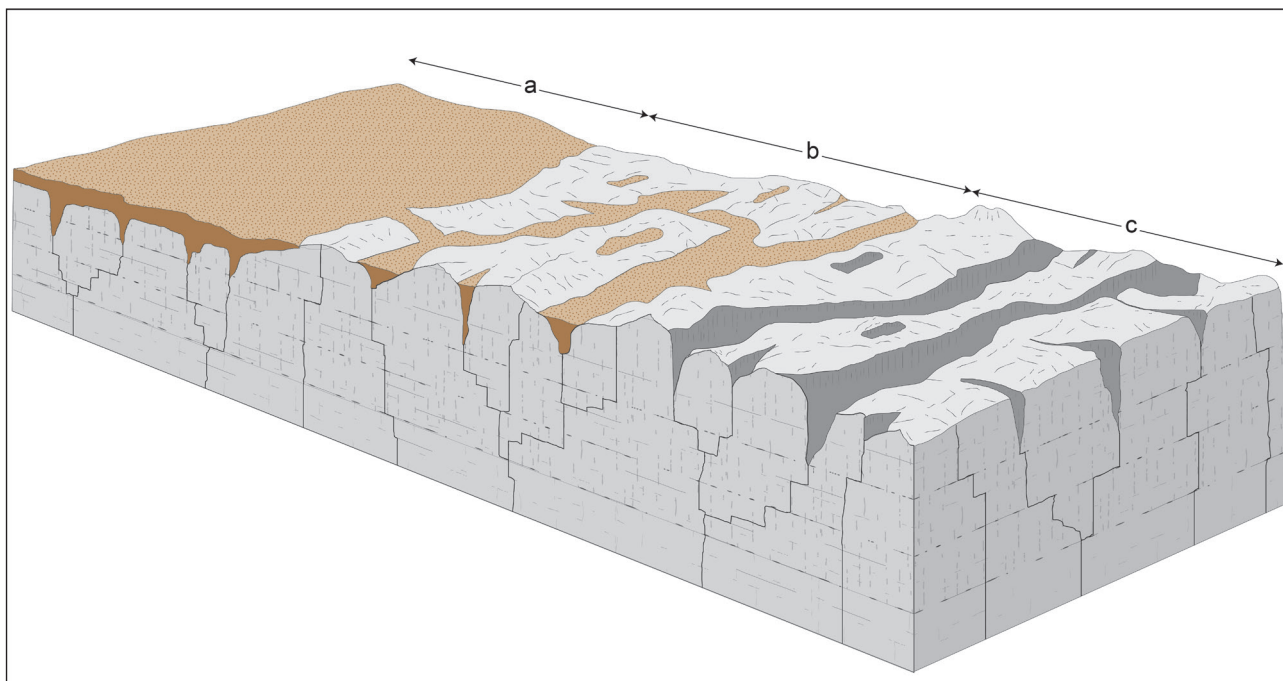


Slika 6: Prostorska razporeditev tipov krasa v Sloveniji.

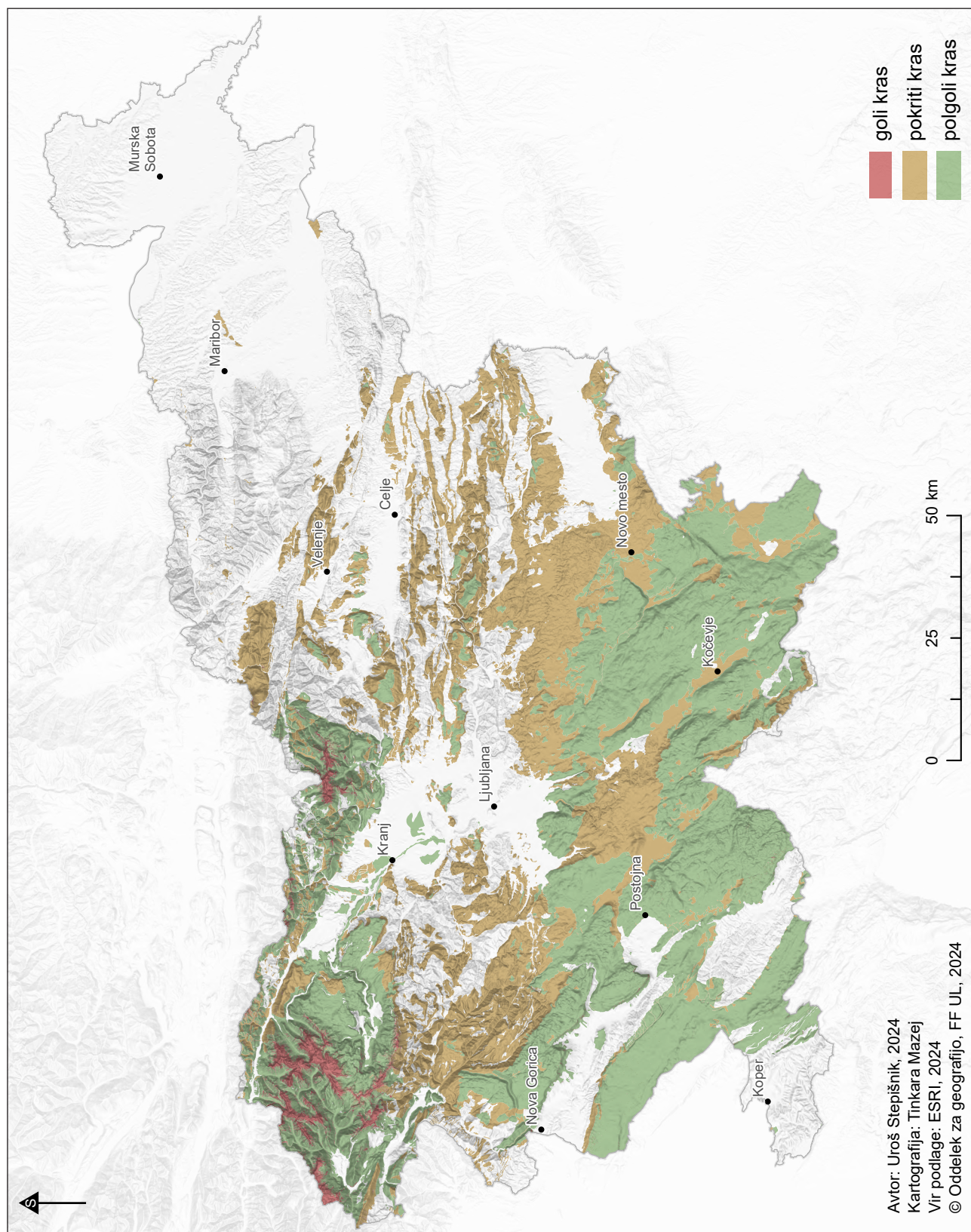
Pokritost kraškega površja s sedimenti

Kraško površje je po splošnih predstavah izrazito kamnito. Že prvi raziskovalci so ga opisovali kot kamnito, težko prehodno, brezvodno in negostoljubno pokrajino (Valvasor, 1689; Nagel, 1748; Gruber, 1781; Hacquet, 2020). Celo beseda kras naj bi izvirala iz besede za kamen (Kranjc, Snoj, Pleterski, 2002). Ampak poleg kamnitih površij, ki so v skladu s splošnimi predstavami o krasu, se pojavljajo tudi takšna, ki jih delno ali v celoti prekriva sediment. Navadno so kamnita kraška površja v drobnem bolj

razčlenjena kot tista, ki jih prekriva sediment. Prav na tej razliki v kamnitosti površja so bile zasnovane prve tipizacije krasa na holokras (nem.: *holokarst*) oziroma popolni kras, ki je kamnit, in merokras (nem.: *merokarst*) oziroma delni kras, ki ga prekriva sediment (Cvijić, 1893b; Cvijić, 1924). V slovenski strokovni literaturi se za izrazito skalnata kraška okolja, kjer sklenjeno izdanja kamnina, uporablja termin goli kras. Kot sopomenka golemu krasu se uporablja tudi izraz kamniti kras ali s tujko *eksokras* (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Kraška površja, ki



Slika 7: Pokriti (a), polgoli (b) in goli kras (c).



Slika 8: Prostorska razporeditev golega, polgolega in pokritega krasa v Sloveniji.

jih prekriva sediment do te mere, da ni kamninskih izdankov, označujemo s terminom pokriti kras (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Za vmesne stopnje, kjer kamnina izdanja le mestoma, se uporablja strokovni izraz polgoli kras (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). To tipizacijo lahko opredelimo tudi s hidrogeološkimi conami krasa (Ford, Williams, 2007b). Kot pokriti kras opredeljujemo območja, kjer epikraško cono prekriva cona talnega prenikanja oziroma sediment. Polgoli kras vključuje tista območja, kjer epikraška cona le mestoma izdanja na površje. Kot goli kras pa opredeljujemo območja, kjer epikraška cona izdanja na površje in je ne prekriva sediment (slika 7).

Različna litološka zgradba, pestrost površinskih geomorfni procesov, klimatske značilnosti in vegetacijski pokrov vplivajo na kamnitost kraških območij v Sloveniji. Literatura pogosto povezuje pojavnost golega krasa z visokogorjem, pojavnost pokritega krasa pa z dolomitnimi območji, kraškimi

polji in drugimi kraškimi kotanjami (Gams, 1962; Habič, 1985; Gams, 1986; Gams, 2003; Komac, 2004; Stepišnik, 2004; Mihevc, 2007; Mihevc, Zupan Hajna, 2007; Kovačič, 2008; Stepišnik, 2011; Stepišnik, Gostinčar, 2020).

Goli kras

Goli kras je vezan na kamnine, ki so bolj odporne na mehansko preperevanje, kot so masivni in debeloplastoviti apnenci. Na teh kamninah prevladuje kemično preperevanje nad mehanskim preperevanjem. Posebej značilna območja golega krasa so pobočja in vrhovi kopastih vzpetin, kjer je prisotna tudi intenzivna denudacija organskega in drugega mehanskega sedimenta (slika 9).

Posebna oblika golega krasa je griza, ki nastane zaradi mehanskega razpadanja kamnine v skalne bloke (slika 10). Ti veliki in kaotično razporejeni



Slika 9: Goli kras pri Cerju na matičnem Krasu.



Slika 10: Griža na Špiku pri Selih na matičnem Krasu.

bloki lahko v celoti ali delno prekrijejo kamninsko podlago, s čimer se oblikuje griža (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Griža se običajno razvije na apnencih, ki so zaradi sedimentnih (lezike) ali tektonskih nezveznosti prepereli na bloke. Ti bloki so odpor ni proti nadaljnjemu mehanskemu razpadanju na manjše frakcije. Razlikovati je treba med grižo in sedimenti na pobočjih, ki so posledica graviklastičnih procesov, kot so melišča in podorni bloki. Slednji niso primer golega krasa, temveč predstavljajo sedimente na pobočjih.

Na kamninskih izdankih golega krasa, kjer je dinamika mehanskega preperevanja bistveno manj intenzivna od kemičnega preperevanja, se zaradi kemičnega preperevanja oblikujejo značilne reliefne oblike. Intenziteta raztapljanja ne deluje povsem enakomerno, ampak je to na nekaterih delih intenzivnejše kot v okolici. Tako na površini kamnine nastanejo zajede dimenzij od nekaj milimetrov do več deset metrov. V množici najrazličnejših

reliefnih oblik se nekatere pojavljajo tako pogosto, da jih imenujemo z lastnimi termini. Celotno skupino manjših reliefnih oblik, ki nastanejo na površini kamnine zaradi kemičnega preperevanja, imenujemo *drobne skalne oblike* oziroma *mikrokraške oblike* (Gams in sod., 1962; Ginés, 2009; Veress, 2009a). Na ravni površini nastanejo škavnice, v smeri največjega strmca raznovrstni žlebiči, ob razpokah v kamnini pa škraplje.

Škavnice so majhne kotanje na površini kamnine (Gams, Kunaver, Radinja, 1973), ki so v tlorisu okroglih ali nekoliko podolgovatih oblik (slika 11). Njihova dna so izrazito ravna, nizke stene pa so nekoliko izpodjedene. Termin srbsko-hrvaškega izvora (*kamenica*) je prek nemške oblike *Kamenitza* prešel v mednarodno rabo (Kranjc, 2008). Slovenski termin ima najverjetneje izvor v pomanjševalnici besede *škala* (tudi *skalna*), ki v primorskem dialektu pomeni stopnica in ima izvor v italijanskem jeziku (*scala*). Škavnice so velike od nekaj centimetrov

do nekaj decimetrov, redko pa presežejo dimenzije enega metra. Največje dokumentirane dimenzije škavnic dosega premer sedem metrov in globino pol metra (Cucchi, 2009). Nastanejo na kamninskih izdankih z majhnim naklonom, kjer voda ne more odtekat, ampak se zadržuje v manjših kotanjah. Proces raztapljanja je pospešen tudi z biokorozijo (Cucchi, 2009; Veress, 2009a). Raztapljanje je najintenzivnejše v bližini vodne gladine, zato so škavnice relativno plitve, njihove stene pa so izpodjedene. Zelo pogosto jih korozija razširi do te mere, da se s strani odprejo, zato se voda več ne zadržuje v njihovem dnu, pač pa odteka. Te oblike imenujemo odprte škavnice (Gams, Kunaver, Radinja, 1973).

Škavnicam podobne oblike, na eni strani popolnoma odprte, na drugi pa omejene z jasno izraženimi polkrožnimi strmimi pobočji, imenujemo korozijske stopničke (Veress, 2009c). Ime teh je vezano na njihovo obliko, saj te polkrožne zajede z ravnim dnom spominjajo na majhne vodoravne

stopnice na površju kamnine (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Njihove velikosti dosega premer od dveh do petindvajsetih centimetrov, višina polkrožnih pobočij pa je od dveh do petih centimetrov (Veress, 2009c). Korozijske stopničke navadno najdemo na skalnem površju ob zaprtih škavnicah, kar nakazuje, da je njihov nastanek lahko vezan na širjenje škavnic z raztapljanjem, ki je delno odstranilo njihov rob. Korozijske stopničke so pogoste tudi na nagnjenih površjih, kjer škavnice ne morejo nastajati. Njihov nastanek še ni dokončno pojasnjen, literatura pa jih povezuje s korozijo snežnice (Cucchi, 2009; Veress, 2009c).

Za nagnjene površine kamnin so značilne podolgovate vdolbine, ki potekajo v smeri največjega strmca površja. Za najmanjše tovrstne oblike uporabljamo termin mikrožlebiči (Kunaver, 1962; Gams, Kunaver, Radinja, 1973). To so žlebovom podobne podolgovate oblike, ki se pojavljajo na nagnjenem površju kamnine in ležijo vzporedno



Slika 11: Škavnica na matičnem Krasu v bližini Sežane.

ena ob drugi. V prečnem prerezu so parabolične oblike, med njimi pa so ostri robovi. Široki so od enega do treh centimetrov, globoki od dveh do šestih milimetrov in dolgi največ okoli dvajset centimetrov (Veress, 2009b). Nastajajo na grebenih, na najvišjih delih kamnine, zaradi raztapljanja s padavinsko vodo. V spodnjem delu so manj globoki in ob izteku preidejo v plosko nerazčlenjeno površino. Te izravnane dele nagnjenih skalnih površij ob izteku mikrožlebičev imenujemo korozijske police (Veress, 2009b). Imajo dolžino do nekaj deset centimetrov in nastanejo zaradi korozije s ploskovnim tokom meteorne vode, ki priteka iz mikrožlebičev. Ploskovni tok enakomerno raztaplja kamnino in jo tako zgladi.

Večje podolgovate oblike od mikrožlebičev so žlebiči (Kunaver, 1962; Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Prav tako kot mikrožlebiči tudi žlebiči potekajo v smeri največjega naklona površja kamnine. Njihova globina in širina se navzdol povečujeta

in običajno znašata od nekaj centimetrov do nekaj decimetrov. Žlebiči so različno dolgi in lahko dosežejo nekaj deset metrov. Navadno so vzporedni, lahko pa se navzdol združujejo, s čimer se njihove dimenzije povečujejo; največje dokumentirane globine in širine so tudi do en meter (Veress, 2009b). Žlebiče, ki se po pobočju navzdol združujejo, imenujemo dendritični žlebiči (Kunaver, 1983). Oblikovanje žlebičev je vezano na območja, kjer se ploskovno tekoča voda prične kanalizirati. Takšno združevanje vode v večje vodne curke povzroča nastanek turbulentnega toka, s čimer se poveča dinamika raztapljanja kamnine. Zgornji deli žlebičev so zato navadno pod korozijskimi policami ali pod odprtimi škavnicami. Na njihovo oblikovanje poleg korozije vodnih curkov vpliva tudi biokorozija ali korozija pod sedimentom, ki jih mestoma lahko zapolnjuje. Na goli skali prevladujejo žlebiči z ostrimi robovi in ozkimi dnu, če pa so bili prekriti z mahom ali sedimentom, so



Slika 12: Mikrožlebiči na matičnem Krasu v bližini Sežane.

bolj zaobljenih oblik. Tudi mehansko preperevanje žlebičev vpliva na njihovo oblikovanost (Kunaver, 1983). Lahko so popolnoma ravni, če pobočje ni strmo, pa tudi meandrirajo. Takšne žlebiče opredeljujemo kot meandraste žlebiče (Gams, Kunaver, Radinja, 1973; Kunaver, 1983).

Škraplje so korozijsko razširjene razpoke v kamnini, ki ležijo v epikraški hidrogeološki coni krasa. Razpoke v kamnini se širijo z raztapljanjem padavinske vode in raztapljanjem pod sedimentom. Škraplje namreč segajo od cone talnega prenikanja (v primeru pokritega krasa) oziroma od površja (v primeru golega krasa) prek celotne epikraške cone do cone vertikalnega prenikanja. Te razpoke so različnega nastanka, lahko so namreč rezultat napetosti v kamnini (tektonske), sedimentacijske nezveznosti (lezike) ali mehanskega preperevanja (razbremenjevanje). Tako je razporeditev škrapelj odvisna od gostote in usmeritve razpok, iz katerih se razvijejo, oblika pa od dinamike raztapljanja in

mehanskega preperevanja. Pogosto potekajo prek več plasti kamnine. Če so na golem krasu, so pogosto ostrih oblik, prekrite z žlebiči. Škraplje, ki jih zapolnjuje sediment, pa so bolj zaobljenih oblik ter imajo na površini različne vdolbine v kamnini in koreninske luknje, ki nastanejo zaradi biokorozije. Oblike na škrapljah, ki so nastale pod sedimentom, imenujemo podtalne oziroma subkutane oblike (Gams, 2003; Slabe, Knez, 2004).

Goli kras v Sloveniji obsega 302 km², kar je 1,5 % celotne države oziroma 2,9 % celotnega krasa (slika 8). Prostorski obseg smo izračunali s prekrivanjem vektorskih podatkovnih slojev rabe tal Ministrstva za kmetijstvo, gozdarstvo in prehrano (MKGP, 2023) in obsega kraških območij v Sloveniji. Območje golega krasa smo opredelili na podlagi rabe tal, vanj smo vključili negozdna zemljišča, pokrita z nizko vegetacijo (pod 2 m) in zemljišča z nepomembnim rastlinskim pokrovom ali brez njega s površino vsaj 5000 m² (MKGP, 2023).



Slika 13: Meandrasti žlebiči na Kaninu.

Največje površine golega krasa so v visokogorju, ki je bilo preoblikovano z ledeniškim delovanjem v hladnejših obdobjih pleistocena. Ledeniška erozija je denudirala cono talnega prenikanja in epikraško cono, tako da teh območij ne prekriva sediment, ampak izdanjajo velike skalne površine. Hkrati je zaradi večjih naklonov denudacija sedimenta na teh območjih bolj intenzivna, agradacija alogennih sedimentov na površju pa je zaradi visoke topografske lege zanemarljiva. Klimatsko pogojena lega nad gozdno mejo prav tako onemogoča agradacijo organskega sedimenta. Mnogi avtorji zaradi velikega deleža golega krasa v visokogorju enačijo goli kras z visokogorskim ali alpskim krasom (Kunaver, 1961; Kunaver, 1962; Gams, Kunaver, Radinja, 1973). V visokogorju Julijskih in Kamniško-Savinjskih Alp so večja sklenjena območja golega krasa na podih in grebenih, ki so topografsko nad lokalno gozdno mejo ter mejo ruševja. Tudi strma južna pobočja Južnih bohinjskih gora in Jelovice, ki niso bila poledenela, imajo zaradi intenzivnih pobočnih denudacijskih procesov večja območja golega krasa.

Na Dinarskem krasu so območja golega krasa prav tako vezana na strma pobočja s stenami, podornimi bloki in melišči, predvsem vzdolž strukturnih stopenj na južnih pobočjih Kraškega roba (Bržanije), Trnovskega gozda, Nanosa in Snežnika. Manjša območja golega krasa so tudi na strmih pobočjih nekaterih reliefnih oblik, kot so udornice, slepe doline, zatrepne doline, kanjoni in fluviokraške doline. Goli kras je tudi na vršnih delih nekaterih kopastih vzpetin na Krasu, Slavniku, Nanosu, Trnovskem gozdu in Snežniku. Ta območja so bolj izpostavljena močni burji, kjer deluje intenzivna deflacija (vetrna denudacija), hkrati pa je zaradi manj ugodnih razmer vegetacijski pokrov preskromen, da bi vplival na produkcijo organskega materiala in pospeševal mehansko preperevanje kamninske podlage. Večje sklenjene površine golega krasa so tudi na nekaterih delih zahodnega Krasa, kjer je odsotnost vegetacijskega pokrova rezultat pogostih gozdnih požarov.

Pokriti kras

Sedimenti na površju pokritega krasa so lahko lokalni ali pa alogeni. Lokalni sedimenti nastajajo z mehanskim in kemičnim preperevanjem kamnine ter akumulacijo organskega materiala. Po drugi strani pa so alogeni sedimenti prineseni z vetrom, ledeniki, najpogostejše pa z vodo, kar je značilno predvsem za okolja plitvega krasa.

V Sloveniji je pokriti kras najpogostejše prisoten na kamninah, ki intenzivno mehansko preperevajo. Dinamika mehanskega preperevanja mora biti večja od dinamike kemičnega preperevanja, tako da se preperina ohrani na površju. Pogosto se oblikuje na dolomitih, zato se pokriti kras pogosto enači s terminom dolomitni kras (npr. Kranjc, 1992; Gabrovec, 1994; Gabrovec, 1995; Komac, 2003; Komac, 2004; Komac, 2006; Stepišnik, Mihevc, 2008; Gostinčar, 2016a). Poleg dolomitov so za razvoj pokritega krasa ugodni tudi tankoplastoviti apnenci in lapornati apnenci (Roglič, 1958; Komac, 2004). Pokriti kras je tudi značilen za območja tektonsko deformiranih kamnin, ki imajo večjo dinamiko mehanskega preperevanja (Čar, 2018). V zmerno topli humidni klimi, kakršna je v Sloveniji, je zmrzalno preperevanje najintenzivnejši način mehanskega preperevanja karbonatnih kamnin. Vezano je na zmrzovanje vode v porah kamnine (Gunn, 2013), zato je pokriti kras pogosto oblikovan na dolomitih, ki imajo večjo razpoklinsko poroznost od apnencev (Kranjc, 1992; Komac, 2004). Poleg zmrzalnega preperevanja deluje tudi temperaturno preperevanje oziroma eksfoliacija, ki je vezana na mehanski razpad kamnine zaradi temperaturnih nihanj. Sledovi temperaturnega preperevanja so vidni v spodmolih Kraškega roba, kjer kamnina razpada na značilne luske (Ozis, Šmuc, 2015; Ozis, 2018).

Tudi kemično preperevanje ima ključno vlogo pri oblikovanju pokritega krasa, zlasti ko so v kamninah prisotne netopne primesi. Karbonatni minerali se raztapljajo kongruentno, torej popolnoma, medtem ko se nečisti apnenci, bogati z roženci, tufi in drugimi netopnimi primesmi, ne raztapljajo enako in se kopičijo kot sediment na površju. Ta



Slika 14: Spodmol v ostenju Kraškega roba med Velim Badinom in Krogom pri Sočergi.

sediment kemično prepereva s hidrolizo, ki je nekongruentno raztapljanje, pri čemer za seboj pusti glinene minerale kot trdne ostanke tega preperevanja (Kranjc, 1986; Mihevc, Zupan Hajna, 1996; Zupan Hajna, 2002; Huggett, 2007; Anderson, Anderson, 2010; De Waele, Gutiérrez, 2022).

Sedimenti na pokritem krasu so pogosto vezani na agradacijo organskega materiala, ki je odvisna predvsem od rabe tal. V Sloveniji je tako pokriti kras na apnencih prisoten predvsem v gozdovih zaradi izdatne akumulacije organskega materiala. Na manjši delež pokritega krasa vpliva intenzivnejše kmetovanje, zlasti paša. Hkrati se s poljedelstvom, pašo in manjšim deležem gozda povečuje spiranje sedimenta v kraško podzemlje. Nazoren primer tovrstne spremembe je matični Kras, ki so ga v preteklosti opisovali kot izrazito kamnito pokrajino (npr. Valvasor, 1689; Hacquet, 1778) oziroma območja

golega krasa. Danes pa to območje izključno zaradi agradacije organskega materiala kot posledice spremembe rabe tal in pogozdovanja v zadnjem stoletju opredeljujemo kot polgoli, na nekaterih delih celo pokriti kras (Zorn, Kumer, Ferk, 2015).

Alogeni sediment na pokritem krasu je značilen tudi za plitvi kras. Tako so dna kraških kotanj tega tipa krasa, kot so vrtače, uvale in udornice ter ojezerjena in pretočna kraška polja, občasno ojezerjena in zato zapolnjena s sedimenti. Enako je pri vseh tipih kanjonov, vključno s slepimi in zatrepnimi dolinami, kjer površinski vodotoki agridirajo sediment v njihovih dneh (Stepišnik, 2017a; Stepišnik, Gostinčar, 2020; Švara, 2023; Švara, Mihevc, Zupan Hajna, 2023).

Alogeni sedimenti so lahko tudi rezultat ledeniške ali eolske agradacije. Ledeniška agradacija, ki je bila aktivna v hladnejših obdobjih pleistocena,

je imela pomemben vpliv na oblikovanje pokritega krasa. Obsežne študije poledenitve v Sloveniji (npr. Melik, 1955b; Šifrer, 1959; Bavec, Verbič, 2011; Žebre, Stepišnik, Kodelja, 2013; Ferk in sod., 2017; Kozamernik in sod., 2018) so potrdile, da obsežna območja slovenskega glaciokrasa prekrivajo ledeniški sedimenti, zato ga opredeljujemo kot pokriti kras. Raziskave eolske agradacije v Sloveniji so redke, vendar, čeprav se zdi, da je njen današnji vpliv minimalen, kažejo, da so bili njeni učinki precej pomembnejši v hladnejših klimatskih obdobjih, kar potrjujejo sedimenti, najdeni v določenih delih hrvaškega krasa (Mikulčić Pavlaković in sod., 2011; Fabec, 2012; Wacha in sod., 2016; Wacha in sod., 2018).

Na sedimentih, ki prekrivajo kras, se pogosto oblikujejo sufozijske vrtače (slika 29). Nastajajo zaradi sufozije, ki je proces spodkopavanja ali spiranja sedimentov v podzemlje. Po svojih morfografskih in morfometričnih lastnostih so te vrtače podobne

drugim vrstam vrtač, vendar jih gradijo sedimenti namesto kamnin, zato jih imenujemo tudi naplavinne ali aluvialne vrtače (Cvijić, 1895; Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Te vrtače so zelo pogoste na plitvem krasu, fluviokrasu in glaciokrasu (Žebre, Stepišnik, 2014b).

Pokriti kras v Sloveniji obsega 4317 km², to je 21,3 % ozemlja Slovenije ali 42,1 % krasa (slika 8). Med pokriti kras smo uvrstili vsa območja, kjer je kamnina prekrita s sedimenti pliocenske in kvartarne starosti ter rdečimi boksitnimi glinami (Buser, 2010; Gostinčar, Stepišnik, 2023). Poleg tega smo za pokriti kras opredelili tudi območja plitvega krasa in območja fluviokrasa. Največja območja pokritega krasa sovpadajo z območji, ki jih gradijo raznovrstni dolomiti, ploščasti apnenci, litotamnijski apnenci, laporasti apnenci, laporovci in karbonatni klastiti različnih starosti (Buser, 2010). Večja sklenjena območja pokritega krasa na teh kamninah obsegajo skoraj celoten kras Predalpskega



Slika 15: Pokriti kras na dolomitu v bližini Rakitne.

hribovja in Dinarskega krasa s porečji Borovniščiце, Cerknishčiце, Iške in Rašce. Najdemo ga tudi vzdolž Dolenjskega podolja, na Posavskem hribovju in v vzhodnem delu Novomeške kotline ter na Gorjancih, delih Menine planine in Boču ter predstavlja celoten kras na Vzhodnih Karavankah. Pokriti kras je značilen tudi za manjša območja na teh kamninah, ki so zunaj naštetih območij. Zaradi intenzivnega mehanskega preperevanja teh kamnin se oblikuje sloj preperine, ki zvezno prekriva površje, tako da kamninskih izdankov ni oziroma so relativno redki. Večji kamninski izdanki na teh kamninah so prisotni le na strmih pobočjih, zaradi intenzivne denudacije s pobočnimi procesi.

Pokriti kras obsega tudi območja, ki jih prekrivajo sedimenti, kot so rečni sedimenti (aluvij), glin, melji, peski in tili pliocenske, pleistocenske in holocenske starosti ter rdeče boksitne glin (terra rossa) (Buser, 2010). Tovrstni pokriti kras je značilen za vsa kraška polja in območja plitvega krasa.

Večje območje obsega celotni severni del Belokranjskega ravnika in uravnave v zahodnem delu vzdolž Lahinje in Dobličice. Alogeni sedimenti na krasu so v večjem obsegu prisotni tudi v nižjih predelih Novomeške kotline in vzdolž Dolenjskega podolja, predvsem vzdolž Grosupeljščice, Temenice in Mirne. Območja krasa, ki ga pokrivajo glacialni sedimenti, so predvsem na območjih Julijskih in Kamniško-Savinjskih Alp.

Polgoli kras

Polgoli kras obsega vsa območja krasa, ki niso ne goli ne pokriti kras. Njegova skupna površina je 5647 km², kar je 27,9 % površine Slovenije oziroma 55 % krasa (slika 8). Polgoli kras obsega predvsem območja, ki jih gradijo apnenci ali apnenci z dolomiti predvsem mezozojske starosti (Buser, 2010). Sediment na tovrstnih kamninah



Slika 16: Polgoli kras v bližini Jurišč na Javornikih.

je najpogostejše organski material, ki prekriva dele površja in zapolnjuje škraplje, tako da izdanjajo le posamezni kamninski bloki ali skupine kamninskih blokov (slika 16). Zaplate sedimentov na teh območji so pogosto rezultat denudacije in razpada jamskih rogov z raznovrstnimi alogenimi polnili na površju (Mihevc, 1996; Mihevc, Zupan Hajna, 1996; Šušteršič, 2004; Mihevc, 2007; Mihevc, Zupan Hajna, 2007). Tektonsko porušene cone (Čar, 2018) so zaradi lokalno zdrobljene kamnine prav tako pogost vir sedimenta na polgolem krasu. Območja polgolega krasa v Sloveniji obsegajo večji del Dinarskega krasa od Podgorskega krasa, Slavnika, Matarskega podolja, Krasa, dela Banjšic, Trnovskega gozda, Hrušice, Nanosa, Snežnika, Menišije, Racne gore, Ribniške Velike in Male gore, Goteniške gore, Stojne, Kočevske Male gore, Poljanske gore do Suhe krajine.

Pobočni procesi na krasu

Velik del površja krasa Slovenije ni uravnan, ampak je nagnjen, torej ga gradijo različna pobočja. Nagnjeni deli površja krasa oziroma kraška pobočja so specifična geomorfna okolja, kjer součinkujejo kraški in pobočni geomorfni procesi. Značilnost kraških procesov na površju je, da padavinske vode, ki kemično raztapljajo kamnine, odtečejo v kraško podzemlje in ob tem poleg raztopljene kamnine odnašajo tudi drobnozrnate sedimente. Poleg kraških procesov na pobočjih delujejo tudi pobočni geomorfološki procesi, ki jih lahko razdelimo na graviklastične procese in pobočno spiranje (Jennings, 1985; Summerfield, 2013; Huggett, 2017). Prepereli skalni bloki in grušč se pod vplivom gravitacije premikajo po pobočju. Če je na pobočju sediment, ki omejuje vtekanje padavinskih vod v podzemlje, vode odteka po površju ali skozi sedimente v bližini površja. To povzroča pobočno spiranje sedimentov. Kraška pobočja moramo zato obravnavati kot edinstvena kraška okolja, ki se oblikujejo zaradi vzporednega delovanja kraških in pobočnih geomorfoloških procesov.

Vrsta pobočnih procesov je odvisna od pokritosti površja s sedimenti. Na golih kraških pobočjih, ki niso prekrita s sedimentom, izdanja kamninska podlaga. Padavinske vode vteka v podzemlje, zaradi česar na pobočjih ni površinskih tokov, zato poleg raztapljanja delujejo predvsem graviklastični procesi. Na pokritih kraških pobočjih kamninsko podlago prekriva sediment.

Sediment nastane z mehanskim preperevanjem kamnine in je prinesen iz višjih delov pobočij ali pa je organskega izvora. Na pokritih kraških pobočjih sediment zavira vertikalni odtok padavinski vod v kras, zato se vode delno stekajo po površju ali v sediment. Tako poleg tipičnih kraških procesov, ki vključujejo raztapljanje in vertikalni odtok vode v kraško podzemlje, delujejo tudi procesi pobočnega spiranja sedimenta.

Gola kraška pobočja

Gola kraška pobočja so območja golega in polgolega krasa. Vezana so na kamninsko podlago, kjer je dinamika mehanskega preperevanja kamnine manjša od kemičnega preperevanja, tako da se na površju ne akumulira zadostna količina sedimenta, ki bi zavirala vertikalni odtok padavinskih vod v kras. Prav tako je na teh pobočjih zanemarljiva akumulacija alogenega sedimenta. V Sloveniji ta pobočja gradijo predvsem apnenci ali apnenci z dolomiti mezozojske starosti (Buser, 2010).

Na golih kraških pobočjih kamnina mehansko razpada na manjše bloke (klaste), ki se pod vplivom gravitacije z valjenjem, kotaljenjem, skakanjem in padanjem premeščajo navzdol po pobočju, kar opredeljujemo kot graviklastične procese (Summerfield, 2013; Huggett, 2017). Graviklastični material se akumulira v nižjih delih

pobočij v obliki melišč in skalnih blokov. Dinamika graviklastičnega premeščanja je odvisna od dinamike mehanskega preperevanja kamnine in od naklonov pobočij. Z manjšanjem naklona pobočij bo dinamika graviklastičnih procesov upadala. Ko je naklon pobočij dovolj majhen, bloki kamnine, ki nastanejo z mehanskim razpadom kamnine, preperijo na mestu nastanka, ne da bi se transportirali po pobočju navzdol. Na osnovi aktivnosti graviklastičnih procesov ločimo aktivna kraška pobočja in uravnotežena kraška pobočja (Stepišnik, Kosec, 2011).

Kot aktivna kraška pobočja opredeljujemo vsa pobočja, kjer delujejo graviklastični procesi. To so stenasta in strma pobočja, kjer izdanja kamninska podlaga, na kateri vidimo jasne oblike mehanskega preperevanja, kot so ostri odlomni robovi. Nakloni teh pobočij so navadno višji od 25 do 30 stopinj (Stepišnik, 2010b; Lipar, Stepišnik, Ferk,

2019; Novljan, 2019). Med aktivna kraška pobočja uvrščamo tudi aktivna melišča in akumulacije skalnih blokov na njih. Stene aktivnih kraških pobočij so ob tektonsko pretrtih območjih prekinjene s stenskimi žlebovi. Ti žlebovi so videti podobno kot erozijski jarki, ampak ne nastanejo s pobočnim spiranjem. Na teh mestih so zaradi intenzivnejšega mehanskega preperevanja dejavnejši graviklastični procesi, zato se vzdolž tektonsko pretrtih con pobočja hitreje umikajo. V stenskih žlebovih so zaradi manj prepustne kamnine in zaradi večje pokritosti s sedimentom lahko izjemoma prisotni tudi procesi spiranja po pobočju.

Dokler na pobočjih delujejo graviklastični procesi, se pobočja umikajo in postajajo vse bolj položna. Ko so nakloni dovolj majhni, se proces graviklastičnega premeščanja zaključi. Kamnina še vedno mehansko preperava, a je dinamika kemičnega preperevanja kamninskih blokov večja



Slika 17: Aktivno kraško pobočje na Nanosu.

od premeščanja po pobočju. Torej pride do izenačitve oziroma uravnoteženja med dinamiko mehanskega preperevanja kamninske podlage in kemičnega preperevanja, zato ta pobočja imenujemo uravnotežena kraška pobočja. Z uravnoteženjem obeh procesov se umikanje pobočij zaključi, kar pomeni, da se naklon pobočij več bistveno ne spreminja. Edini proces, ki deluje na uravnoteženih kraških pobočjih, je raztapljanje, ki povzroča relativno enakomerno denudacijo površja. Zaradi prevladujočega kemičnega preperevanja se uravnotežena kraška pobočja identificirajo po izdankih kamninske podlage in skalnih blokih, ki so na površju korozijsko zaobljeni in pogosto razčlenjeni z drobnimi skalnimi oblikami. Nakloni uravnoteženih kraških pobočij so različni, saj so odvisni od dinamike mehanskega preperevanja kamnine. Na masivnih in plastnatih apnencih in apnencih z dolomiti znašajo okoli trideset stopinj. Najnižji

nakloni uravnoteženih kraških pobočij pa so pri kamninah, ki hitreje mehansko preperavajo (Stepišnik, 2010b; Stepišnik, Kosec, 2011).

Pokrita kraška pobočja

Pobočja, ki jih gradijo kamnine z večjo dinamiko mehanskega preperevanja, bodo navadno prekrita s sedimentom, zato jih imenujemo pokrita kraška pobočja. Ta v Sloveniji, z izjemo zelo strmih pobočij, sovpadajo z območji pokritega krasa, ki ga gradijo predvsem raznovrstni dolomiti, ploščasti apnenci, litotamnijski apnenci, laporasti apnenci, laporovci in karbonatni klastiti različnih starosti (Buser, 2010). Na njih je dinamika mehanskega preperevanja ter agradacije pobočnega sedimenta in organskega materiala večja od dinamike pobočnega odtekanja sedimenta in kemične denudacije



Slika 18: Uravnoteženo kraško pobočje kopaste vzpetine na Hrušici.

sedimenta. Sediment na pobočjih zavira odtok padavinskih vod v podzemlje, zato se vode stekajo po površju ali v bližini površja skozi sediment. Zaradi tega delujejo procesi premeščanja sedimenta po pobočju, ki so lahko počasni in kontinuirani ali pa hitri in občasni. Njihova dinamika je odvisna od količine in značilnosti sedimenta ter od naklona pobočij.

Proces, ki na pobočnih sedimentih deluje relativno počasi, je polzenje tal. Dinamika tega procesa je nekaj centimetrov na leto in deluje zaradi strižnih napetosti sedimenta v smeri naklona pobočja. Premeščanje je hitrejše, če je sediment prepojen z vodo, saj se zmanjša trenje med klasti. Spreminjanje volumna sedimenta zaradi zmrzovanja, oscilacij temperatur in hidratacije določenih mineralov prav tako pospešuje polzenje tal (Goddard in sod., 2016; Huggett, 2017).

Del padavinskih vod odteka ploskovno po površju, kar povzroča spiranje drobnih frakcij sedimenta v suspenziji. Ploskovno spiranje je relativno počasen proces in je bolj aktiven na pobočjih brez vegetacije. Ob večjih količinah vod na površju ploskovno odtekanje preide v linijsko, kar pomeni, da se vzdolž pobočja združuje v vodne tokove. Ti povzročajo premeščanje večjih frakcij sedimenta z erozijo. Linijsko premeščanje večjih frakcij sedimenta po pobočju oblikuje erozijske jarke (Huggett, 2017).

Poleg tega del padavinskih vod prehaja skozi sediment, kjer ne samo raztaplja sediment, ampak tudi odnaša drobnozrnate frakcije. To spiranje v sedimentu oblikuje kanale s premerom do 50 cm, ki lahko oslabijo in spodkopajo sediment pod površjem, kar vodi do nastanka manjših sufozijskih vrtač na pobočjih (Huggett, 2017).

Ob večjih količinah sedimenta na pobočjih lahko pride tudi do hitrejših premikov večjih sedimentnih teles, zlasti če je prepojen z vodo. Zaradi strižnih napetosti se večja gmota sedimenta premakne po pobočju hitreje kot okoliški sediment. Tvrstne premike imenujemo zemeljski plazovi, če so manjših dimenzij pa usadi (Belec, 1983; Huggett, 2017).

Pokrita kraška pobočja, ki so se oblikovala zaradi součinkovanja kraških procesov s procesi premeščanja sedimenta z različnimi načini spiranja, erozije in plazenja, imenujemo fluviokraška pobočja. Na teh pobočjih se oblikuje poseben tip kraškega geomorfnega sistema, ki ga opredeljujemo kot fluviokras (Gabrovec, 1995; Komac, 2004; Stepšnik, 2021a).

7

Globoki kras

Tip krasa, ki ga opredeljujemo kot globoki kras, odraža površinsko oblikovanost, predvsem pa hidrološke značilnosti, ki so v skladu s splošnimi predstavami o krasu kot kamniti in brezvodni pokrajini. Že prvi raziskovalci so površje globokega krasa primerjali celo s puščavskimi okolji (Hacquet, 1778). Ključno lastnost globokega krasa predstavlja vtekanje vse padavinske vode neposredno v podzemlje, zaradi česar se pogosto obravnava kot nasprotje fluvialnih okolij.

Hidrološko je globoki kras opredeljen z značilnim načinom pretakanja vode. V njem so prisotne vse tri hidrogeološke cone: vadozna, epifreatična in freatična. Padavinska voda s površja vteka v kras, ne da bi oblikovala površinske vodotoke ali stoječa vodna telesa. Voda lahko vteka neposredno v epikraško cono, kar je značilno za goli kras. V podzemlje pa lahko vteka skozi sediment oziroma cono talnega prenikanja, kar upočasni dinamiko vtekanja in je značilno za pokriti kras. Vendar pa v globokem krasu voda praviloma ne teče po površju, tudi če je to površje prekrito s sedimentom. Dinamika kemičnega preperevanja površja globokega krasa presega dinamiko mehanskega preperevanja, kar zagotavlja, da količina mehanskega sedimenta na površju ne ovira vertikalnega odtoka padavinskih vod v kraško podzemlje. V podzemlju voda prehaja skozi vadozno cono v freatično, kjer lateralno odteka proti izvirom. Raztapljanje ter smer in način pretakanja vode skozi kras

oblikujejo različne tipe jam, kot so vadozna brezna in freatični rovi.

V okviru procesnogeomorfološkega pristopa globoki kras predstavlja kraški geomorfni sistem, kjer prevladuje raztapljanje nad preostalimi oblikami preperevanja. Kemična denudacija kot dominanten geomorfni proces oblikuje površje, saj voda odnaša produkte raztapljanja. Ta način preperevanja in denudacije ni prisoten le na površju, ampak tudi v podzemlju, saj padavinske vode vanj vtekajo. Agradacija sedimenta v globokem krasu je zanemarljiva in ne vpliva na oblikovanje površja. Zaradi različnih načinov delovanja kemične denudacije na površju in v podzemlju delimo globoki kras na dve značilni okolji: površje in podzemlje.

Površinska denudacija v globokem krasu je predvsem posledica raztapljanja kamnine in sedimenta s padavinsko vodo. Neenakomerno raztapljanje povzroča topografske razlike, zaradi česar so nekateri deli višji kot drugi. Denudacija kraškega površja ni rezultat lateralnega premeščanja sedimenta po površju, kar bi oblikovalo linijske oblike, kot so doline in slemena v fluvialnem geomorfemnem sistemu. Denudacija, ki deluje pretežno v navpični smeri, izoblikuje v tlorisu okroglaste površinske kraške oblike, kot so kopaste vzpetine in uvale ter korozijske vrtače. Nekateri deli globokega krasa niso reliefno razčlenjeni in zato te relativno uravnane dele imenujemo korozijske uravnave.

Raztapljanje in kemična denudacija v podzemlju na oblikovanost površja delujeta posredno. Z raztapljanjem v podzemlju nastajajo različni tipi jam. Zaradi denudacije površja in mehanskih nestabilnosti jam, ki so nastale v vadozni, epifreatični ali freatični coni, te iz podzemnih oblik preidejo na površje. Deficit mase jamskega prostora se odraža v oblikovanju kotanj na površju, kot so udorne vrtače, brezstropne jame in udornice (Šušteršič, 2000; Stepišnik, Grlj, 2018; Lipar, Stepišnik, Ferk, 2019; Stepišnik, 2020a). Poleg tega v podzemlju prihaja do agradacije sedimenta, vendar je ta proces zanemarljiv, obsega pa predvsem izločanje sige v jamah vadozne cone in nima pomembnega vpliva na površinsko oblikovanost krasa.

Termin globoki kras morda ni popolnoma ustrežna oznaka za ta tip krasa, saj se osredotoča bolj na hidrološko delovanje kot na dominantne procese oblikovanja površja. Nekateri avtorji so ta tip krasa označevali kot pravi ali čisti kras (Bögli, 1980; Šušteršič, 1986), kar sicer nakazuje na prevlado kemičnega preperevanja, a termina nista ustrezna, saj podrejata pomen drugih tipov krasa. Šerko (1947) je bil prvi, ki je v slovenski krasoslovni literaturi uporabil termin globoki kras za opis osrednjega dela Dinarskega gorstva brez površinskih vodnih tokov, kjer so prisotne kraške reliefne oblike v klasični obliki. Po *Slovenski kraški terminologiji* (Gams, Kunaver, Radinja, 1973) je globoki kras hidrološko opredeljen kot tip krasa, kjer najgloblje reliefne kotanje ne segajo do gladine podzemne vode. Kljub ohlapnosti pomena termin ostaja v uporabi za opisovanje tega tipa krasa zaradi njegove dolgoletne konsistentne rabe.

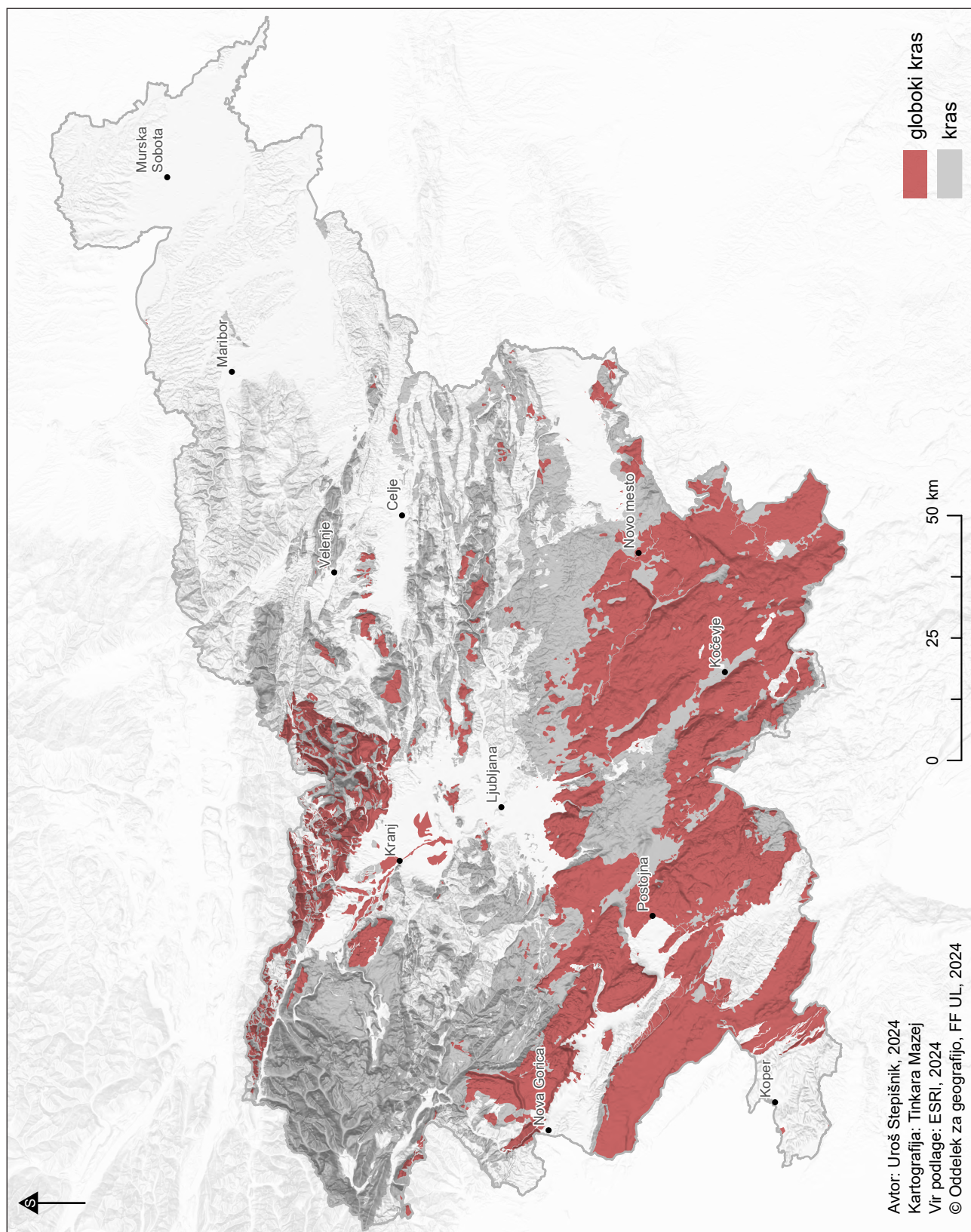
Globoki kras v Sloveniji obsega 4863 km², kar predstavlja 24 % površine države ali 47,4 % celotnega krasa (slika 19). Območja globokega krasa litološko sovpadajo z območji raznovrstnih apnencev in dolomitov (Buser, 2010). Največja sklenjena območja globokega krasa so v Dinarskem gorstvu, ki vključuje Kras, Podgorski kras, Slavnik, Vremščico, Matarsko podolje in Slavinski ravniki. Ta območja vključujejo tudi višje ležeče pokrajine, kot so Banjšice, Trnovski gozd, Nanos, Hrušica, Javorniki

in večji del Snežnika ter nadalje Menišija, Krmsko in Mokro pogorje, Racna gora, Velika Ribniška gora, Goteniška gora in Stojna. Na vzhodu Dinarskega krasa obsega skoraj celotno Suho krajino in Kočevski rog, vključno z Ribniško Veliko goro in Kočevsko Malo goro, Poljansko goro in večji del Bele krajine. Zunaj tega območja zajema Jelovico v Julijskih Alpah in večja območja v Kamniško-Savinjskih Alpah. Na predalpskem območju se globoki kras razteza na manjših predelih Cerkljanskega, Idrijskega, Škofjeloškega, Polhograjskega in Posavskega hribovja ter delih Menine planine, Dobroveljske planote in Ponikovske planote. Poleg tega je globoki kras prisoten tudi na območjih kvartarnih sedimentnih kamnin v severnem delu Ljubljanske kotline.

Korozijske uravnave

Osnovni proces, ki oblikuje površje globokega krasa, je kemična denudacija, ki ni popolnoma enakomerna. Neenakomerna denudacija vodi v oblikovanje površinskih reliefnih oblik z okroglastim tlorisom (Šušteršič, 1986; Šušteršič, 1994; Šušteršič, 2000; Stepišnik, 2020a). Prevladujoče oblike so kopaste vzpetine in uvale, ki dajejo globokemu krasu značilno podobo kopastega krasa, pogosto razčlenjenega z vrtačami in udornicami. Poleg kopaste topografije so za območja globokega krasa značilna tudi obsežna uravnana območja, imenovana korozijske uravnave (Roglić, 1957; Gams, 2003; Bočić, Pahernik, Mihevc, 2015; Stepišnik, Ferk, 2024). Te uravnave obsegajo vse dele globokega krasa, ki niso območja kopastega krasa. Nekatere korozijske uravnave imajo lahko širino več deset kilometrov (Stepišnik, 2020a). Te uravnave so lahko razmeroma ravne, vendar jih običajno razčlenjujejo številne vrtače, udornice in posamezne manjše osamele kopaste vzpetine. V številne korozijske uravnave so poglobljeni tudi kanjoni, ki so lahko hidrološko aktivni ali pa neaktivni.

V preteklosti so raziskovalci interpretirali oblikovanje korozijskih uravnav s fluvialnimi procesi

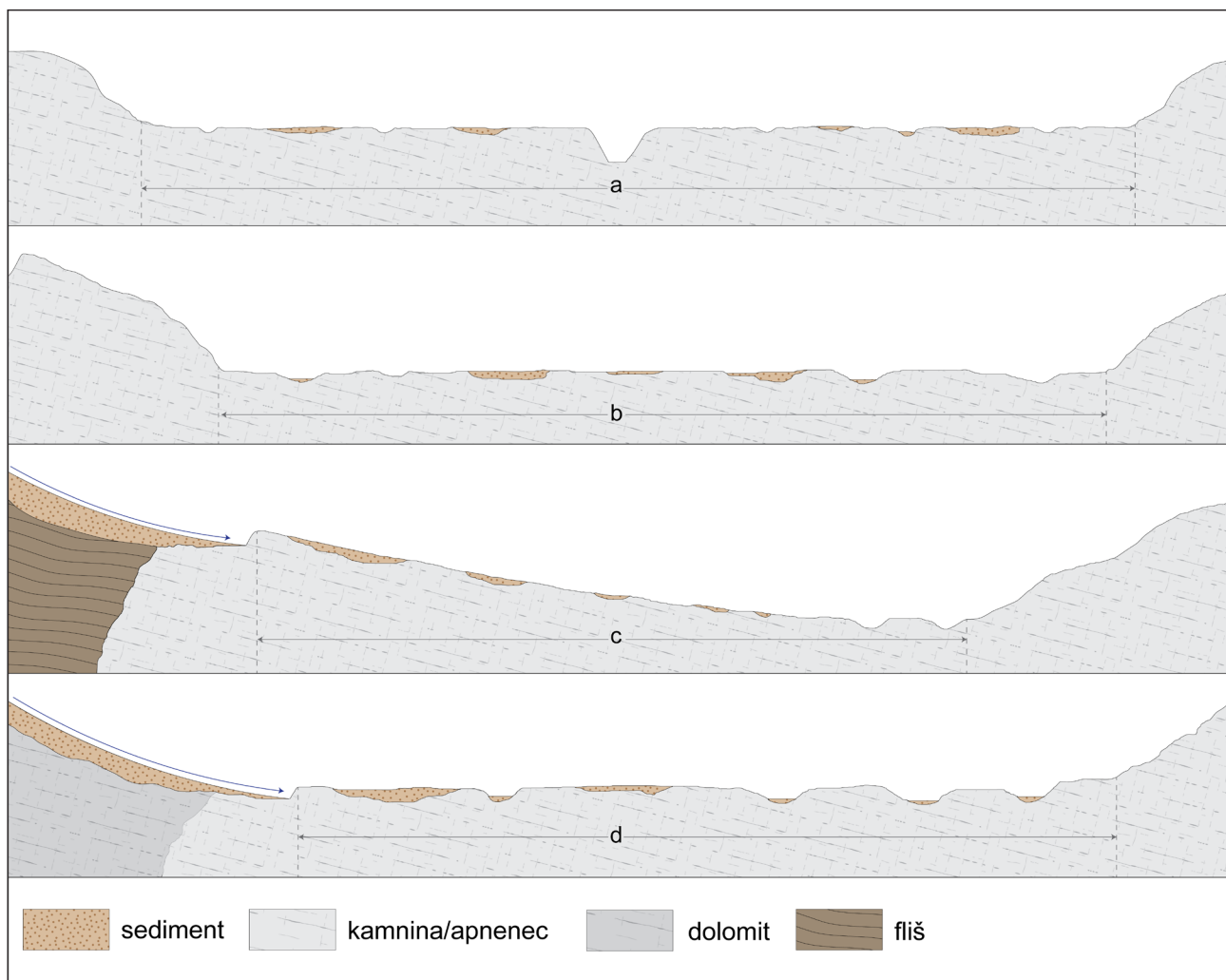


Slika 19: Obseg globokega krasa v Sloveniji.

(Cvijić, 1893a; Penck, 1900; Cvijić, 1901; Davis, 1901; Grund, 1914a; Cvijić, 1918). Roglić (1957) je sistematično preučeval korozijske uravnave na Dinarskem krasu in jih na podlagi geomorfoloških in hidroloških značilnosti razdelil na štiri glavne tipe: obrečne uravnave, morsko odprte uravnave, uravnave v zaprtih kotanjah in uravnave na robovih kraških polj. Ugotovil je, da nastajajo na območju kontaktnega krasa, kjer voda iz nekraškega okolja na kras prinaša sedimente, ki se odlagajo na občasno poplavljenih površinah. Prav tako je trdil, da je njihov nastanek odvisen od ustreznih podnebnih razmer (Roglić, 1957). Podobne zaključke so objavili tudi drugi raziskovalci v svojih študijah kraških okolij po svetu (Lehmann, 1954; Wissmann,

1954b). V literaturi je tako prevladovalo mnenje, da korozijske uravnave nastajajo zaradi raztapljanja na erozijski bazi, kar vodi v bočno širjenje periodično poplavljenih uravnjav. Sodobnejši raziskovalci so večinoma potrdili oblikovanje korozijskih uravnjav na erozijski bazi, pri čemer niso omejeni na specifične klimatske značilnosti. Strinjajo se, da je za njihov nastanek ključno dolgotrajno in stabilno obdobje uravnavanja na erozijski bazi (Ford, Williams, 2007a; De Waele, Gutiérrez, 2022).

Korozijske uravnave, značilne za kraški geomorfni sistem, se od uravnjav v drugih geomorfnih sistemih razlikujejo po tem, da jih gradi kamnina, ki je le deloma pokrita s sedimenti, medtem ko druge nastanejo predvsem zaradi rečne ali obalne aggradacije



Slika 20: Tipi korozijskih uravnjav: kraški ravniki (a), suha kraška polja (b), robne uravnave kontaktnega krasa (c) in robne uravnave fluviokrasa (d).



Slika 21: Kraški ravnik na matičnem Krasu južno do Komna.

sedimentov. Korozijske uravnave so najpogostejše podredovane reliefne oblike, ki se ne oblikujejo v globokem krasu, temveč predvsem v plitvem krasu. V reliefu ohranijo zelo dolgo, predvsem zaradi prevladujoče kemične denudacije, ki enakomerno znižuje površje. Vendar pa dinamika kemične denudacije ni povsem enakomerna, kar pomeni, da sčasoma korozijske uravnave postanejo reliefno bolj razčlenjene. To reliefno razčlenjevanje postopoma vodi v transformacijo korozijskih uravnav v kopasti kras.

V slovenski krasoslovni literaturi se za opis korozijskih uravnav, glede na njihove morfološke in morfo-genetske lastnosti, uporablja vrsta izrazov, kot so *kraška ravnica*, *kraški ravnik*, *zaravan*, *korozijska ravnica*, *robna ravnica*, *robna ploskev*, *suho polje* in podobno (Gams in sod., 1962; Gams, Kunaver, Radinja, 1973; Gams, 2003). Raznolikost terminologije v pretekli literaturi je vodila do nejasnosti pri klasifikaciji in razumevanju njihovega nastanka in delovanja. Zaradi jasnejše klasifikacije in interpretacije se korozijske uravnave delijo na štiri osnovne tipe: kraške ravnike, suha kraška polja, robne uravnave kontaktnega krasa in robne uravnave fluvio-krasa (Stepišnik, Ferk, 2024). Ta razdelitev omogoča

bolj sistematičen pristop pri analizi in razumevanju korozijskih uravnav v slovenskem krasu.

Kraški ravniki so najboljšežnejše korozijske uravnave. Zanje so značilne izjemne dimenzije, saj lahko v širino dosežejo tudi do več deset kilometrov. Značilnost kraških ravnikov je razčlenjenost površja z množico kraških kotanj, kot so vrtače in udornice, ter manjših izoliranih kopastih vzpetin. Posebna značilnost kraških ravnikov so kanjoni, ki prav tako lahko razčlenjujejo njihovo površje.

V Sloveniji je več obsežnih kraških ravnikov, od katerih ima vsak svoje značilnosti. Najobsežnejši je Kraški ravnik, ki se razteza na 217 km² planote Kras. Sledi mu Belokranjski ravnik s 187 km² površine. Med druge večje kraške ravnike spadajo še ravnik Zgornje Pivke, Krški ravnik, ki leži ob zgornjem toku Krke med Krko in Dvorom, ter Topliški ravnik jugozahodno od Novega mesta. Kljub različni velikosti in geološki sestavi je skupna značilnost vseh teh ravnikov njihova razčlenjenost s kanjoni. Na Kraškem ravniku sta Veliki Dol in Mali Dol dva takšna kanjona, ki sta hidrološko neaktivna in ju uvrščamo med suhe kanjone. Na drugih kraških ravniki so kanjoni aktivni, na primer Kolpa, Lahinja in

Krupa na Belokranjskem ravniku, Pivka na Ravniku Zgornje Pivke, Krka na Krškem ravniku in Sušica v Topliškem ravniku (Stepišnik, Ferk, 2024).

Geološke in geomorfološke značilnosti nekaterih ravnikov se razlikujejo. Podgorski ravnik je kompleksen, z menjavanjem plasti apnenca in fliša. Delno ga razčlenjuje kanjon Grižnika, ki se čez mejo v Italiji izteče v kanjon Glinščice. Kanjon je nastal z antecedentnim vrezovanjem, vendar se je vrezovanje zaključilo zaradi pretočitve vode v kras in s tem oblikovanja ponornega kontaktnega krasa v zaledju Grižnika. Banjško-Trnovski ravnik je prav tako edinstven. Nekdanji enotni kraški ravniki deli na dva dela suhi kanjon Čepovanski dol. Zaradi visoke topografske lege ima Banjško-Trnovski ravniki starejše in reliefno bolj razčlenjeno površje, ki ga lahko delno opredelimo že kot kopasti kras.

Nastanek kraških ravnikov še vedno ostaja predmet znanstvenih razprav. V preteklosti so ga raziskovalci povezovali z vplivom rek in fluvialnih ali jezerskih sedimentov na območjih plitvega krasa, kar je Roglič (1957) opisal kot planacijo kontaktnega krasa. Proces sedimentacije in poznejše denudacije je povzročil preslikavo sedimentne uravnave v kamninsko podlago, s čimer so nastali kraški ravniki (Roglič, 1957). V okviru klimatske geomorfologije je Roglič (1957) procese uravnavanja povezal s toplejšimi podnebnimi razmerami, ki so bile v pliocenu na območju Dinarskega krasa. Sodobnejša literatura razlaga kraške ravnike kot posledico uravnavanja v erozijski bazi (Gams, 2004; Ford, Williams, 2007a; Stepišnik, 2017b; Stepišnik, 2021b; De Waele, Gutiérrez, 2022), kjer stabilna erozijska baza omogoča kemično denudacijo do njene višine, pod katero se proces denudacije ustavi. To povzroči obsežno uravnavanje kamninske podlage. Za ta proces so potrebne stabilne tektonske in hidrogeološke razmere, ki omogočajo dolgotrajno uravnavanje površja (Gams, 2004). Čeprav okoljski dejavniki, ki so omogočili te razmere, ostajajo nejasni, so kraški ravniki pogosta oblika na območjih globokega krasa.

Kanjoni so značilni za vse kraške ravnike na Dinarskem krasu, vključno s tistimi v Sloveniji. Ti

kanjoni so nastali kot antecedentne doline, oblikovane z vrezovanjem med tektonskim dvigom ali zaradi znižanja erozijske baze (Summerfield, 1996; Stepišnik, Ferk, 2024). Prisotnost ujetih meandrov v kanjonih kaže na to, da so reke v preteklosti tekale po poplavnih ravninah z nizkim gradientom (Huggett, 2007). Poplavne ravnice so značilne izključno za plitvi kras, kar pomeni, da so uravnave nastale na območju nihanja gladine podzemne vode v krasu. To je v skladu s prejšnjimi razlagami, da je bil nastanek kraških ravnikov povezan z bližino erozijske baze oziroma z epifreatično hidrogeološko cono (Gams, 2004; Ford, Williams, 2007a; Stepišnik, 2017b; Stepišnik, 2021b; De Waele, Gutiérrez, 2022). Prisotnost kanjonov na vseh kraških ravninah v Sloveniji potrjuje, da so nastali zaradi denudacije površja do erozijske baze. Po zaključku uravnavanja na erozijski bazi, zaradi tektonskega dvigovanja in spuščanja gladine podzemne vode, so se vodotoki začeli poglobljati v kamninske uravnave, kar je povzročilo formiranje kanjonov. V nekaterih primerih so kanjoni postali hidrološko neaktivni, kar je lahko posledica preusmeritve rečnih tokov v podzemlje ali njihovega obglavljenja v pritočnih delih (Stepišnik, Ferk, 2024).

Korozijske uravnave, ki ležijo v zaprtih kotanjah, ki niso hidrološko aktivne v kontekstu plitvega krasa ali fluviokrasa, se klasificirajo kot suha kraška polja. Značilnost teh polj so ravna dna, ki jih gradi kamnina in so delno prekrita z zaplatami sedimentov. Ta dna so razčlenjena z visoko gostoto vrtač ter posameznimi udornicami in manjšimi kopastimi vzpetinami, ki predstavljajo ostanke nekdanjih humov na poljih.

Najobsežnejše suho kraško polje v Sloveniji je Logaško-Begunjski ravniki, ki se razprostira na površini 22 km². Ta korozijska uravnava se razteza med Logatcem in Begunjami pri Cerknici. Gradi ga kamninska podlaga, ki jo mestoma prekrivajo zaplate sedimenta. Razčlenjena je z veliko gostoto vrtač, posameznimi udornicami in manjšimi kopastimi vzpetinami. Po morfodinamični klasifikaciji kraških polj (Stepišnik, 2020a) je bil Logaško-Begunjski ravniki v preteklosti pritočni tip polja.

To dokazujejo sedimenti na uravnavi in sledovi nekdanjega toka Cerkniščice, ki je pred pretočitvijo na Cerkniško polje tekla skozi to območje (Šušteršič, Šušteršič, 2003). Drug primer suhega kraškega polja, ki je prav tako nekoč delovalo kot pritočni tip, je Hrastov dol (slika 22) v severnem delu Suhe krajine. Tudi to polje ima uravnano dno, razčlenjeno z vrtačami. Dno prekrivajo sedimenti, ki so nekoč pritekali iz severnega pobočja, kar je razvidno iz dolkov, ki jih najdemo na tem delu (Stepišnik, Ferk, 2024).

V Sloveniji sta tudi dve suhi kraški polji, ki sta bili v preteklosti prelivni polji (Stepišnik, 2020a). Prvo je v zahodnem delu Suhe krajine, blizu naselja Polom. Zanj je značilno uravnano kamnito dno, ki je razčlenjeno z množico vrtač in delno prekrito z zaplatami sedimentov. Vidni so tudi ostanki rečne struge nekdanjega vodotoka, ki je imel izvir na dveh lokacijah v zahodnem, pritočnem delu uravnave in iztek na jugovzhodnem, odtočnem delu. Drugo suho prelivno polje se razteza med Ribniško Veliko goro in Stojno,

v bližini Grčaric. Njegovo dno je razčlenjeno z vrtačami, v južnem delu pa ima ohranjeno zatrepno dolino, v kateri so bili v preteklosti izviri (Stepišnik, Ferk, 2024).

Suha kraška polja so podtip korozijskih uravnave. Roglič (1957) jih je definiriral kot uravnave v zaprtih kotanjah. Kljub temu so nekateri avtorji v to kategorijo vključili tudi hidrološko aktivna kraška polja in kraške kotline (Roglič, 1957), kar ni ustrezno, saj v takšnih primerih prevladujejo sedimentne uravnave, ne pa kamninske uravnave. Večinoma imajo dna suhih kraških polj kamninsko podlago, ki je na mestih prekrita z zaplatami sedimentov. Nekatera polja postanejo suha zaradi pretočitve vodotokov ali sprememb v hidrogeoloških razmerah kraškega vodonosnika, kar vodi do znižanja gladine podzemne vode. Prekinitev vodnega dotoka iz fluviokraških zaledij je pogosto vzrok za odsotnost površinske vode na pritočnih poljih, kar velja tudi za robne uravnave fluviokrasi. Na teh poljih so na pritočnih delih ohranjene suhe fluviokraške doline in dolki. Na slovenskem krasu so tako suha pritočna



Slika 22: Suho kraško polje Hrastov dol.

kot tudi suha prelivna kraška polja. Slednja so zaprte kraške kotanje z ravnim dnom in nerazčlenjenimi pobočji. Na vseh suhih poljih je visoka gostota vrtač, pri čemer so na nekaterih še vedno ohranjene suhe rečne struge, ki so dokaz nekdanjih površinskih vodotokov.

Robne uravnave predstavljajo specifičen tip korozijskih uravnav, ki so se oblikovale na nekdanjih agradacijskih območjih kontaktne krasi in fluviokrasa. Te uravnave so nastale tam, kjer so fluvialni sedimenti prekrivali robne dele kraških območij. Sčasoma so ta območja postala hidrološko neaktivna, pri čemer so bili sedimenti denudirani do te mere, da na površju izdanja kamninska podlaga. V Sloveniji so robne uravnave kontaktne krasi značilne za bližino geoloških stikov med eocenskimi fliši in karbonskimi in permskimi klastičnimi kamninami ter zakraselimi karbonatnimi kamninami. Vodotoki, ki so pritekali iz nekarbonatnih kamnin na zakrasela karbonatna območja, so odlagali sedimente v obliki vršajev ali naplavnih ravnin. Ko je proces agradacije sedimentov prenehal, je denudacija sedimenta povzročila, da so se te sedimentne uravnave preslikale v karbonatno kamninsko podlago.

V Sloveniji sta dve robni uravnavi kontaktne krasi: uravnava severozahodnega dela Matarskega

podolja (slika 23) in Slavinski ravniki; tu je voda iz eocenskih flišev pritekala na kraško površje, kjer je odložila sedimente. Na Kočevskoreškem in Rajndolskem ravniku pa so se odlagali sedimenti, ki so pritekali iz nekarbonatnih klastičnih sedimentnih kamnin karbonske in permske starosti. Na litoloških stikih so se na nekdanjih pritočnih območjih oblikovale slepe doline, kjer voda še vedno vteka v podzemlje. Na območjih pritokov na Matarskem podolju in na Slavinskem ravniku so se ohranili tudi reliktni vršaji, zaradi česar je kraško površje v bližini litološkega stika nekoliko nagnjeno. Kočevskoreški in Rajndolski ravniki sta v bližini litološkega stika relativno uravnana.

Roglič (1957) je opredelil robne uravnave kontaktne krasi kot posebno vrsto korozijskih uravnav, ki nastanejo, ko voda iz nekraškega okolja prinaša sedimente na kras. V sodobnejših študijah se te uravnave imenujejo tudi *pritočno-robne korozijske uravnave* (De Waele, Gutiérrez, 2022). Njihov nastanek je posledica denudacijskih procesov, pri katerih se sedimentne uravnave preslikajo v kamninsko podlago. Na območjih pritokov so se ohranili reliktni vršaji (Stepišnik, 2009; Stepišnik, 2010a), zaradi česar je površje ob stiku s flišnimi kamninami eocenske starosti rahlo nagnjeno. Po



Slika 23: Robni ravniki kontaktne krasi pri Slopah na Matarskem podolju.

drugi strani pa so robne uravnave kontaktnega krasa, ki so v stiku s klastičnimi kamninami karbonske in permske starosti, v bližini litološkega stika razmeroma ravne in brez reliktnih vršajev. Vendar pa ostajajo razlogi za razlike v oblikah teh robnih uravnav, glede na litološke razlike na pritočnih območjih, še vedno nejasni (Stepišnik, Ferk, 2024).

Robne uravnave fluviokrasa so nastale na območjih, kjer so se odlagali sedimenti iz fluviokraških območij na kraška. Te sedimentne akumulacije tvorijo večje uravnave, ki jih po morfo-dinamični klasifikaciji opredeljujemo kot pritočna kraška polja (Stepišnik, 2020a). Z zmanjševanjem dotoka sedimentov se distalni rob polja pomakne proti pritočnemu delu, kar vodi do hidrološke neaktivnosti teh oddaljenih delov. Prehod med aktivnimi in neaktivnimi deli je lahko blag ali oster v obliki kamninskih jež. Neaktivni deli polja se sčasoma preoblikujejo v kamninske uravnave, ki jih mestoma prekrivajo zaplate sedimentov, zato jih imenujemo tudi reliktni deli polja. Za te uravnave je značilna tudi velika gostota vrtač. Čeprav to vrsto uravnavanja na robovih pritočnih kraških polj literatura pogosto pripisuje tektonskim procesom (Gams, Kunaver, Radinja, 1973; Gams,

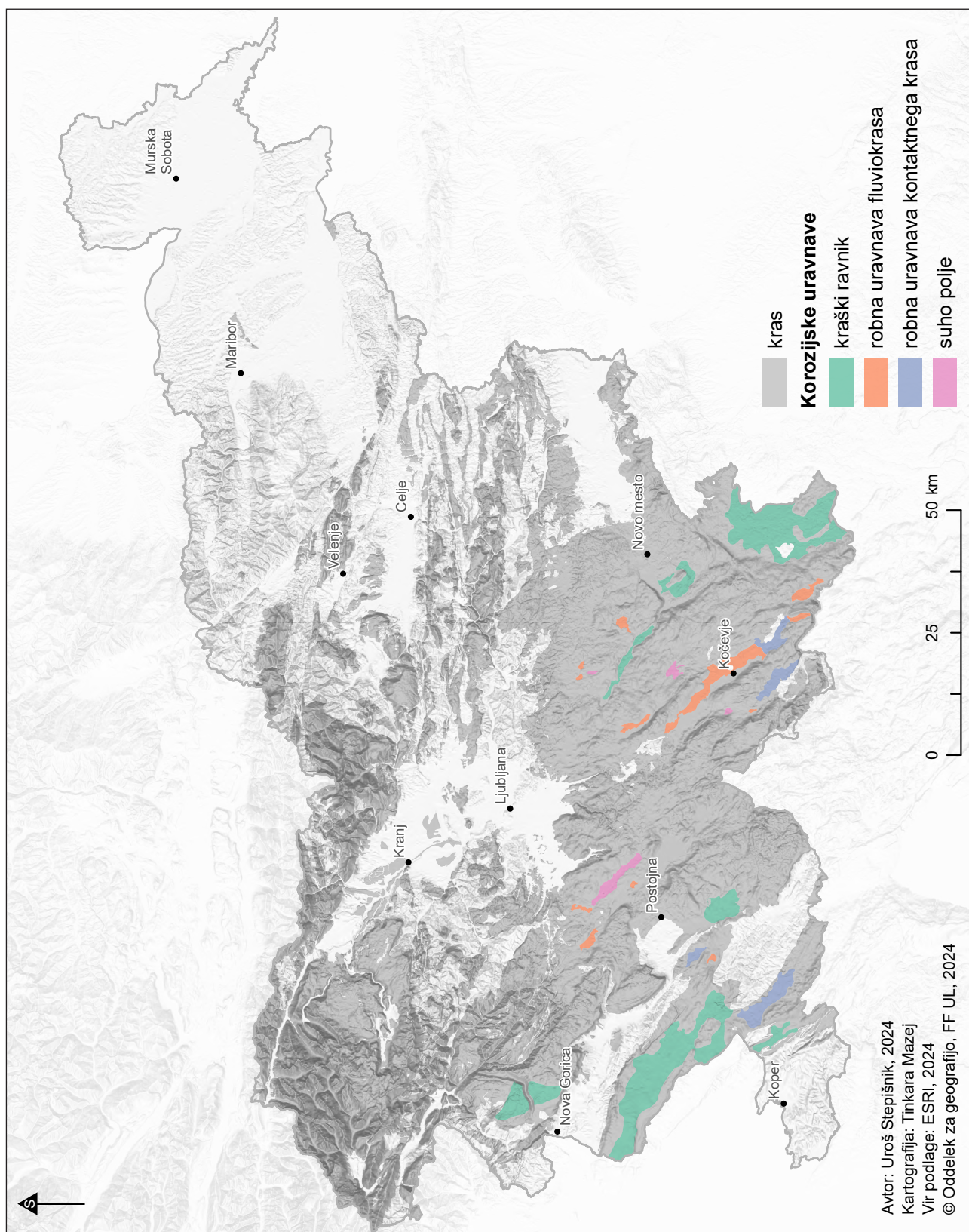
1974), je pravi vzrok zmanjšanje dotoka fluvialnih sedimentov na dno polj, enako kot pri robnih uravnavah kontaktnega krasa.

Robne uravnave fluviokrasa na slovenskem krasu, ki so nastale na distalnih delih pritočnih polj, tvorijo nekakšne kamninske terase nad aktivnimi deli polj. Najpogostejše so razčlenjene z veliko gostoto vrtač. Med primeri teh uravnav so ob Vrbovškem polju, Logaškem polju, Rakovško-Unškem polju in Dobropolju. Najobsežnejša robna uravnava fluviokrasa v Sloveniji, Ribniško-Kočevska robna uravnava, se razprostira na vzhodnem robu Ribniškega in Kočevskega polja, ki obsega približno 52 km². V preteklosti so poleg reke Bistrice, ki ima porečje na fluviokraškem zaledju, pritekali tudi reka Tržiščica in drugi manjši vodotoki s severa, ki izvirajo v permskih klastičnih sedimentnih kamninah. Velikost te uravnave je verjetno povezana s skupnim dotokom iz dveh različnih zaledij, zaradi česar jo lahko opredelimo kot kombinacijo robnih uravnav kontaktnega krasa in fluviokrasa.

Nekatere robne uravnave fluviokrasa v Sloveniji se ločijo po svoji morfogenezi, saj niso locirane na obrobju polj, temveč so se razvile pod fluviokraškimi pobočji. Na teh mestih so v preteklosti pritekali



Slika 24: Robni ravniki fluviokrasa ob Ribniškem polju.



Slika 25: Prostorska razporeditev korozijskih uravnav v Sloveniji.

vodotoki in s sedimenti prekrili nižje ležeče dele kraškega površja. Prekinitev dotoka sedimentov je povzročila denudacijo sedimentov in preslikave uravnav v kamninsko podlago. Na primer, na Poljanskem ravniku je sediment pritekal s severa, kjer danes občasno izvira vodotok, medtem ko je na Spodnjeloškem ravniku sediment pritekal z vzhodnega pobočja, ki je recentno razčlenjeno s številnimi dolki.

Robne uravnave na distalnih delih pritočnih kraških polj literatura opisuje s terminom *uravnave na robovih kraških polj* (Roglić 1957) ali *korozijske terase ob poljih* (Ford, Williams, 2007a; De Waele, Gutiérrez, 2022a). Gams (1973a) je interpretiral morfogenezo teh robnih uravnav kot rezultat večfaznega razvoja polj in tudi kot posledico tektonike. Vendar so poznejše raziskave pokazale, da je nastanek teh uravnav v resnici posledica denudacije sedimentnih uravnav in njihovega preslikanja v kamninsko podlago (Stepišnik, 2021c; Stepišnik, 2021b; Stepišnik, Ferk, 2024).

Kopaste vzpetine

Neenakomerna dinamika kemične denudacije površja globokega krasa povzroča vertikalno razčlenjevanje površja, zato so nekateri deli v višji, drugi pa v nižji topografski legi (Šušteršič, 1986; Šušteršič, 1994; Šušteršič, 2000; Stepišnik, 2020a). Višje dele reliefa imenujemo kopaste vzpetine, nižje dele pa uvale (Gams, Kunaver, Radinja, 1973; Stepišnik, 2020a). Tip reliefa, kjer prevladujejo te oblike, označujemo kot kopasti kras. V toplih in vlažnih klimatskih okoljih so kopaste vzpetine dominantne reliefne oblike, saj imajo velike višine in strma pobočja. V literaturi tovrstni kopasti kras opredeljujejo kot tropski kras ali pa s terminom stožčasti kras (Gams, 2003; Ford, Williams, 2007b). V zmerno toplih klimatskih okoljih je razčlenjenost reliefa kopastega krasa manj izrazita. Kljub temu je kopasti kras najznačilnejša pojavna oblika globokega krasa, poleg območij korozijskih uravnav (Stepišnik, Ferk, 2024).

Kitajski raziskovalci so že v začetku 17. stoletja opisovali kraške vzpetine kot najbolj značilno obliko krasa in za njih razvili termine, ki so bili pozneje sprejeti v moderno kitajsko krasoslovje (Zhu in sod., 2013). V tropskem in subtropskem krasu razlikujemo kopaste vzpetine, ki se pojavljajo v skupinah – *fengcong* (slov.: šop vrhov), in tiste, ki se pojavljajo posamično – *fenglin* (slov.: gozd vrhov) (Sweeting, 1973; Ravbar, 2002; Zhu in sod., 2013). V drugi polovici 20. stoletja so tropski kopasti kras začeli raziskovati tudi evropski krasoslovci (Lehmann, 1954; Wissmann, 1954a), brez predhodnega poznavanja kitajske literature. Uvedli so nove termine, izhajajoče iz evropskih jezikov, za opisovanje kopastega krasa (*kegelkarst*, *cockpit karst*, *polygonal karst*, *pinnacle karst*) (Lehmann, 1954; Wissmann, 1954a; Williams, 1972), kopastih vzpetin (*turmkarst*, *mogote*, *cone*, *piton*, *pesino*, *hum*) (Williams, 1972; Day, Chenoweth, 2004) in vmesnih kraških kotanj (*cockpit*, *uvala*) (Brook, Hanson, 1991; Day, Chenoweth, 2004; Williams, 2004; Williams, 2006a; De Waele, Gutiérrez, 2022) ter podali nove interpretacije njihovega nastanka in preoblikovanja.

Raziskovanje krasa na tropskih in subtropskih območjih je vplivalo na percepcijo in študije kopastega krasa v zmerno toplih klimah, vključno s Slovenijo. Ta vpliv je privedel do interpretacije kopastega krasa v zmernih podnebnih kot fosilnega reliefa, ki izvira iz obdobj, ko so prevladovalе ugodne tropske klimatske razmere (Brook, Ford, 1978; Brook, Hanson, 1991). Enako velja za kopasti kras v Sloveniji, ki je bil razumljen kot fosilni kras iz toplejših obdobj miocena in pliocena (Gams, 1974; Habič, 1978; Habič, 1980; Habič, 1985; Gams, 2003; Stefanovski, 2018). Zaradi te interpretacije je bil kopasti kras na zmernih klimatskih območjih deležen manjše pozornosti in je posledično slabše raziskan.

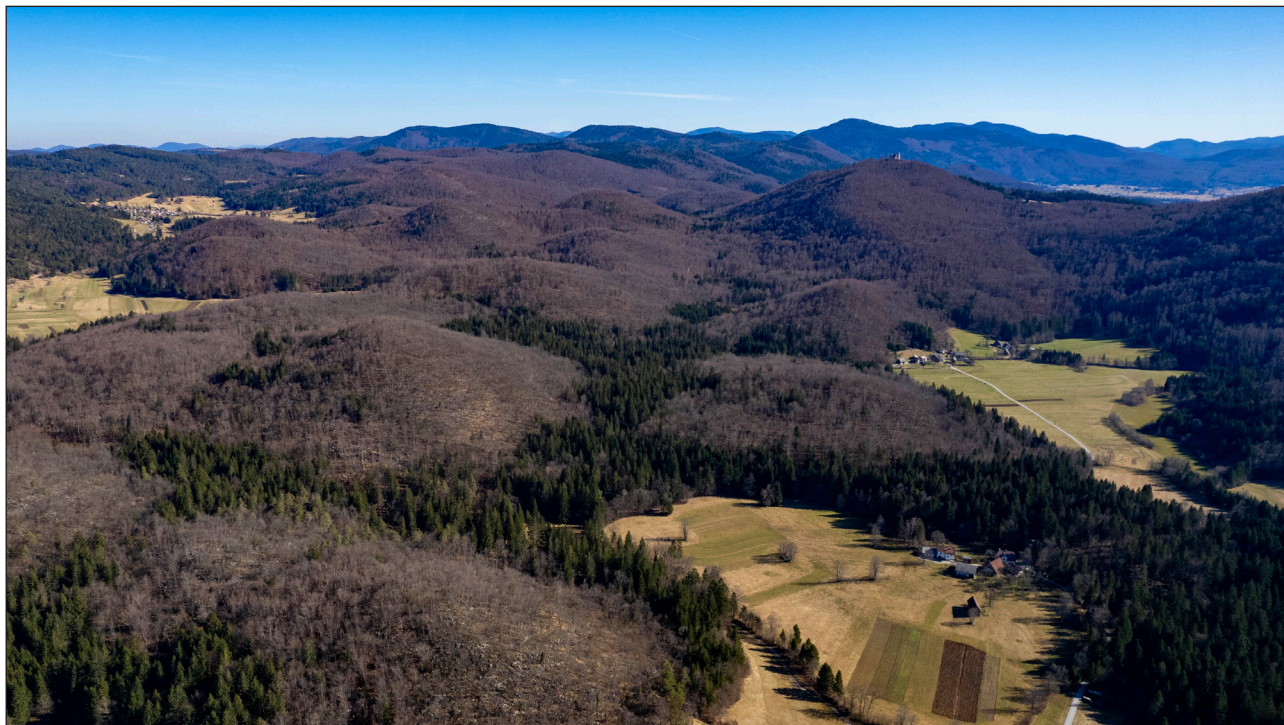
Čeprav kopaste vzpetine predstavljajo eno izmed najbolj značilnih reliefnih oblik globokega krasa, je bilo njihovo raziskovanje v preteklosti omejeno, do te mere, da Slovenska kraška terminologija (Gams, Kunaver, Radinja, 1973) za to obliko ni razvila niti specifičnega termina. V slovenski

krasoslovni literaturi se pogosto označujejo kot kopasti vrhovi (Gams, 2003), kar pa ni primerno, saj ta izraz opredeljuje le njihove najvišje točke. Habič (1968) je kopaste vzpetine razvrstil glede na njihovo obliko in razporeditev s termini, kot so *kucelj*, *hum* in *kovk*. *Kucelji* so stožčaste oblike, *humi* pa pravilne kopaste oblike, medtem ko imajo *kovki* strma pobočja. Če so *kovki* večjih dimenzij in sestavljeni iz več kopastih vzpetin, jih imenuje *grmade* (Habič, 1968). Ta poimenovanja se v slovenski krasoslovni terminologiji niso uveljavila, saj ne podajajo dovolj natančnih morfometričnih kriterijev za razlikovanje v praksi (Stefanovski, 2018). Poleg tega se danes izraz *hum* uporablja izključno za osamelce na kraških poljih (Gams, Kunaver, Radinja, 1973; Kranjc, 2008; De Waele, Gutiérrez, 2022).

Kopaste vzpetine imajo v tlorisu okroglasto obliko in se dvigajo nad okolico deset ali več sto metrov. Vendar se med seboj razlikujejo po oblikah, višini in naklonu pobočij ter medsebojni razporeditvi (Habič, 1968; Habič, 1980; Stefanovski, 2018; De Waele, Gutiérrez, 2022). Na slovenskem

Dinarskem krasu imajo kopaste vzpetine relativne višine do okoli 150 metrov in naklon pobočij do približno 15 stopinj (Stefanovski, 2018). Strmejša pobočja so zelo redka. Kopaste vzpetine se na površju lahko pojavljajo izolirano, a so najpogostejše v skupinah ena ob drugi, ali pa se pojavljajo v linijah, kot slemenena, ki jih sestavljajo kopaste vzpetine (Stefanovski, 2018).

Danes se klimatska interpretacija nastanka kopastih vzpetin ne uporablja več, saj se ta oblika pojavlja na globokem krasu v vseh klimatskih pasovih. Razlika je le v oblikovanosti pobočij (Gams, 1965; Gams, 2003). Kopaste vzpetine so na območjih, kjer so procesi kemične denudacije manj intenzivni, medtem ko je dinamika denudacije v reliefnih znižanjih med njimi višja. Večjo aktivnost denudacije pripisujemo tako tektonsko bolj pretrtim conam kot litološko manj odpornim kamninam, zato je razporeditev in tlorisna oblikovanost kopastih vzpetin odvisna od lokalne geološke zgradbe (Ford, Williams, 2007b; Stefanovski, 2018). Nekatere kopaste vzpetine lahko nastanejo tudi kot dvignjene tektonske strukture (Gams, 2003).



Slika 26: Kopaste vzpetine v okolici Križne gore.

Oblikovanost pobočij kraških vzpetin je odvisna od dinamike procesov, predvsem od razmerja med mehanskim in kemičnim preperevanjem kamnine (Kaufmann, 2009; Stepišnik, Kosec, 2011). Na območjih intenzivnega kemičnega preperevanja in zanemarljivega mehanskega preperevanja, kar je značilnost humidnega tropskega krasa, so pobočja strmejša, torej imajo vzpetine obliko kraških stožcev (Williams, 1972; Gams, 2003). V kraških okoljih z obratnim razmerjem, ki je prisotno v višjih geografskih širinah, so pobočja vzpetin manj strma, torej je njihova oblika bolj blaga oziroma kopasta. Večino pobočij kopastih vzpetin v Sloveniji lahko opredelimo kot uravnotežena kraška pobočja (Stepišnik, Kosec, 2011).

Uvale

Strokovni izraz uvala je v krasoslovje prvič uvedel Cvijić (1893b), ko je opisoval reliefne kotanje, večje od vrtač, a manjše od kraških polj. Slovenska kraška terminologija opredeljuje uvalo podobno kot skledasto oblikovane kotanje z razčlenjenim dnom, ki so večje od vrtač, a manjše od kraških polj (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Izraz uvala se v srbsko-hrvaškem jeziku uporablja za označevanje dolin in zalivov. Etimološko izhaja iz italijanske besede *valle*, ki v prevodu pomeni dolina.

Cvijić (1893b) je ob vpeljavi termina predpostavljal, da uvale nastanejo z združevanjem vrtač in da se v nadaljnjih fazah razvoja krasa iz uval razvijejo kraška polja. Današnje razumevanje krasa zavrača njegovo ciklično interpretacijo, kar je postavilo termin uvala v negotov položaj (Waltham, Bell, Culshaw, 2005). To se odraža v nedosledni rabi termina v slovenskem krasoslovju, kjer se pogosto zmotno uporablja za označevanje različnih kraških kotanj, ki ustrezajo ohlapnim definicijam uval (npr. Habič, 1975; Habič, 1978; Frelih, 2003; Čalić, 2011). Zaradi te strokovne zmede sta nujni jasna opredelitev in dosledna raba termina uvala.

Uvale so kraške kotanje, značilne za kopasti kras, ki jih moramo opredeljevati izključno kot

reliefna znižanja med kopastimi vzpetinami (Williams, 2004; Williams, 2006b; Stepišnik, 2020a; Stepišnik, Gostinčar, 2020). Njihov obod v reliefu ni jasen, saj zvezno prehajajo v pobočja vzpetin, zato je njihova razmejitev v prostoru lahko le približna. V profilu so skledastih oblik z uravnanim dnom, v dneh imajo navadno tudi vrtače. Njihove dimenzije so odvisne od razporeditve kopastih vrhov, a navadno širine presegajo premer nekaj sto metrov. Nastale so s pospešeno vertikalno denudacijo vzdolž tektonsko deformiranih con ali vzdolž manj odpornih kamnin (Čar, 1982; Čalić, 2011). Zaradi raznolikosti lokalnih geoloških struktur so lahko njihove oblike različne. Če je kopasti kras okoli uval organiziran v kopaste hrbte, potem so med njimi razpotežene kotanje, ki jih imenujemo jarkaste uvale. Te lahko sestojijo iz več uval z ločenimi dnom ali pa imajo enotno podolgovato dno. Dolžine takšnih uval lahko dosegajo tudi nekaj kilometrov.

Kopasti kras, ki ga sestavljajo kopaste vzpetine in uvale, je v Sloveniji značilen predvsem za Dinarski kras, na območjih, kjer ni korozijskih uravnav. Zelo razčlenjen kopasti kras je na pogorjih Slavnika in Vremščice. Najobsežnejše enotno območje kopastega krasa v Sloveniji se razteza od Trnovskega gozda prek Nanosa, Hrušice in Javornikov vse do Snežnika. Prisoten je tudi na območju Križne gore, Racne gore, Travne gore, Goteniške gore, Stojne ter Ribniške Velike in Male gore, zajema pa tudi celotno Suho krajino in Kočevski rog. Kopasti kras se pojavlja tudi na območju Krma in Mokra.

Vrtače

Termin vrtača uporabljamo kot skupno ime za kraške kotanje, ki jih literatura (Gams, Kunaver, Radinja, 1973) opredeljuje kot okroglaste kotanje s premerom do okoli sto metrov in globino do okoli deset metrov. Te kotanje morajo biti bolj široke kot globoke (Gams, Kunaver, Radinja, 1973; Gams, 1974). Izvor besede vrtača je verjetno povezan z glagolom vrteti in izhaja iz njene okrogle oblike

(Badjura, 1953) ali pa z besedo vrt, zaradi pogostih obdelovalnih zemljišč v dneh vrtač (Šušteršič, 1994). Star slovenski ljudski izraz za vrtačo je dolina, ki se je prenesel tudi v nemški jezik in pozneje v mednarodno strokovno poimenovanje (Gams, 2003). V preteklosti se je tudi v slovenski strokovni literaturi uporabljal termin dolina, a ga je pozneje zamenjal termin vrtača, ki je bil v rabi v srbski in hrvaški literaturi (Frelj, 2014).

Vrtače nekateri avtorji opredeljujejo kot eno najbolj tipičnih kraških oblik (Ford, Williams, 2007b) ali diagnostičnih oblik kraškega površja (Sweeting, 1973). V tlorisu niso popolnoma okrogle, ampak lahko kažejo na nekoliko raztegnjeno obliko z različno razčlenjenimi robovi. Razlikujejo se predvsem po oblikovanosti pobočij in dna, zato jih Slovenska kraška terminologija (Gams, Kunaver, Radinja, 1973) razvršča med skledaste, lijakaste in kotlaste vrtače.

Na osnovi morfogeneze ločimo več različnih tipov vrtač, ki opisujejo glavne procese njihovega oblikovanja ali preoblikovanja. Prevladujoča interpretacija razvoja kraškega površja pripisuje nastanek večine vrtač raztapljanju površja. Te vrtače imenujemo korozijske vrtače. Po tej interpretaciji naj bi korozijske vrtače nastale zaradi lokalno intenzivnejšega raztapljanja kamnine. Mehanizem korozijskega oblikovanja je prvi predstavil Cvijić (1893b), ki je s svojo interpretacijo končal skoraj stoletni spor med različnimi smermi krasoslovcev; zagovorniki korozijske teorije in zagovorniki udorne teorije nastanka vrtač (Gams, 1974; Gams, 2003; Stepišnik, 2010b). Zagovorniki slednje so namreč opredeljevali vrtače kot oblike, ki nastanejo z udiranjem različnih vrst jamskih prostorov.

Korozijska interpretacija oblikovanja vrtač (Cvijić, 1893b), kjer vrtačo razumemo kot znižanje reliefa na točkah bolj prepustne kamnine, je bila v



Slika 27: Korozijske vrtače na Rajndolskem ravniku.

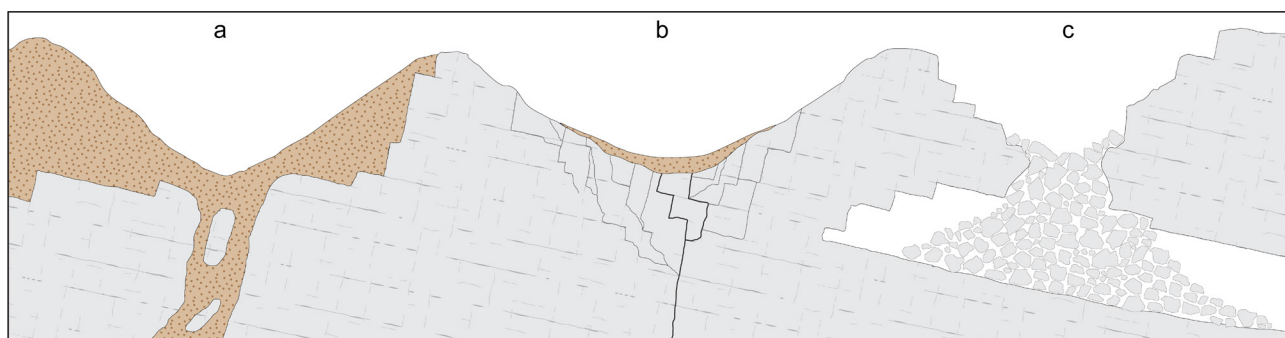
krasoslovju vsesplošno sprejeta in se je več kot sto let ohranila v literaturi. V zadnjih letih pa se je izkazalo, da primeri, na katerih je Cvijić (1893b) pojasnil nastanek vrtač, niso korozijske vrtače, temveč so nastale zaradi kemičnega preperevanja površja in razpadanja podzemnih prostorov zaradi denudacije površja (Šušteršič, 1994; Stepišnik, 2015b). Oblike, ki jih je navajal Cvijić (1893b) kot tipične primere korozijskih vrtač, so namreč različne oblike brezstropih jam, zapolnjenih z ilovnatim sedimentom. Drugih praktičnih dokazov o korozijskem nastanku vrtač v literaturi še ni, zato bo treba s prihodnjimi raziskavami pretehtati paradigmo o korozijskem nastanku vrtač (Resnik Planinc, 2016).

Udor jamskega stropa se šteje za najstarejšo interpretacijo nastanka vseh okroglih kotanj na krasu (npr. Cvijić, 1893b; Gams, 2003). Moderna krasoslovna literatura se tudi vse pogosteje vrača k tej teoriji (Gams, 1974; Stepišnik, 2015b). Vratače,

ki nastanejo z udorom podzemnega prostora, imenujemo udorne vrtače. Za njihovo poimenovanje se pogosto uporabljata tudi strokovna izraza *udornica* oziroma *manjša udornica* (Stepišnik, 2010b), ki sicer opisujeta proces oblikovanja, a nista ustrezna za poimenovanje tovrstnih vrtač, saj udornice, ne glede na velikost, nastajajo zaradi spodjedanja v podzemlju. Oblika *udornih vrtač* je odvisna predvsem od stopnje njihovega razvoja. V zgodnjih fazah imajo strma navpična in stenasta pobočja, dno pa je prekrito s podornimi bloki. V njihovih dneh so pogosti vhodi v jamske prostore. V starejših fazah razvoja mehansko in kemično preperevanje ter pobočni procesi povzročijo preoblikovanje strme udorne vrtače v kotanjo z blagimi pobočji in rahlo uravnanim ali konkavnim dnom. Udorne vrtače lahko ločimo od drugih vrtač le v zgodnjih stopnjah razvoja, medtem ko udornim vrtačam na starejših stopnjah razvoja zaradi njihovih oblik, ki so enake



Slika 28: Udorna vrtača Kafrna dolina na Postojnskem krasu.



Slika 29: Morfogenetski tipi vrtač: sufozijska (a), korozijska (b) in udorna vrtača (c).

korozijskim vrtačam, najpogosteje pripisujemo korozijski nastanek. Različni tipi jam, iz katerih se razvijejo udorne vrtače, se odražajo v različnih velikostih, oblikah in vsebnosti sedimentov v njihovih dneh. Rezultat udara večjih jamskih dvoran so večje udorne vrtače. Oblike nekdanjih jamskih dvoran se pogosto odražajo tudi v obliki kotanj na površju (Gams, 1966; Šušteršič, 1983). Pri razpadu freatičnih ali epifreatičnih rogov so pogosto ohranjeni jamski sedimenti, kot so prod, ilovica in siga (Sauro, 2003; Sauro, 2012).

Vrtače so prostorsko vezane na zmerne geografske širine in so redkeje v drugih klimatskih okoljih (Gams, 2000a). Razporeditev vrtač na kraškem površju ni enakomerna. Primarno sta gostota in razporeditev vrtač vezani na sam naklon površja. Gostota vrtač se bistveno zmanjša na območjih, kjer povprečen naklon okoliškega površja znaša več kot deset stopinj (Kranjc, 1981; Stepšnik, 2017a; Novljan, 2021). Vrtače so zato navadno najbolj številčne na kraških uravnavah, kjer njihova gostota lahko presega tudi več sto vrtač na kvadratni kilometer (Mihevc, 2001; Mihevc, Mihevc, 2019). Na njihovo razporeditev bistveno vplivajo tudi geološke razmere (Gams, 1974; Gams, 2000b; Verbovšek, Gabor, 2019). V splošnem velja, da so manj številčne na dolomitnih območjih kot na apnenčastih (Mihevc, Mihevc, 2021). Poleg litoloških značilnosti na razporeditev vplivajo tudi strukturne razmere na območju. Vrtače so lahko vezane na različne tektonske deformacije, zato si pogosto sledijo v nizu (Čar, 2001; Žvab Rožič, Čar, Rožič, 2015; Verbovšek, 2024). V nekaterih primerih se to lahko

odraža tudi v njihovi medsebojni prostorski razporeditvi, ki je v splošnem zelo raznolika. Najpogosteje se pojavljajo kot samostojne reliefne enote. Več vrtač skupaj lahko tvori večje reliefno znižanje, zato jih imenujemo *sestavljene vrtače*. V primerih, ko si vrtače sledijo v nizu in tvorijo večjo podolgovato vrtačasto kotanjo, lahko to reliefno znižanje imenujemo *vrtačasti jarek* (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Na nekaterih območjih so vrtače najbolj dominantna oblika in zasedajo večji delež površja. Vrtače mejijo ena na drugo in v tlorisu tvorijo mrežo, zato se za takšna območja uporablja tudi termin *poligonalni kras* (Ford, Williams, 2007b).

Vrtače v Sloveniji so razporejene neenakomerno. Največja gostota vrtač je na korozijskih uravnavah. Na območju Hotenjskega ravnika njihovo število preseže celo 500 vrtač na km² (Mihevc, Mihevc, 2021). Nadpovprečna gostota vrtač je tudi na jugu Logaško-Begunjskega ravnika, na robni fluvioakraški uravnavi Ribniškega polja, Matarskem podolju in Kočevskoreškem ravniku. Na območjih kopastega krasa je manjša gostota vrtač kot na korozijskih uravnavah, vendar zaradi večjih dimenzij lahko zavzemajo večji delež površja (Frelj, 2014; Mihevc, Mihevc, 2021).

Brezstropne jame

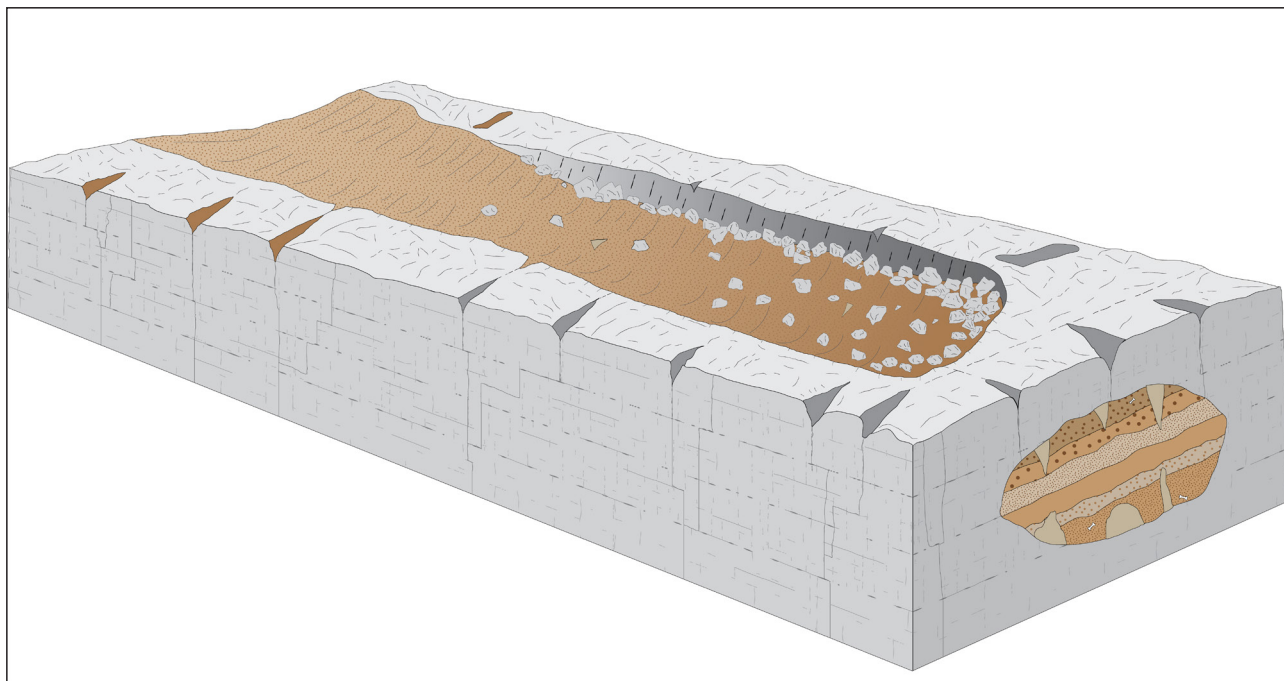
Brezstropne jame so kotanje na kraškem površju, ki nastajajo, ko se podzemne votline odprejo na površje zaradi odstranitve stropa jamskih rogov s kemično denudacijo. Za njih se pogosto uporablja

tudi nadpomenka denudirane jame, ki se uporablja kot širši izraz za označevanje vseh vrst podzemnih votlin, ki se zaradi različnih oblik denudacije – obalne, pobočne ali ledeniške – preslikajo na površje.

Oblika brezstropih jam je odvisna od oblikovanosti jam, iz katerih nastanejo (slika 30), in od oblikovanosti površja (Knez, Slabe, 2002). Običajno so plitve in podolgovate ter dosežejo dolžino od nekaj deset metrov do nekaj kilometrov (Stepišnik, Grlj, 2018), pri čemer njihova širina redko presega petdeset metrov. Pobočja so lahko blaga ali strma, lahko so prisotne tudi stene, globina brezstropih jam pa navadno ne presega deset metrov. Na pobočjih brezstropih jam se lahko ohranijo oblike, kot so fasete in druge korozijske zajede, ki so značilne za jamske rove. V samih jamah so navadno ohranjeni sedimenti, ki so zapolnjevali jamske rove. To so običajno alogeni sedimenti, ki so pogosto laminirani, kot so ilovice, peski in prodi. V brezstropih jamah so pogosto ohranjene tudi različne oblike sige, od kapnikov do ostankov sigovih kop. Kotanje brezstropih jam lahko prehajajo v jame, kjer je strop ohranjen, kar neposredno dokazuje njihovo genetsko povezavo z jamami.

V starejši literaturi (Melik, 1955a; Melik, 1961; D'Ambrosi, 1966; Radinja, 1967) so daljše kotanje brezstropih jam zmotno interpretirali kot suhe struge vodotokov, ki so se v preteklosti pretakali čez kraško površje. Povezovali so jih torej z nekdanjim fluvialnim delovanjem kraškega površja. Ti avtorji so interpretirali razvoj krasa kot večfazen, kjer so se v zgodnjih fazah, ko se kraški vodonosnik še ni oblikoval, vodotoki površinsko pretakali čez kraško površje. To fazo razvoja krasa so imenovali predkraška faza. Šele v poznejših fazah naj bi nastopila pretočitev vodotokov v kraški vodonosnik, kar so opredeljevali kot kraško fazo. Pri tej pretočitvi naj bi postala korita rek reliktna, v njih pa naj bi se ohranili alogeni sedimenti, ki so jih reke transportirale iz nekarbonatnih zaledij (Melik, 1955a; Melik, 1961; D'Ambrosi, 1966; Radinja, 1967).

Bahun (1969) je bil prvi, ki je opozoril na obstoj brezstropih jam. V svoji interpretaciji nastanka vrtač je sklepal, da se te oblikujejo iz jam, ki zaradi denudacije površja preidejo v površinske oblike. V zgodnjih fazah oblikovanja te površinske oblike ohranjajo tloris jamskih prostorov, pozneje



Slika 30: Brezstropa jama, ki se je nastala s kemično denudacijo poševnega jamskega rova.

pa se preoblikujejo v vrtače. Bahunovo (1969) tolmačenje preoblikovanja jamskih rogov v površinske oblike je v strokovni literaturi ostalo prezrto skoraj tri desetletja, vse do devetdesetih let 20. stoletja. Med gradnjo avtoceste čez Kras so odkrili in proučili številne podolgovate kotanje (npr. Šebela, 1995; Mihevc, Zupan Hajna, 1996), ki so jih prej interpretirali kot reliktna rečna korita. V teh kotanjah so našli različne plasti laminiranih sedimentov in sige, na pobočjih kotanj pa so bile vidne korozijske zajede, značilne za jame, oblikovane v freatični in epifreatični coni krasa. Nekatere kotanje so se nadaljevale v jame z ohranjenim stropom (Mihevc, 1996; Mihevc, Slabe, Šebela, 1998; Mihevc, 2007). Prisotnost laminiranih alogenihih sedimentov in sig ter prehod površinskih oblik v podzemne sta bila ključna dokaza, da proučevane oblike niso ostanek nekdanje predkraške faze, ampak so v resnici jamski rovi, ki so se zaradi denudacije preslikali na površje krasa.

Sledile so številne objave, ki so identificirale ter na različne načine interpretirale oblikovanje, razvoj in sedimente v brezstropih jamah na različnih kraških območjih (Mihevc, 1996; Mihevc, Slabe, Šebela, 1998; Mihevc, 2001; Šušteršič, 2004;

Mihevc, Zupan Hajna, 2007; Mihevc, Stepišnik, 2011; Grlj, Grigillo, 2014; Bosák, 2016; Bosák in sod., 2016b; Knez, Slabe, 2016; Mais, 2016; Šebela, 2016; Čeru, Dolenec, Gosar, 2018; Čeru in sod., 2018; Stepišnik, Grlj, 2018; Švara, Mihevc, Zupan Hajna, 2023). S tem so se odprle nove perspektive pri definiranju in interpretaciji procesov nastanka in preoblikovanja brezstropih jam ter pri razumevanju razvoja kraškega površja. Bili so zavrtnjeni modeli večfaznega razvoja krasa, predvsem pa obstoj predkraške faze razvoja krasa. Tako se je reinterpretirala morfogeneza številnih podolgovatih kraških kotanj in sedimentnih zaplat na površju. Razumevanje preslikavanja jam v površinske reliefne oblike pa je prineslo spremembe v interpretaciji dinamike razvoja kraškega površja (Mihevc, 1998b; Mihevc, 2001; Mihevc, Zupan Hajna, 2007; Bosák in sod., 2016a; Šušteršič, 2016).

Identifikacija brezstropih jam na terenu navedno ne predstavlja zahtevne naloge, saj lahko vsem dolгим jarkom, ki so zapolnjeni z ustreznimi sedimenti ali imajo ohranjene značilne jamske oblike, pripišemo razvoj iz nekdanjih podzemnih jamskih rogov. Vendar pa se pri manjših odsekih brezstropih jam, ki imajo obliko vrtač in so okroglaste v tlorisu,



Slika 31: Brezstropa jama v bližini Dolnjih Ležeh pri Divači.

lahko pojavi težava pri opredeljevanju reliefne oblike. Terenske analize nekaterih vrtač so pokazale, da so nastale z denudacijo vertikalnih ali poševnih jamskih rovov (Grlj, Grigillo, 2014; Stepišnik, 2015b; Resnik Planinc, 2016; Stepišnik, Grlj, 2018). Čeprav je njihov nastanek povezan z denudacijo jam, se označujejo kot vrtače, ki so skupno ime za opisovanje manjših zaprtih kraških kotanj, ne glede na njihov nastanek.

Krajše brezstrobe jame dolžine do nekaj deset metrov, ki jim lahko dokažemo jamsko morfogenezo, so značilne za vsa območja globokega krasa (Stepišnik, 2015b; Stepišnik, Grlj, 2018). Daljše brezstrobe jame so običajne le na korozijskih uravninah v bližini kontaktnega krasa (Mihevc, 2001; Stepišnik, Grlj, 2018; Stepišnik, 2020a; Švara, Mihevc, Zupan Hajna, 2023). Najpogostejše se pojavljajo na območjih, kjer koncentrirani vodni tokovi z velikimi količinami

alogenega sedimenta vtekajo v kras. Razvoj jam na teh območjih je povezan s procesom paragenezе, ki oblikuje dolge vodoravne jame na nivoju podzemne vode. Rezultat denudacije dolgih vodoravnih jam na uravnanem kraškem površju so dolge brezstrobe jame.

Najdaljše do sedaj razpoznane brezstrobe jame na slovenskem krasu so na Divaškem krasu, na Slavinskem ravniku in na Matenjski gmajni pri Postojnski kotlini. Na Slavinskem ravniku je najdaljša brezstropa jama, ki je bila do sedaj identificirana v Sloveniji. Dolga je več kot 4,3 km in jo zapolnjujejo predvsem alogeni flišni sedimenti. Med sedimenti so ohranjene tudi sige, ki so večinoma v manjših klastih, ohranjene pa so tudi večje sigove kope. V bližini glavnega jarka brezstrobe jame so manjše jame z ohranjenim stropom, ki so nekoč tvorile del enotnega jamskega sistema (Švara, 2023; Švara, Mihevc, Zupan Hajna, 2023).



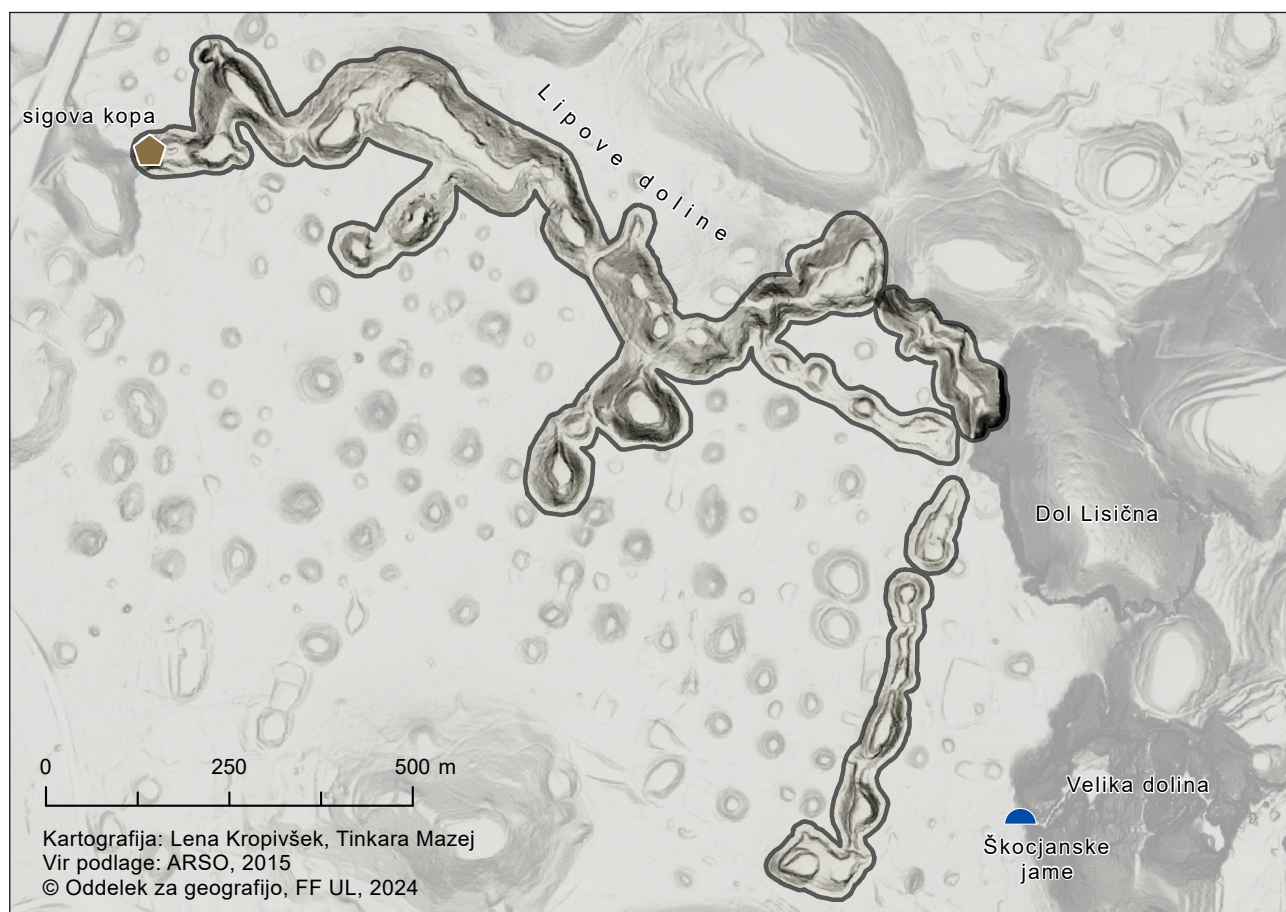
Slika 32: Sigova kopa v brezstropi jami v Lipovih dolinah na Divaškem krasu.

Brezstropa jama leži nad aktivnimi paragenetsko preoblikovanimi rovi Markovega spodmola in Vodne jame v Lozi, katerih skupna dolžina znaša okoli 8,5 km.

Na Divaškem krasu je bila med gradnjo avtoceste odkrita tudi prva brezstropa jama v bližini naselja Povir, pozneje pa so na tem območju identificirali še 16 večjih brezstropih jam (Šebela, 1995; Mihevc, 1996; Nagode, 2002; Mihevc, 2007). Te brezstrobe jame so dejansko denudirani paragenetsko preoblikovani jamski rovi na jugozahodnem delu korozijske uravnave Krasa, med katerimi je najdaljši odsek brezstrobe jame v Lipovih dolinah, ki meri v dolžino okoli tri kilometre. Brezstrobe jame zapolnjujejo alogeni flišni sedimenti, na izdankih kamnine pa so ohranjene sledi oblikovanja v jamskem okolju, predvsem fasete. V njih se je poleg majhnih kosov sige,

ohranila tudi velika sigova kopa (Mihevc, 2001; Mihevc, 2007).

Na območju Matenjske gmajne pri Postojnski kotlini je veliko brezstropih jam, vendar o njih še nimamo podrobnejših podatkov, saj še niso bile proučene. Poleg Divaškega krasa in Slavinskega ravnika so bile v Sloveniji proučene brezstrobe jame tudi na drugih območjih, na primer brezstropa jama v Podbojevem lazu pri Rakovem Škocjanu (Stepišnik in sod., 2009a), brezstropa jama Pri bunkerju na Logaško-Begunjskem ravniku (Geršl, Stepišnik, Šušteršič, 1999), brezstropa jama pri jami Ulica pečina na Matarskem podolju (Mihevc, 2007) in številne brezstrobe jame na Podgorskem krasu (Grlj, Grigillo, 2014). V vseh primerih gre za manjše freatične ali epifreatične izdanke jam, ki jih zapolnjujejo različni alogeni sedimenti in siga.



Slika 33: Prostorska razporeditev brezstropih jam na Divaškem krasu.

Udornice

Udornice predstavljajo eno najbolj izrazitih oblik globokega krasa, saj imajo te obsežne okrogle kraške kotanje pogosto značilna strma in prepadna pobočja. Poimenovanje udornic izhaja iz starejših interpretacij njihovega nastanka (Cvijić, 1893b; Cramer, 1941), ki so ga povezovale z udori stropov nad podzemnimi votlinami. Te interpretacije so se opirale na geomorfološke dokaze za udore, kot so prisotnost strmih in prepadnih sten, podornih blokov in pogostih jamskih vhodov, ki se odpirajo na pobočjih ali dneh udornic (Cvijić, 1893b; Cramer, 1941). Vendar so sodobne študije ovrgle te starejše teorije o nastanku udornic. Namesto teorij o udiranju sodobna raziskovanja interpretirajo njihov nastanek s postopnim posedanjem površja v tektonsko pretrtih conah, kar je posledica erozije v podzemlju (Šušteršič, 2000; Šušteršič, Čar, Šebela, 2001; Gabrovšek, Stepšnik, 2011; Kaufmann, Romanov, 2016; Lipar, Stepšnik, Ferk, 2019). Kljub tem novim interpretacijam, ki razlagajo nastanek udornic kot posledico posedanja, in ne udiranja, se je strokovni izraz udornica ohranil kot termin v krasoslovju.

V Sloveniji so udornice razširjena geomorfološka oblika, ki se pojavlja na različnih kraških območjih, zaradi česar obstaja več lokalnih izrazov za njihovo poimenovanje. Najbolj razširjeni ljudski izrazi za udornice so *globoščak*, *dol*, *dolac*, *draga*, *kukava* in *koliševka* (Stepšnik, 2006b). Posebej značilni lokalni poimenovanji za udornice na Notranjskem sta *kukava* in *koliševka* (Habič, 1978; Šušteršič, 2000). Tudi na Kočevskem se udornice pogosto imenujejo *koliševke*, s čimer so nadomestili stare kočevske izraze za udornice, kot je *die Grube* (na primer *Doroč Grube*: Podsteniška koliševka), kar v nemščini pomeni kotanja. Beseda *koliševka* izvira iz besede kal, saj so koliševke pogosto udornice s kalom na dnu. V starejših kartografskih gradivih se včasih uporablja izraz *kališevka*. Izraz *kukava* izhaja iz praslovanske besede, ki pomeni »osamljen, odmaknjen kraj«, ali iz pridevnika *kúkaven*, kar pomeni »beden, žalosten«; *kukave* so običajno udornice z omejeno ekonomsko rabo zaradi strmih pobočij (Stepšnik, 2006b).

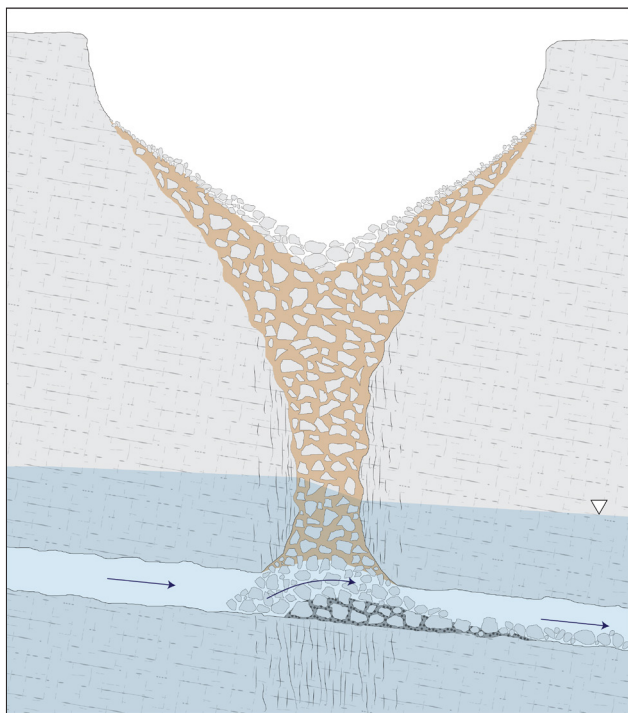
Čeprav se izraza *kukava* in *koliševka* pogosto v slovenski strokovni literaturi uporabljata kot sinonima za udornico, je pomembno, da se njuna raba omeji glede na specifičen pomen vsakega izraza.

Nastanek udornic ni povezan z udiranjem jamskih dvoran, kot je navajala starejša literatura (Cvijić, 1893b; Cramer, 1941). To dokazujejo prostornine udornic, ki presegajo prostornine največjih znanih jamskih dvoran, kar kaže, da udornice niso mogle nastati z udiranjem teh dvoran (Šušteršič, 2000). Namesto tega se udornice razume kot reliefne oblike, ki nastajajo na območjih, kjer podzemni tokovi tečejo skozi tektonsko deformirano kamnino (Šušteršič, 1973; Šušteršič, 1983; Šušteršič, 2006; Stepšnik, 2010b).

Geološke strukture, ki vplivajo na nastanek udornic, so prelomi, območja zmanjšane prepustnosti v kraškem vodonosniku (slika 34). Te strukture so prepustne le na določenih mestih, s čimer se koncentrirajo večji podzemni tokovi (Šušteršič, 2000; Šušteršič, 2003; Stepšnik, 2010b; Gabrovšek, Stepšnik, 2011; Kaufmann, Romanov, 2016; Lipar, Stepšnik, Ferk, 2019). Ker so območja prelomov mehansko manj stabilna, se vzdolž njih kamnina poseda, podzemni vodni tokovi pa jo sproti erodirajo. Tako se zaradi erozije na območju prelomov v podzemlju postopoma poseda sediment, kar vodi v nastanek reliefnih kotanj na površju (Šušteršič, 2000; Šušteršič, 2003; Stepšnik, 2010b; Gabrovšek, Stepšnik, 2011; Kaufmann, Romanov, 2016; Lipar, Stepšnik, Ferk, 2019). Proces oblikovanja udornic torej ni vezan na udor jamskih dvoran, ampak na dolgotrajno erozijo na območjih prelomnih con v podzemlju, kar povzroča posedanje površja. Geološke strukture, ki vplivajo na nastanek udornic, so prelomi, območja zmanjšane prepustnosti v kraškem vodonosniku (slika 34). Te strukture so prepustne le na določenih mestih, s čimer se koncentrirajo večji podzemni tokovi (Šušteršič, 2000; Šušteršič, 2003; Stepšnik, 2010b; Gabrovšek, Stepšnik, 2011; Kaufmann, Romanov, 2016; Lipar, Stepšnik, Ferk, 2019). Ker so območja prelomov mehansko manj stabilna, se vzdolž njih kamnina poseda, podzemni vodni tokovi pa jo sproti erodirajo. Tako se zaradi

erozije na območju prelomov v podzemlju postopoma poseda sediment, kar vodi v nastanek reliefnih kotanj na površju (Šušteršič, 2000; Šušteršič, 2003; Stepišnik, 2010b; Gabrovšek, Stepišnik, 2011; Kaufmann, Romanov, 2016; Lipar, Stepišnik, Ferk, 2019). Proces oblikovanja udornic torej ni vezan na udor jamskih dvoran, ampak na dolgotrajno erozijo na območjih prelomnih con v podzemlju, kar povzroča posedanje površja (Šušteršič, Čar, Šebela, 2001; Šušteršič, 2003; Šušteršič, 2006; Stepišnik, 2010b).ršič, Čar, Šebela, 2001; Šušteršič, 2003; Šušteršič, 2006; Stepišnik, 2010b).

Dimenzije udornic so neposredno povezane z dinamiko in trajanjem erozije v podzemlju, kar povzroča postopno posedanje površja (slika 34). Ta dinamika je odvisna od pretoka in mehanskih lastnosti tektonsko pretirte kamnine, ki leži pod udornicami (Gabrovšek, Stepišnik, 2011). Prostornina udornic se povečuje, vse dokler poteka proces spodjedanja, zaradi česar se njihove dimenzije močno razlikujejo. Najmanjše udornice so po velikosti primerljive z vrtačami, zato med udornicami in vrtačami ne obstaja jasna morfometrična delitev.



Slika 34: Prerez udornice.

Največje udornice lahko dosežejo prostornine v obsegu nekaj milijonov kubičnih metrov. Največja udornica v Sloveniji je Pikel pri Vrbovcu (Stepišnik 2006), katere prostornina znaša 6,7 milijona kubičnih metrov. V Sloveniji obstaja več kot šestdeset udornic s prostornino, večjo od enega milijona kubičnih metrov.

Oblike udornic se zelo razlikujejo. Nekatere izmed njih imajo v tlorisni obliki oglate, okroglaste ali pa razpotegnjene – elipsaste oblike. Pobočja udornic so lahko aktivna, strma in stenasta, pogosto prekrita z melišči in podornimi bloki. Po drugi strani pa so pobočja nekaterih udornic bolj položna in uravnotežena. Dna udornic se prav tako razlikujejo; lahko so strma in lijakasta ali pa oblikujejo obsežne uravnave. Oblike udornic so v preteklosti interpretirali glede na starost udornic oziroma njihovo razvojno stopnjo (Šušteršič, 1983; Jennings, 1985; Ford, Williams, 2007b). Tako so interpretirali, da so v mlajši razvojni fazi, ko je posedanje še aktivno, pobočja strma in stenasta, tlorisne oblike pa nepravilne. Dna udornic so v tej fazi zapolnjena s podornimi bloki in gruščem. S časom stene izginejo, delež melišč se poveča in se lahko razširi vse do dna udornice. V starejši fazi razvoja so pobočja udornic položnejša in uravnotežena, brez intenzivne dinamike pobočnih procesov, dna pa so konkavna in zapolnjena s sedimentom. Tlorisne oblike udornic se postopoma spreminjajo v bolj okroglaste (Ford, Williams, 2007b; Stepišnik, 2010b; Lipar, Stepišnik, Ferk, 2019).

Procesi v naravi so kompleksnejši od tistih, ki jih predlagajo preprosti modeli razvojnih faz udornic. Najpomembnejši proces, ki vpliva na obliko udornic, je erozija v podzemlju, ki povzroča posedanje in postopno večanje prostornine udornic. V začetnih fazah oblikovanja so udornice v tlorisu pogosto bolj nepravilne in oglate. Dokler traja proces posedanja, so pobočja udornic navadno strma, aktivna, z mnogimi stenami, melišči in podornimi bloki. Aktivne udornice imajo pogosto na dnu lijakaste kotanje, ki so indikatorji točk najintenzivnejšega posedanja sedimenta na dnu udornice. Ko proces oblikovanja udornic postane manj aktiven

ali pa se zaključi, postanejo te bolj okroglaste v tlorisni obliki. Pobočja so lahko sprva še vedno strma, a sčasoma postanejo položnejša. Hitrost in dinamika tega umika pobočij sta odvisni od mehanskih lastnosti kamnine. V masivnih in debelo plastovitih apnencih se lahko stene v pobočjih ohranjajo dalj časa v primerjavi z manj odpornimi kamninami, kjer lahko pobočja že v aktivni fazi oblikovanja udornic postanejo položnejša (Gabrovšek, Stepišnik, 2011; Stepišnik, Grlj, 2018).

Graviklastični procesi niso edini, ki preoblikujejo pobočja udornic; erozija in pobočno spiranje imata pomembno vlogo, vendar sta omejena na tiste dele pobočij, ki so prekriti s sedimenti. Ti sedimenti, ki zavirajo odtok padavinskih vod v podzemlje, so lahko lokalnega izvora, nastali ob prelomnih conah ali na območjih z mehansko manj

odpornimi kamninami zaradi intenzivnejšega mehanskega preperevanja. Pogosto pa na pobočjih najdemo tudi alogene sedimente, ki so rezultat razpada jamskih rovov. Alogeni sedimenti, ki so zapolnjevali nekdane jamske rove, se izpirajo na pobočja pod njimi. Zaradi površinskega odtoka vode na pobočjih, ki jih prekrivajo sedimenti, se oblikujejo erozijski jarki, ki se lahko v poznejših fazah razvoja preoblikujejo v dolke (Stepišnik, 2006a; Stepišnik, Grlj, 2018).

Udornice, ki imajo v pobočjih erozijske jarke, imajo najpogosteje območja akumulacij sedimentov v svojih dneh. Te akumulacije navadno tvorijo uravnave na dnu udornic in lahko dosežejo globino nekaj metrov (Stepišnik, 2004; Stepišnik, 2006a; Stepišnik, 2008). Uravnave neposredno pod erozijskimi jarki so blago nagnjene in oblikovane



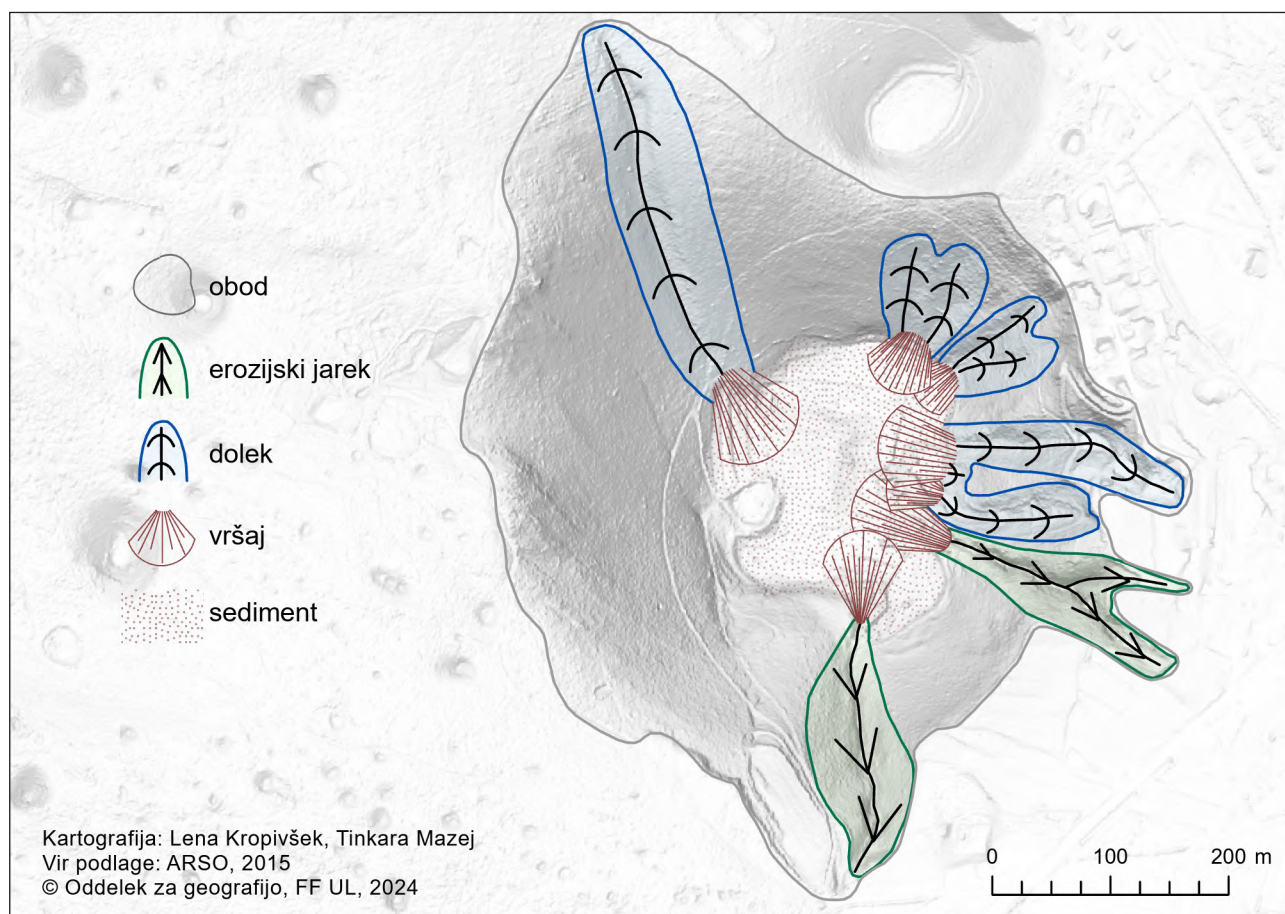
Slika 35: Udornica Unška kolisevka.

kot vršaji. V fazi aktivnega nastajanja udornic se lahko pojavi zapolnjevanje dna udornic s pobočnimi sedimenti. Ta proces zapolnjevanja vodi do uravnavanja dna udornic, kar posledično pomeni, da lijakaste kotanje, ki bi sicer nastale na mestih najintenzivnejšega posedanja, niso vidne. Takšna uravnana dna so značilna za udornice, kjer je dinamika procesov odlaganja sedimentov v dneh večja od procesov posedanja (slika 36).

Dna udornic so lahko uravnana zaradi sedimenta, ki ne izvira iz pobočij, temveč je bil odložen, ko so bila dna udornic ojezerjena. Takšne ojezeritve udornic so rezultat nihanja gladine podzemne vode, ki doseže dna udornic. Iz stoječe vode se odlaga v dneh udornic drobnozrnat sediment, kar uravna njihova dna. Ta proces je sicer značilen za plitvi kras, kjer globlje kraške kotanje ležijo na območju nihanja podzemne vode. Vendar pa se

lahko uravnave v udornicah ohranijo dlje časa in so prisotne tudi v spremenjenih hidrogeoloških razmerah, torej tudi v globokem krasu. Takšne zapolnitve v udornicah so običajne na izvirnih in ponornih območjih krasa v bližini večjih rek, ki vtekajo v kras ali iztekajo iz njega. Primeri takih skupin udornic so v bližini ponorov Reke na Divaškem krasu, pri ponorih Pivke pri Postojni in v bližini izvirov Ljubljanice pri Vrhniki (slika 37). Pogosto so dna sosednjih udornic uravnana na enakih nadmorskih višinah, saj so bile ojezerjene s poplavnimi vodami enake gladine.

Natančno število udornic v Sloveniji je zaradi njihove morfološke raznolikosti in podobnosti z drugimi kraškimi oblikami težko določiti. Procesi, ki prispevajo k njihovemu nastanku, so sicer dobro pojasnjeni, a različni procesi preoblikovanja povzročajo heterogenost njihovih oblik, kar



Slika 36: Geomorfološka karta udornice Šator pri Štorjah.

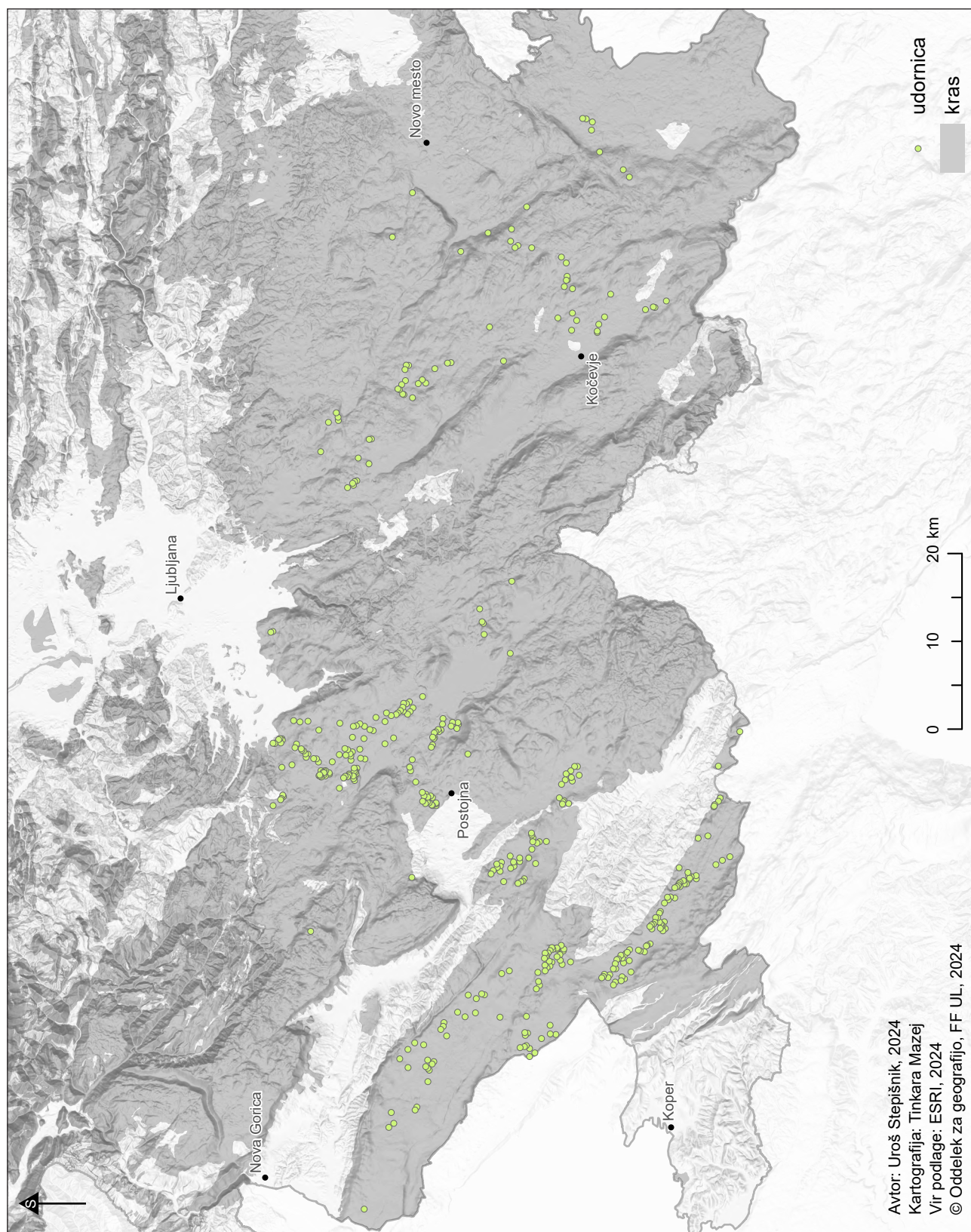


Slika 37: Udornica Paukarjev dol pri Vrhniki z uravnanim dnom.

otežuje njihovo razlikovanje od drugih kraških kotanj. Tudi morfometrični kriteriji, ki jih opredeljujejo kot večje kotanje od sosednjih vrtač, so subjektivni in se razlikujejo med različnimi območji. Kljub temu se ocenjuje, da je v Sloveniji okoli 500 udornic, vendar je ta številka le okvirna.

Udornice so razporejene neenakomerno (slika 38). Največje koncentracije udornic najdemo vzdolž glavnih podzemnih tokov na pretočnem krasu. Posebej so udornice zgoščene nad podzemnim tokom Reke med Škocjanskimi jamami in

izviri Timave na Krasu. Prav tako so značilne visoke koncentracije udornic na območju kraškega porečja Ljubljane, in sicer med Postojnsko kotlino in Planinskim poljem, med Cerkniškim in Planinskim poljem, med Planinskim in Logaškim poljem ter ob robu Ljubljanskega barja. Večje zgostitve udornic so tudi na matičnem Krasu v ponornem zaledju Reke, v Suhi krajini med Dobropoljem in Krko ter v Kočevskem rogu med Kočevskim poljem in dolino Čermošnjičice.



Slika 38: Prostorska razporeditev udornic v Sloveniji.

Plitvi kras

Kras je splošno znan kot kamnita pokrajina brez površinskih voda. Vendar so nekateri deli krasa znani tudi po površinskih hidroloških oblikah, kot so presihajoča jezera, kanjoni s številnimi lehnjakovimi slapovi, reke ponikalnice ter veliki izviri in ponori. Takšen tip krasa, kjer so jezera ali vodotoki na površju, označujemo kot plitvi kras.

Hidrološko plitvi kras opredeljujemo kot tip krasa, kjer vadozna hidrogeološka cona ni prisotna, kar pomeni, da površje sega do epifreatične ali celo freatične cone krasa. Na teh območjih se gladina podzemne vode dviguje nad površje (Gams, Kunaver, Radinja, 1973; Stepišnik, 2017a; Stepišnik, 2020a; Stepišnik, Gostinčar, 2020). Območja, ki segajo v epifreatično cono, so zato občasno ojezerjena ali pa se po njihovem površju pretakajo občasni vodni tokovi. Tisti deli površja, ki segajo v freatično cono, pa so stalno ojezerjeni oziroma so vodni tokovi tam stalni.

Več dejavnikov lahko vpliva na dvig gladine podzemne vode do površja na območjih plitvega krasa. Zajezeitev kraškega vodonosnika je eden od teh dejavnikov. Ključno vlogo pri tem igra predvsem topografska lega nezakraselih kamnin in sedimentov na iztočnih delih kraških vodonosnikov, prav tako kot nivo morske gladine. Na obalnih območjih se plitvi kras pogosto pojavi zaradi morske gladine, kar povzroči, da kraške kotanje občasno ali stalno ojezerijo.

Tektonsko deformirana območja, ki delujejo kot hidrološko manj prepustne cone v kraškem vodonosniku, lahko pomembno prispevajo k zvišanju gladine podzemne vode. Vzdlolž teh con se pogosto oblikujejo območja znižanega reliefa. Na teh reliefno znižanih območjih, kjer je kraški vodonosnik lokalno zajezen, pride do dviga gladine podzemne vode in oblikovanja plitvega krasa.

Procesi v freatični coni so enaki kot pri globokem krasu, kjer se vode pretakajo podzemsko in z raztapljanjem oblikujejo jame, medtem ko odsotnost vadozne cone pomeni, da padavinske vode odtekajo lateralno, saj je površje znotraj freatične oziroma epifreatične hidrogeološke cone. Zato prihaja do omejene kemične denudacije, ki bi površje zniževala vertikalno, kot je to značilno za globoki tip krasa. Površje plitvega krasa, ki je občasno ali stalno pod vodno gladino, se preoblikuje zaradi delovanja površinskih voda. Torej so dominantni geomorfološki procesi, ki oblikujejo površje, vezani na denudacijske in agradacijske procese površinskih vod, ki se izmenjujejo (vtekajo in iztekajo) v epifreatični coni v krasu. Vrste geomorfni procesov so odvisne od dinamike površinskih vod, zato plitvi kras delimo na okolje stojećih vod, kjer je voda na površju prisotna v jezerih, in okolje tekoćih vod, kjer so na površju vodotoki.

Prevladujoća geomorfna procesa, ki potekata v okolju stojećih vod plitvega krasa, sta kemična denudacija in mehanska agradacija. Kemična

denudacija v tem okolju ne znižuje površja, ampak deluje predvsem na okoliška kraška pobočja, kar povzroča, da se dna kotanj plitvega krasa širijo, za kar uporabljamo termin bočna korozija (Gams, 1985/1986; Gams, 2003). Mehanska denudacija v tem nizkoenergetskem okolju nima pomembnega učinka na oblikovanje reliefnih oblik. Je pa mehanska agradacija zelo pomembna, saj se iz stoječih vod odlaga drobnozrnati sediment, ki zato prekriva in uravnava ta območja. S temi procesi se preoblikujejo zlasti različne kraške kotanje, ki so morfogenetsko vezane na globoki kras. Zaradi lege v plitvem krasu se je spremenila njihova hidrološka funkcija in s tem tudi procesi njihovega preoblikovanja. To so občasno ali stalno ojezerjene vrtače, uvale in udornice. Tudi večje kraške kotanje, ki jih zaradi dimenzij opredeljujemo kot stalno ali občasno ojezerjena kraška polja, so značilne za ta geomorfna okolja.

Prevladujoči geomorfni procesi, ki potekajo v okolju tekočih vod plitvega krasa, so nekoliko drugačni in obsegajo kemično in mehansko denudacijo ter kemično in mehansko agradacijo. Denudacija je še posebej izrazita v visokoenergetskih površinskih tokovih, ki povzročajo mehansko denudacijo predvsem z abrazijo, erozijo sedimenta in kavitacijo ter kemično denudacijo z raztapljanjem. V teh okoljih prihaja tudi do mehanske agradacije, ki vključuje predvsem odlaganje grobozrnate frakcije sedimentov. Agradacija kemogenih sedimentov iz prenasitih vodnih tokov pa najpogosteje poteka v obliki lehnjaka. V teh okoljih se oblikujejo kanjoni, ki jih po načinu napajanja ločimo na alogene in avtogene. Večje razširitve v kanjonih so kraške kotline. Tudi kraška polja, po katerih se pretakajo površinski tokovi in jih zato imenujemo prelivna kraška polja, so značilna za tovrstna kraška okolja.

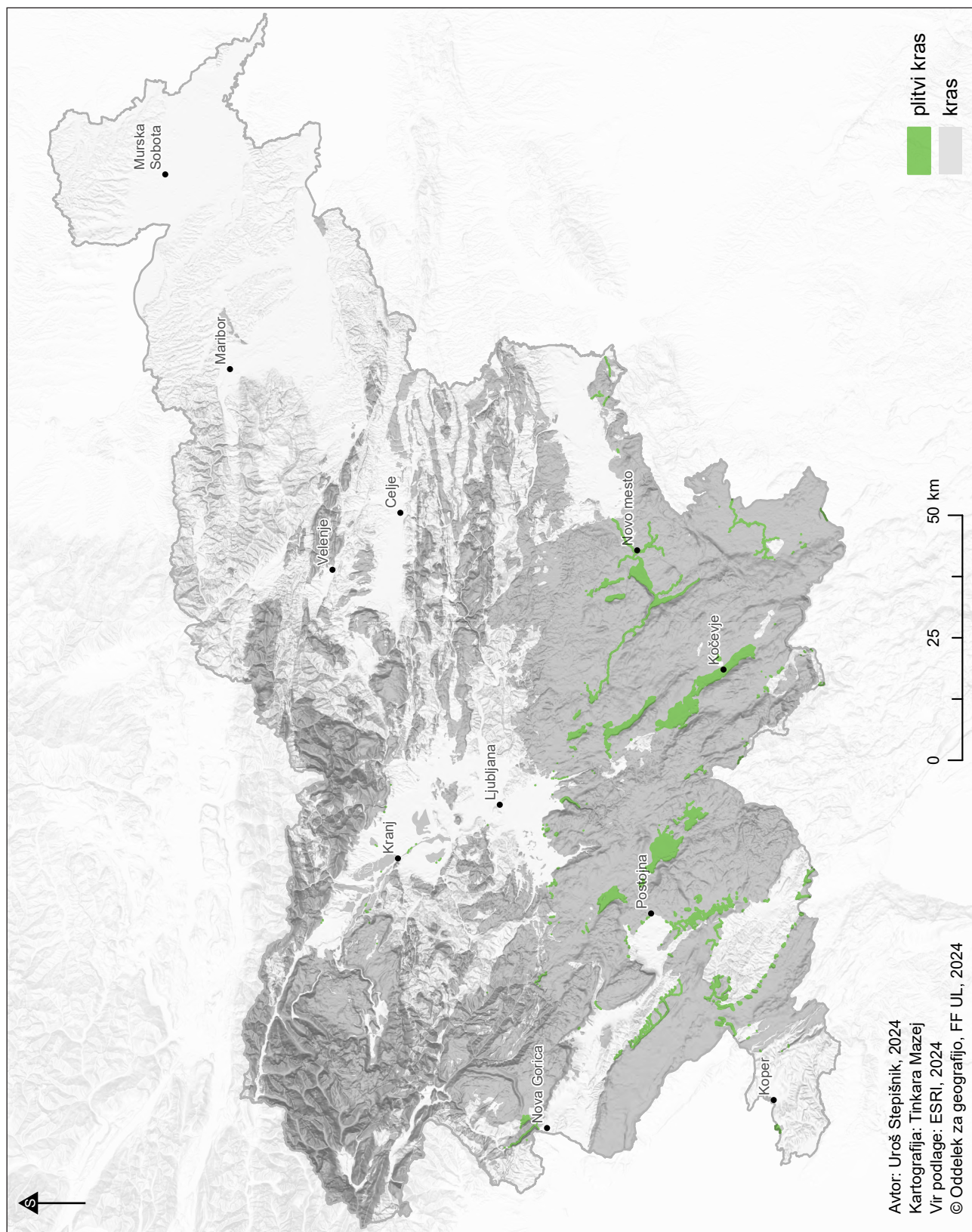
Plitvi kras obsega tudi območja aktivnega hidrološkega stika med fluvialnimi in kraškimi geomorfnimi sistemi, kjer vode bodisi vtekajo v kras ali iz njega iztekajo. Ta območja nekateri avtorji obravnavajo kot samostojen morfodinamičen podtip krasa in ga imenujejo kontaktni kras (Mihevc, 1991b; Gams, 1995; Gams, 2001; Gams, 2003;

Švara, Mihevc, Zupan Hajna, 2023) ali kontaktni fluviokras (Gams in sod., 1962; Gams, 1986). Ta tip krasa so glede na hidrološko pozicijo delili na dve geomorfni okolji: ponorni in izvirni kontaktni kras (Mihevc, 1991b; Gams, 1995). V obeh primerih gre za identične procese, kot so značilni za okolja plitvega krasa s površinskimi tokovi; na ponornem kontaktnem krasu se oblikujejo alogeni kanjoni, na izvirnem pa avtigeni kanjoni. Na površju kontaktnega krasa so površinski tokovi, saj leži v epifreatični ali celo freatični hidrogeološki coni. Zato kontaktni kras v nadaljevanju obravnavamo kot tip plitvega krasa.

Točke oziroma območja plitvega krasa, kjer vode s površja vtekajo v kras ali iz njega iztekajo, so prav tako površinske geomorfološke oblike, ki jih delimo na osnovi njihove oblikovanosti. Mesta, kjer vode iztekajo iz krasa, delimo na jamske izvire, obrhe in krope, mesta vtekanja pa na požiralnike, ponikve in ponore.

Termin plitvi kras, ki ga uporabljamo za tovrstni tip krasa, podobno kot termin globoki kras ni najbolj ustrezen, saj postavlja v ospredje hidrološko funkcijo, in ne prevladujočih geomorfnih procesov. Termin za ta tip krasa je v slovensko terminologijo uvedel Šerko (1947), z njim pa je opisoval kraška območja s površinskimi tokovi, kot sta Bela in Suha krajina. Pozneje sta ga za potrebe tipizacije krasa Slovenije uporabila tudi Gams (1974) in Habič (1982). V slovenski kraški terminologiji (Gams, Kunaver, Radinja, 1973) je plitvi kras območje, kjer je cona vertikalnega pretakanja plitva in globlje reliefne depresije segajo do freatične cone. Nekatera literatura označuje plitvi kras tudi kot območje manjše debeline zakraselih kamnin (Habič, 1975; Jennings, 1985; White, 1988), kar pa ni v kontekstu naše rabe termina.

Plitvi kras obsega najmanjši delež krasa v Sloveniji, pokriva namreč le 176 km², kar predstavlja 0,9 % površine države in 1,7 % celotnega slovenskega krasa (slika 39). Največja strnjena območja plitvega krasa so občasno ojezerjena in prelivna kraška polja, kot so Planinsko, Cerknjsko, Loško, Ribniško, Kočevsko, Radensko in Mirensko polje ter Dobrepolje



Slika 39: Obseg plitvega krasa v Sloveniji.

in Globodol (Stepišnik 2020b). Velika območja plitvega krasa predstavljajo tudi kraške kotline, zlasti na Zgornji Pivki in v okolici Krke, ter dna kanjonov (Stepišnik, 2017a; Stepišnik, Gostinčar, 2020). Poleg tega plitvi kras najdemo na območjih kontaktnega krasa, ki obsegajo večje predele v okolici Brkinov (Mihevc, 1991b; Mihevc, 2001), v okolici Postojnske kotline (Mihevc, 1991b; Ferk, 2016), na območju Kočevske Reke (Mihevc, 1991a; Stefanovski, Grk, Hočev, 2021) in okoli Šibja (Mihevc, 1991b; Mihevc, 1991a). Plitvi kras obsega tudi celotno območje Izolskega krasa (Gams, 1964), ki je ob povišanih gladinah morja občasno poplavljen.

Ojezerjene kraške kotanje

Ojezerjene kraške kotanje predstavljajo eno izmed najbolj značilnih geomorfoloških oblik na območjih plitvega krasa. Te kotanje so morfogenetsko vezane na globoki kras, zato jih kategoriziramo z istimi termini kot tiste na globokem krasu. Zaradi spremenjene hidrološke funkcije v njih delujejo drugačni geomorfni procesi. Te kotanje vključujejo vrtače, uvale in udornice, vendar se razlikujejo po tem, ali so njihova dna stalno ali občasno

ojezerjena. Stalna jezera so v kotanjah, katerih dna ležijo znotraj freatične cone, medtem ko se občasna jezera v epifreatični coni (Stepišnik, 2017a; Stepišnik, 2020a; Stepišnik, 2021c).

Najmanjše ojezerjene kraške kotanje so ojezerjene vrtače. Če dno vrtače sega v freatično cono, je stalno ojezerjena vrtača, medtem ko je občasno ojezerjena vrtača tista, ki sega v epifreatično cono. Tudi na globokem krasu so lahko vrtače zapolnjene z vodo, vendar do tega pride zaradi zadrževanja padavinske vode na neprepustnih sedimentih, in ne zaradi gladine podzemne vode v bližini površja. Za takšne vodne kotanje se uporabljata izraza kal ali lokev (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Kali so oblikovani v sedimentu, medtem ko so lokve obzidane, a nobena od njih ni oblika plitvega krasa.

Stalno ojezerjenih vrtač v Sloveniji ne poznamo, so pa pogoste vzdolž morske obale na Dinarskem krasu. Občasno ojezerjene vrtače so na plitvem krasu v Sloveniji redkost in se večinoma pojavljajo le v neposredni bližini kraških polj. Najdemo jih predvsem na vzhodnem in jugovzhodnem robu Ribniškega polja, na vzhodnem in jugovzhodnem robu Kočevskega polja in vzdolž vzhodnega roba Dobrepolja. Nekaj jih je tudi na kraškem ravniku na Zgornji Pivki. Manjše skupine tovrstnih



Slika 40: Občasno ojezerjena vrtača na Zgornji Pivki.

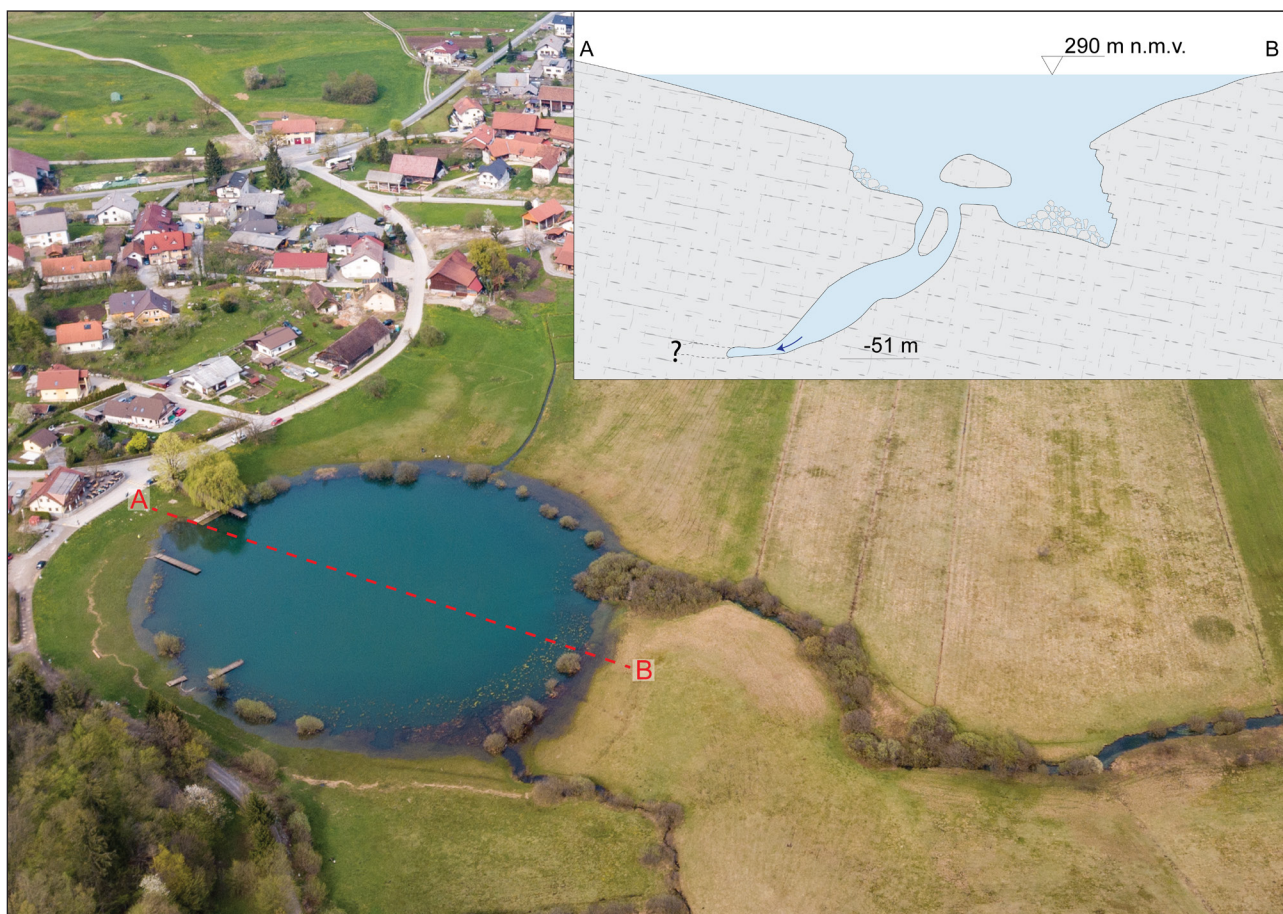
vrtač so tudi ob južnem robu Cerknškega polja pri vasi Goričica, v Rakovem Škocjanu, ob Globodolu v Suhi krajini in v kraški uravnavi izteka Temenice pri Ponikvah.

Jezera so pogosta v udornicah. Če je dno udornice v epifreatični coni, jih opredeljujemo kot občasno ojezerjene udornice, medtem ko so tiste, katerih dno leži v freatični coni, stalno ojezerjene udornice. Na Dinarskem krasu, tudi v Sloveniji, se za stalno ojezerjene udornice najpogosteje uporablja preprost izraz jezero. V mednarodni krasoslovni literaturi se za tovrstne udornice pogosto uporablja izraz *cenote*. To so namreč udornice na krasu Jukatan na v Mehiki, njihovo poimenovanje pa izvira iz lokalnega dialekta jezika Majev, ki so kotanje z vodo imenovali *ts'ono'ot* (Cordingley, 2006). V Sloveniji je le ena stalno ojezerjena udornica – Podpeško jezero (slika 41). Leži na Podpeškem polju. Globina

jezera v udornici je okoli trideset metrov. Pod njo so jamski rovi, ki so bili raziskani do globine več kot petdeset metrov. Po njih odteka voda iz jezera proti izvirom na robu Ljubljanskega barja (Vrhovec, Mihajlovski, 1996).

Dna udornic, ki so občasno ojezerjena, so pogosto uravnana s sedimenti. Iz stoječe vode se med občasnimi ojezeritvami odlaga v udornicah drobnozrnat sediment, kar uravnava njihova dna. Takšne zapolnitve v udornicah so običajne za pretočni kras, kjer voda praviloma prenaša večje količine sedimenta. Sedimentne uravnave v dneh udornic so pogoste na izvirnih in ponornih območjih krasa. Pogosto so dna sosednjih udornic uravnana na enakih nadmorskih višinah, saj so bile ojezerjene z visokimi vodami z enotno gladino.

V Sloveniji so občasno ojezerjene udornice najpogostejše na območju Zgornje Pivke, kjer se



Slika 41: Podpeško jezero s prerezom v smeri sever – jug (Vrhovec, Mihajlovski, 1996).

jih kar 13 (Habič, 2005; Kovačič, 2008; Stepišnik, 2017a; Stepišnik, Gostinčar, 2020). V zaledju izvirov Ljubije in Ljubljanice pri Vrhniki je tudi skupina petih občasno ojezerjenih udornic: Grogarjev dol, Paukarjev dol, Meletova dolina, Babni dol in Susmanov dol (Stepišnik, 2006a; Stepišnik, 2010b). Na območju blizu ponora reke Reke pa so tri udornice, ki so ojezerjene le ob izredno visokih vodostajih: Sapendol, Vzhodni Sokolak in Zahodni Sokolak (Radinja, 1967; Stepišnik, 2008). V Rakovem Škocjanu sta občasno ojezerjeni udornici Kotel, ki leži v zaledju izvirov Očesa, in Škocjanska jama, ki leži tik pod ruševinami cerkve sv. Kancijana (Ferk, 2011; Ferk, Stepišnik, 2011).

Poseben tip udornic plitvega krasa je oblikovan nad paragenetskimi jamskimi sistemi, ki so značilni za zaledja ponorov večjih alogenih rek, ki vtekaajo v kras. Ti jamski sistemi imajo obliko daljših

vodoravnih rovov v epifreatični coni, skozi katere teče reka. Dna teh udornic nad tovrstnimi jamskimi sistemi segajo v epifreatično cono, zato je v njih vodotok. Ob visokih vodostajih so njihova dna lahko tudi ojezerjena. Tovrstne udornice so v Sloveniji relativno pogoste in predstavljajo ene največjih naravnih znamenitosti slovenskega krasa. *Slovenska kraška terminologija* (Gams in sod., 1962) strokovnega izraza za te oblike ne opredeljuje, zato jih v skladu z mednarodnim poimenovanjem (*karst window*) (Von Osinski, 1935; Monroe, 1970a) imenujemo kraška okna. V Sloveniji se kraška okna najpogosteje pojavljajo v pritočnem in odtočnem delu Rakovega Škocjana (Kunaver, 1966; Habič, Gospodarič, 1987; Ferk, 2011). Poleg tega so kraška okna tudi Velika in Mala dolina pri Škocjanskih jamah, udornica Pivka jama nad Postojnskim jamskim sistemom ter udornici Jerinova dolina in Remihov mlin pri Željnah.



Slika 42: Občasno ojezerjena udornica pri Tkalcu jami v Rakovem Škocjanu.

Uvale, ki ležijo v ustreznih hidrogeoloških conah, so lahko občasno ali stalno ojezerjene uvale. V Sloveniji stalno ojezerjenih uval ni. Občasno ojezerjene uvale, ki ležijo na območjih pretočnega krasa, imajo v dneh sedimentne uravnave. Ob občnih ojezeritvah se v njihova dna odlaga drobnozrnat sediment. Občasno ojezerjene uvale so v Sloveniji najpogostejše okoli Zgornje Pivke, z značilnimi primeri, kot so Jeredovce, Krajnikov dol in Šembijsko jezero (Stepišnik, Gostinčar, 2020). Druge lokacije z občasno ojezerjenimi uvalami so na območju južno od Ljubljanskega barja, z Jezerskim borštom vzhodno od Podpeškega jezera, Podlož severno od Loškega polja, Mali Log jugovzhodno od Travnika pri Loškem potoku, Loke pri Suhorju pri Vinici v Beli krajini in Police južno od Radenskega polja.

Ojezerjena kraška polja

Kraška polja so največje kotanje plitvega krasa. V zgodnjih krasoslovnih objavah iz 19. stoletja so bila opisana kot kotanje brez površinskega odtoka, za katere se je uporabljal nemški izraz *die Wanne*

(slov.: kad) (Gams, 1978). Ob koncu 19. stoletja je mednarodna literatura za to reliefno obliko začela uporabljati izraz *polje*, ki izhaja iz slovanskih jezikov (Mojsisovicz, 1880). Takrat so nastale prve definicije, ki kraška polja opisujejo kot velike kraške kotanje z uravnanim dnom in podzemnim odtokom. Daljše osi dnov polj naj bi po njihovi interpretaciji bile orientirane v smeri lokalne geološke strukture. Dna prekrivajo sedimenti (Cvijić, 1900; Gams, 1959; Gams, 1978).

Razlaga nastanka polj iz tega obdobja izhaja iz teorije cikličnega razvoja površja, kjer so kraška polja razumeli kot predzadnjo fazo razvoja kraških kotanj. Vrtače bi se postopoma širile in združevale v uvale, te pa bi se z zraščanjem preoblikovale v kraška polja. Končna faza razvoja kraškega površja bi tako predstavljala obsežno korozijsko uravnavo, ki naj bi nastala s širjenjem in združevanjem kraških polj (Cvijić, 1895; Cvijić, 1900).

Sodobne interpretacije kraških polj (Gams, 1974; Gams, 1978; Gams, 2003; Ford, Williams, 2007b) so se nekoliko oddaljile od prvotnih definicij in jih opisujejo kot kraške kotanje s širokim, sorazmerno ravnim dnom, obkrožene z višjimi pobočji vzdolž celotnega oboda. Dna teh polj so pogosto



Slika 43: Občasno ojezerjena uvala Podlož.

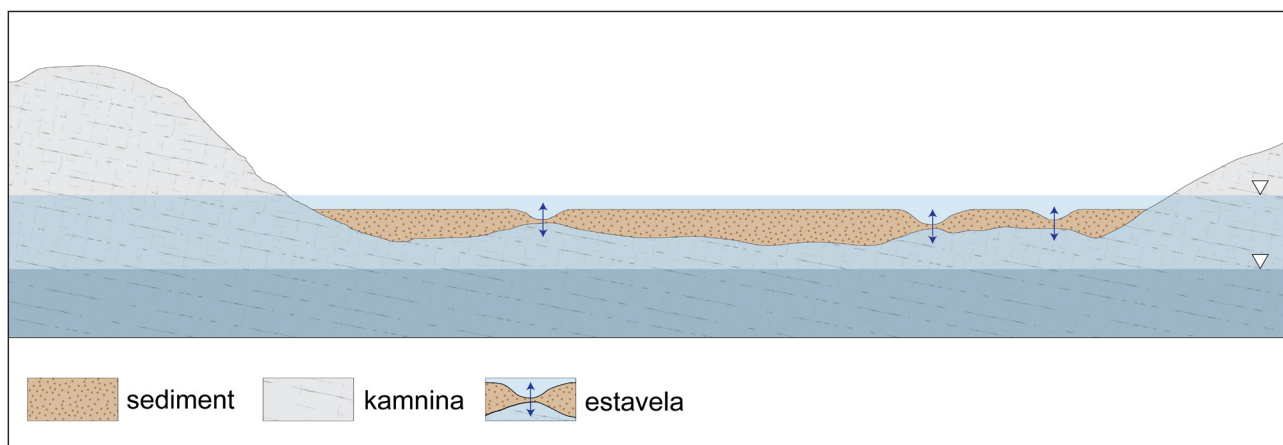
prekrita z rečnimi ali jezerskimi sedimenti. Zanje je značilna hidrologija v obliki površinskih vodotokov in občasne ojezeritve, medtem ko so trajno ojezerjena kraška polja redkejša. Kljub temu je za vsa kraška polja značilno delovanje kraške hidrologije, kjer voda vteka v kraški vodonosnik (Gams, 1978; De Waele, Gutiérrez, 2022). Iz polj vode ne odteka površinsko. V primerih, ko pa iz obsežnih kraških kotanj voda odteka površinsko, se takšna območja klasificirajo kot kraške kotline (Stepišnik, 2020a).

V znanstveni literaturi so opredelitve dimenzij kraških polj različne (Cvijić, 1895; Cvijić, 1900; Gams, 1978; White, 1988; Ford, Williams, 2007b). Cvijić (1895) je kot prvi uporabil morfometrična merila in določil minimalno širino dnov kraških polj na en kilometer. V nasprotju s tem je Gams (1978) v svoji opredelitvi, ki je danes sprejeta tudi v mednarodni literaturi (Jennings, 1985; White, 1988; Ford, Williams, 2007b), predlagal, da minimalna širina znaša 400 metrov. Ta prilagoditev je rezultat dejstva, da mnoga manjša kraška polja v Sloveniji ne dosegajo širine enega kilometra (Gams, 2003). Poudariti velja, da to razlikovanje v dimenzijah ne vpliva na osnovne procesne geomorfološke značilnosti, ampak predvsem omogoča natančnejšo razmejitev med večjimi kraškimi polji in manjšimi kraškimi kotanjami, ki imajo podobne hidrološke lastnosti.

Najpreprostejša hidrološka dinamika je značilna za ojezerjena kraška polja. Starejša literatura to

vrsto polj glede na način nastanka opredeljuje kot *polja v piezometrični gladini* ali, z vidika hidrološke funkcije, kot *izvirno-ponorniška polja zajezenega krasa* (Gams, 1978; Gams, 2003; Ford, Williams, 2007b). Ta tip kraških polj obsega kotanje primerne velikosti, ki dosežejo epifreatično ali freatično cono krasa, zaradi česar so lahko občasno ali stalno ojezerjena. Izraz *polja v piezometrični gladini*, ki ga je predlagal Gams (1978), ni primeren, saj piezometer označuje napravo za merjenje hidrostaticnega tlaka, ki se uporablja za določevanje gladine podzemne vode. Prav tako je termin *izvirno-ponorniška polja zajezenega krasa* potencialno zavajajoč, saj nakazuje, da voda odteka izključno skozi horizontalne jame ali ponore, kar ni vedno res. Zato je preprostejši in natančnejši termin *ojezerjena kraška polja* (Stepišnik, 2020b) bolj primeren za opisovanje teh reliefnih oblik, saj bolje odraža njihove morfodinamične lastnosti, neodvisno od njihovega nastanka ali hidrogeoloških značilnosti okoliškega kraškega vodonosnika.

Ojezerjena kraška polja delimo na stalno in občasno ojezerjena. Dna stalno ojezerjenih kraških polj segajo do freatične cone v kraškem vodonosniku, kar pomeni, da so njihova dna nenehno pod vodno gladino. V Sloveniji takšnih stalno ojezerjenih kraških polj ni, so pa na Dinarskem krasu ob Jadranski obali. Primeri vključujejo Vransko jezero v Dalmaciji in Vransko jezero na otoku Cres. V Italiji nedaleč od meje s Slovenijo na Krasu leži Prelosno



Slika 44: Občasno ojezerjeno kraško polje.

kraško polje s Prelosnim jezerom. Čeprav se površina jezera pri nizkih vodostajih zmanjša, voda nikoli popolnoma ne odteče iz dna polja, zaradi česar ga lahko štejemo med stalno ojezerjena kraška polja.

Občasno ojezerjena kraška polja so v Sloveniji veliko bolj pogosta. To so kraške kotanje ustrezne velikosti in oblik, katerih dna segajo v epifreatično cono, zaradi česar so občasno ojezerjena. Voda v dneh teh polj običajno izvira iz estavel, ob znižanju vodostaja pa skozi te estavele ponovno vteka v podzemlje. V nekaterih takih poljih estavel ni; namesto tega so prisotna ločena mesta vtekanja voda na polje in iztekanja z njega. Kljub temu v takih poljih običajno ne opazimo večjih površinskih tokov ali strug, ki bi povezovale dotočne in odtočne dele.

Globodol je najobsežnejše občasno ojezerjeno polje v Sloveniji in je bil prvi primer tovrstnega polja, ki ga je opisal Gams (1959). Druga manjša polja so še Retje pri Loškem Potoku (Stepišnik, 2022) ter kotanji Petelinjskega (slika 45) in Palškega jezera na Zgornji Pivki (Kovačič, 2006; Stepišnik, 2017a; Stepišnik, Gostinčar, 2020). Vsa ta polja so občasno

ojezerjena zaradi nihanja nivoja podzemne vode ter se napajajo in praznijo prek mnogih estavel.

Cerkniško polje in Dobropolje delno sodita v tip občasno ojezerjenih polj. Južni del Cerkniškega polja, posebej okoli Otoka in v Zadnjem kraju, je občasno ojezerjen, predvsem zaradi dviga podzemnih voda. Voda na tem območju izvira iz več estavel (Gospodarič, Habič, 1979b). Podobno je z južnim delom Dobropolja, na katerega priteka voda iz izvirov na zahodnem robu ter vteka v različne ponikve na polju in ob vzhodnem robu dna polja (Šifrer, 1967). Na območju obeh polj je opazno hidrološko delovanje, ki je značilno tudi za druge tipe kraških polj, zato ju uvrščamo med *kombinirane tipe* kraških polj (Stepišnik, 2020b).

Prelivna kraška polja

Drugi tip polj v plitvem krasu imenujemo prelivna kraška polja. Ta, podobno kot občasno ojezerjena polja, ležijo v epifreatični hidrogeološki coni krasa.



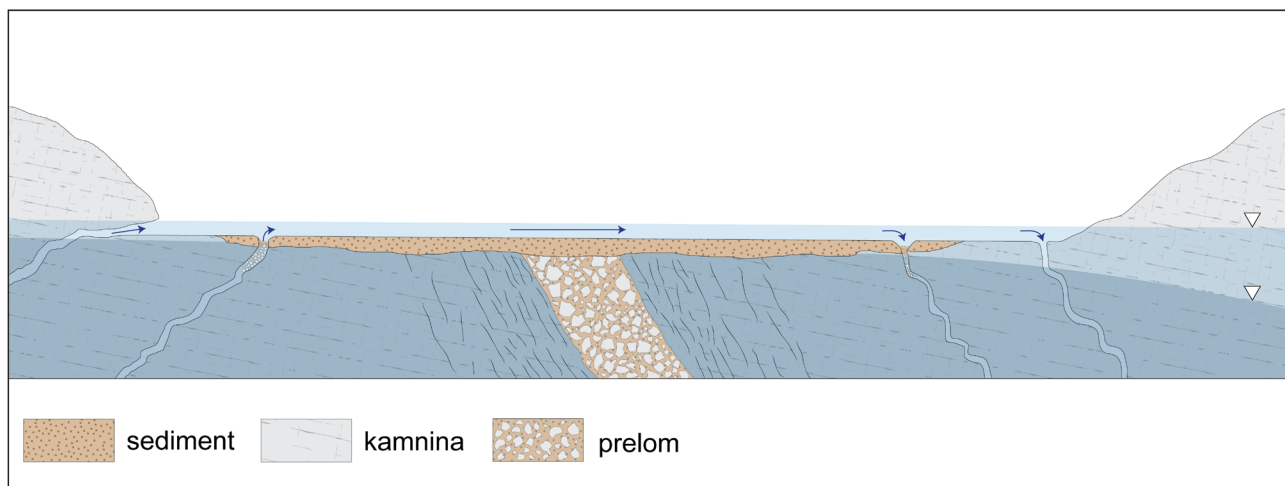
Slika 45: Občasno ojezerjeno Petelinjsko polje ob različnih vodostajih.

Njihova glavna razlika je prisotnost vodotoka na dnu polja, ki prevaja vodo po površju od izvirnega do ponornega dela (slika 46). Zaradi te značilnosti so jih nekatere pretekle študije (Gams, 1978; Gams, 2003) opredeljevale kot *izvirno-ponorniška kraška polja*. Termin *prelivna kraška polja*, ki ga uporabljamo v nadaljevanju, je bil za ta tip polj uporabljen že v pretekli literaturi (Gams, Kunaver, Radinja, 1973) ter preprosto in dovolj natančno opisuje hidrološko funkcijo teh kraških polj.

Prelivna kraška polja so na območjih z izrazitejšim hidravličnim gradientom, ki omogoča pretakanje vodotokov od izvirnih do ponornih delov. Ta polja so pogosto locirana vzdolž tektonsko deformiranih območij, kjer se oblikujejo znižani deli reliefa ali podolja. Takšna deformirana območja delujejo kot hidrološke pregrade v kraškem vodonosniku, kar povzroči višjo gladino podzemne vode na pritočnem delu polj v primerjavi z odtočnim, torej se oblikuje hidravlični gradient. Podobno kot tektonsko deformirana območja delujejo tudi pasovi manj prepustnih kamnin. Prav tako kot občasno poplavljenjena kraška polja so tudi dna prelivnih polj ob visokih vodostajih ojezerjena. Literatura prelivna kraška polja opredeljuje kot najbolj tipična za kras (Gams, 1978; Gams, 2003), predvsem zaradi njihovih jasno izraženih obodov in pestrosti kraških oblik. Na pritočni strani polj vodotoki običajno izvirajo v izvirnih zatrepih in

zatrepnih dolinah, medtem ko se vodotoki na dnu polj pogosto pretakajo v meandrih. Za odtočne dele je značilna prisotnost ponikev in požiralnikov, ki jih običajno najdemo pod strmimi pobočji ponornih zatrepov (Stepišnik, 2020a; Stepišnik, 2020b).

Čeprav se ta kraška polja pogosto navajajo kot najbolj tipični primeri kraških polj v Sloveniji (Gams, 1978), dejansko predstavljajo le petino vseh polj (Stepišnik, 2020b). Loško polje velja za največje med njimi, literatura pa kot najbolj tipičen primer, najverjetneje zaradi pestrosti geomorfniških oblik, izpostavlja predvsem Planinsko polje (Gospodarič, Habič, 1976; Gams, 2003; Mihevc, 2010). Planinsko polje ima v pritočnem delu namreč dve izraziti zatrepni dolini rek Unice in Malenščice ter izvirni zatrep Škratovke. Reka Unica čez polje teče v številnih meandrih, ponorni del pa je vzdolž roba v številnih požiralnikih v rečnem koritu in v skrajnem severnem delu v številnih ponikvah v izrazitem ponornem zatrepu. Ob visokih vodostajih je celotno dno polja ojezerjeno. Med prelivna kraška polja v Sloveniji uvrščamo tudi Mirnopoško polje, Lučki dol ter manjša polja, kot so Podpeško polje, Ponikve pri Preserjeh in Travniki pri Loškem potoku. Dna večine teh polj so občasno popolnoma ojezerjena, razen Loško polje predstavlja izjemo. Njegovo dno je ojezerjeno zgolj na ponornem območju, kar je posledica



Slika 46: Prelivno kraško polje.

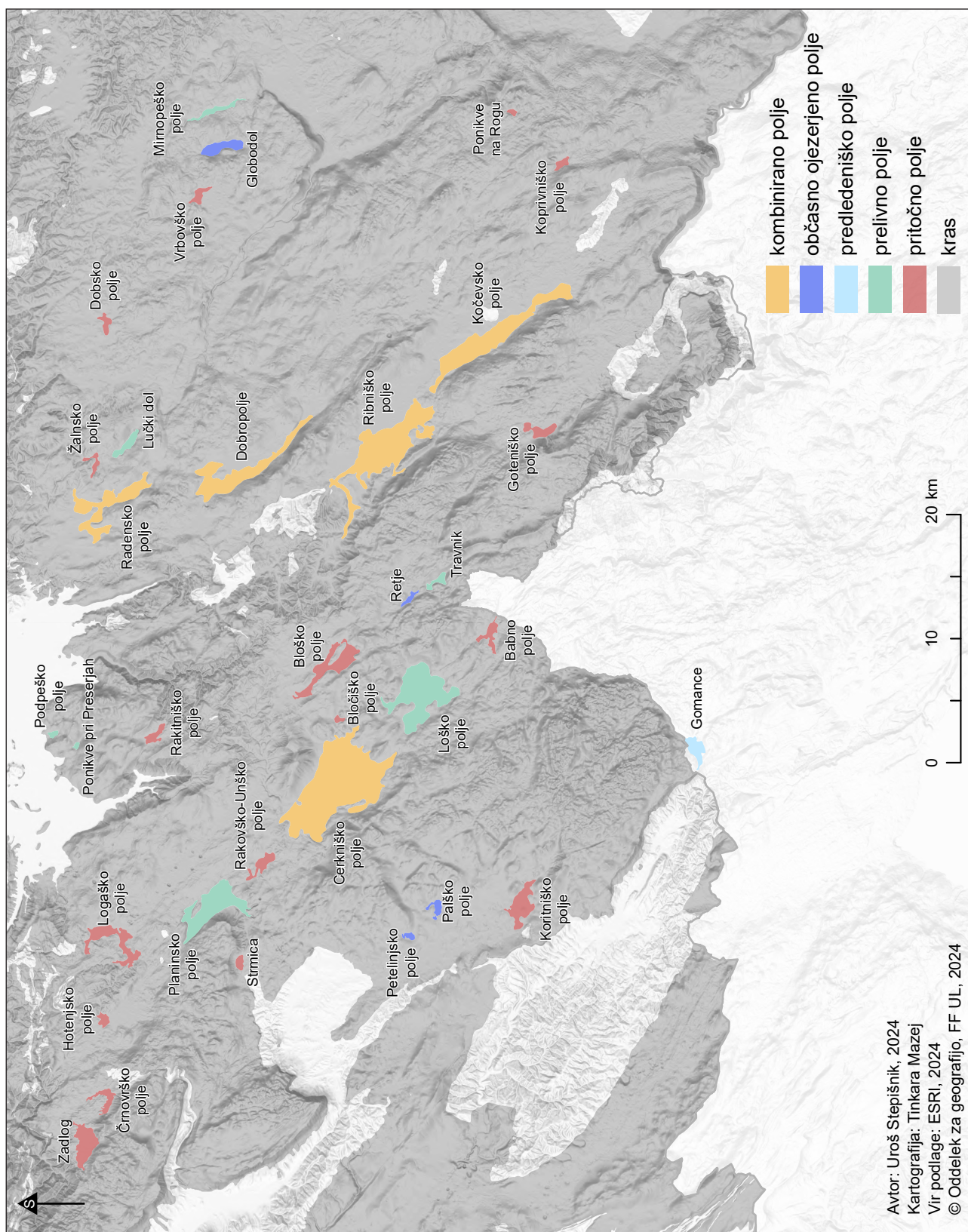


Slika 47: Planinsko polje ob različnih vodostajih.

reliefnih značilnosti Loškega polja, ki ima pritočni del v nekoliko višji topografski legi.

Največja slovenska polja, vključno s Cerkniskim, Ribniškim, Kočevskim in Radenskim poljem, se deloma uvrščajo med prelivna kraška polja. Po Cerkniskem polju, ki je največje kraško polje v Sloveniji, teče reka Stržen, ki skupaj s številnimi pritoki izvira na jugovzhodnem in vzhodnem robu polja. Stržen ima izrazito meandrasto strugo čez celotno dno polja. V podzemlje vteka v

številnih ponikvah v bližini vasi Dolenje Jezero. V času visokih vodostajev polje ojezeri in tako postane največje presihajoče jezero v Sloveniji (Gospodarič, Habič, 1979a). Cerknisko polje, skupaj z drugimi velikimi kraškimi polji, lahko označimo kot kombinirano, saj deluje tudi kot občasno ojezerjeno in pritočno kraško polje.



Slika 48: Prostorska razporeditev kraških polj v Sloveniji.

Kanjoni

Poleg različnih kotanj, ki so občasno ali stalno ojezerjene, so za okolja tekočih vod plitvega krasa značilni tudi površinski vodotoki, ki se erozijsko poglobijo v okoliško površje, s čimer oblikujejo globoke in strme doline. V slovenščini takšne ozke doline z zelo strmimi in deloma skalnatimi pobočji običajno imenujemo soteske ali vintgarji, medtem ko v strokovni krasoslovni literaturi prevladuje izraz kanjon (Stepišnik, 2020a). Izraz kanjon izvira iz španske besede *cañón* in se običajno nanaša na dolge, globoke, razmeroma ozke in strme doline v fluvialnem geomorfnem sistemu, značilne predvsem za sušna in polsušna klimatska okolja. V takšnih okoljih pobočja kanjonov niso razčlenjena z erozijskimi oblikami zaradi pomanjkanja površinskih pritokov in minimalnih procesov pobočnega spiranja zaradi aridnosti (Ehlen, 2004). V kraških okoljih so kanjoni podobni tistim v aridnih okoljih, vendar z

eno pomembno razliko: v aridnih okoljih pobočja niso razčlenjena zaradi odsotnosti padavin, v kraških pa zaradi vertikalnega odtoka padavinskih vod v podzemlje.

Čeprav so le dna kanjonov na območju plitvega krasa, kjer gladina podzemne vode doseže površje, se celotno območje kanjonov, od robov do njihovih dnov, šteje kot reliefna oblika plitvega krasa. Njihov nastanek in oblika sta namreč neposredno povezana s procesi, ki delujejo v plitvem krasu, predvsem z mehansko in kemično denudacijo na njihovih dneh. Kanjoni nastajajo predvsem s procesom antecedence, ki je geomorfološki proces, pri katerem vodotok ohranja svojo prvotno smer kljub tektonskemu dvigovanju oziroma spustu erozijske baze (Huggett, 2017; De Waele, Gutiérrez, 2022). Reka se med tem procesom erozijsko vreže v kamninsko podlago in s tem oblikuje globoke, strme doline ali kanjone.

Vodotoki se v kanjonih lahko dodatno napajajo iz kraških pritokov ali pa vtekajo v kraško



Slika 49: Subi kanjon Čepovanski dol.

podzemlje, zato so v kanjonih pogosto številni kraški izviri in požiralniki v rečnem koritu. Dno kanjona običajno leži v epifreatični coni krasa, torej na območju nihanja gladine podzemne vode, kar zaradi nihanj vodne gladine povzroča različne razmere pretoka v površinskih vodotokih. V nekaterih kanjonih lahko površinski vodotoki v času nizkih vodostajev celo povsem izginejo. Če v kanjonih ni več površinskih vodotokov tudi ob visokih vodostajih, jih opredeljujemo kot suhe kanjone, ki jih v literaturi pogosto imenujejo kar *suhe doline* (Gams, 2003; Košutnik, 2007; Kure, 2023). Primeri takšnih kanjonov v Sloveniji vključujejo Čepovanski dol in Mali dol na Krasu.

Kanjoni, ki so nastali zaradi antecessence, imajo pogosto ohranjene oblike nekdanjih rečnih tokov. Med temi so najpogostejši ujeti meandri, ki predstavljajo nekdanje meandre rek, ki so se pozneje

globoko zarezali v kamninsko podlago. V Sloveniji so nazorni primeri takšnih kanjonov z ujetimi meandri kanjon Lahinje, Kočevske Reke in Sušice pri Dolenjskih Toplicah. Po drugi strani pa ima na primer kanjon Raše na Krasu že skoraj popolnoma linearno smer, ki sledi tektonsko pretrti coni, vzdolž katere se je reka vrezala. Takšna usmeritev kanjonov poudarja pomemben vpliv geološke strukture na usmerjanje in oblikovanje rečnih dolin že pred antecessenco.

Pobočja kanjonov so območja golih kraških pobočij, na katerih delujejo predvsem graviklastični procesi. Graviklastični material se akumulira v nižjih delih pobočij v obliki melišč in skalnih blokov. Iz nižjih delov pobočij se sediment erodira z vodnimi tokovi v dneh kanjonov. Z manjšanjem naklona pobočij se dinamika graviklastičnih procesov zmanjšuje, kar vodi v postopno preoblikovanje



Slika 50: Kanjon Raše na vzhodnem delu matičnega Krasa.

aktivnih kraških pobočij v uravnovežena kraška pobočja (Kaufmann, 2009; Stepišnik, Kosec, 2011).

Strma stenasta pobočja kanjonov so pogosto razčlenjena s stenskimi žlebovi. Ti žlebovi so morfološko podobni erozijskim jarkom, ampak nastanejo z intenzivnejšim mehanskim preperevanjem na mestih manj odporne kamnine, kar je pogosto vzdolž tektonsko pretrtih con. Za pobočja kanjonov je značilno, da niso razčlenjena z erozijskimi jarki, dolki ali drugimi oblikami, ki bi nastale z erozijo ali pobočnim spiranjem sedimenta. Če so tovrstne oblike na pobočjih prisotne, teh dolin ne opredeljujemo kot kanjone, temveč kot fluviokraške doline.

Kanjoni so vrezani v okoliško kraško površje različno globoko. Globina je odvisna od topografije površja, v katerega so kanjoni poglobljeni, in od načina njihovega nastanka. Med najglobljimi kanjoni v Sloveniji je kanjon Soče, ki je v pogorju Sabotina ter Svete gore med Plavami in Solkanom vrezan okoli 550 metrov. Podobno globino ima tudi kanjon Kolpe pod Kostelom, kjer dosega več kot 400 metrov globine. Najgloblji kraški kanjon v

Evropi je kanjon Tare v Črni Gori, vrezan do 1300 metrov globoko (Pešić in sod., 2020). V Franciji je najgloblji znameniti kanjon reke Verdon s 700 metri globine, medtem ko kanjon reke Vikos v Grčiji z globino okoli 1000 metrov velja za najgloblji kanjon na svetu glede na razmerje med globino in širino (Hughes in sod., 2023).

Kanjoni, ki so vrezani v korozijske uravnave, so običajno manj globoki. V Sloveniji lahko najdemo primere, kot sta kanjona Raše (slika 50) in Reke na Krasu, ki dosežeta globino do okoli sto metrov. Pogosto so kanjoni te vrste globoki do nekaj deset metrov, kar je značilno za kanjone, kot so Krka, Krupa in Lahinja. Podobne globine imata tudi kanjona Save in Kokre, ki sta vrezana v kvartarne konglomerate v Ljubljanski kotlini. Obstajajo tudi veliko bolj plitvi primeri, ki so le nekaj metrov poglobljeni v okoliško površje, kot so kanjoni Pivke ter Sušice pri Neverkah in Sušice pri Dolenjskih Toplicah.

Kraški kanjoni se lahko na določenih mestih razširijo v široke uravnave. Te razširjene segmente kanjonov opredeljujemo kot kraške kotline



Slika 51: Kraška kotlina Krško polje, kjer izvirata Krka in Poltarica.

(Stepišnik, 2020a). Njihova dna prekrivajo sedimenti, okoliška pobočja pa večinoma gradijo karbonatne kamnine. Čeprav te reliefne oblike nekatera literatura označuje kot *odprta kraška polja* (Cvijić, 1900; Gams in sod., 1962; Krešić, 1988), ta termin ni najbolj primeren. Lokalni toponimi namreč tovrstne oblike zaradi gospodarske rabe opredeljujejo kot polja. A vsa kraška polja, kot reliefne oblike, imajo odtok vode v podzemlje (Ford, Williams, 2007b), česar kraške kotline nimajo. Vode iz teh kotlin odtekajo namreč površinsko in se stekajo neposredno v kanjone.

Takšne kraške kotline v Sloveniji poznamo ob kanjonih Krke, vključno s Krškim poljem ob izviri Krke (slika 51), Radeškim poljem pri sotočju Krke in Radešice ter Straškim poljem v bližini sotočja Krke in Prečne. Pri izviru Lahinje je kraška kotlina

Cerje, v bližini izvirov njenih pritokov pa ležijo kraške kotline Nerajčice, Podturnščice in Dobličice. V Beli krajini se kanjon Kolpe razširi v kraške kotline pri Podzemlju, Otoku in Metliki. Kraške kotline so tudi vzdolž toka Pivke, kjer je ob izviru Zagorsko polje, dolvodno pa se plitev kanjon razširi v Radohovsko polje, Klenško polje in Petelinjsko polje.

Kanjoni se medsebojno razlikujejo predvsem glede na zaledje, iz katerega prejemajo vodo. Razločimo lahko dva osnovna tipa: kanjone, ki se napajajo iz krasa z avtigenimi vodami, in tiste, ki prejemajo vodo iz tokov iz drugih geomorfnih okolij, torej z alogenimi vodami. Prve imenujemo avtigeni kanjoni, druge pa alogeni kanjoni. Alogeni vodotoki lahko pritekajo v kanjone tako iz nekraških kot tudi fluviokraških in glaciokraških geomorfnih okolij.



Slika 52: Kanjon Krupe v Beli krajini.

Avtigeni kanjoni, ki se napajajo iz kraških izvirov. Avtigeni kanjoni, ki se napajajo iz kraških izvirov, imajo nad izviri strma pobočja, ki jih imenujemo zatrepi. Povirni deli avtigenih kanjonov so pogosto tudi v kraških kotlinah, od koder vode izvirajo in se nato stekajo v kanjone. Primeri takšnih kanjonov, ki se začnejo z zatrepom nad izvirnimi območji, vključujejo Globočec, pritok Krke, Sušico pri Dolenjskih Toplicah, Kočevsko Reko, Težko vodo pri Novem mestu, Potok pri Paki, še posebej značilen izvir pod zatrepom pa ima Krupa v Beli krajini (slika 52). Med avtigenimi kanjoni, ki prejemajo vode iz kraških kotlin, so kanjon Pivke, Krke, Dobličice in Lahinje. nad izviri strma pobočja, ki jih imenujemo zatrepi. Povirni deli avtigenih kanjonov so pogosto tudi v kraških kotlinah, od koder vode izvirajo in se nato stekajo v kanjone. Primeri takšnih kanjonov, ki se začnejo z zatrepom nad izvirnimi območji, vključujejo Globočec, pritok Krke, Sušico pri Dolenjskih Toplicah, Kočevsko Reko, Težko vodo pri Novem mestu, Potok pri Paki, še posebej značilen izvir pod zatrepom pa ima Krupa v Beli krajini (slika 52). Med avtigenimi kanjoni, ki prejemajo vode iz kraških kotlin, so kanjon Pivke, Krke, Dobličice in Lahinje.

Vsi ti avtigeni kanjoni so vrezani v kraške ravnike. Navadno imajo zelo nizek hidravlični gradient, kar pomeni, da je mehanski transport minimalen in prevladuje poglobljanje z raztapljanjem. Zaradi visokih koncentracij raztopljenega kalcijevega karbonata se le-ta izloča in oblikuje lehnjakove pregrade s slapovi, ki v zaledju ustvarjajo lokalne ojezeritve. Takšne lehnjakove pregrade so značilne predvsem za Krko in Lahinjo.

Krajši avtigeni kanjoni, ki so značilni za plitvi kras in nastanejo v bližini, kjer vode iz kraškega vodonosnika iztekajo na površje, so opredeljeni kot zatrepne doline. Te se oblikujejo zaradi zadenske erozije nad izviri, ne pa zaradi antedecedence, ki je bolj značilna za daljše avtigene kanjone v kraških ravninah. Na stiku med kraškimi in nekraškimi kamninami so tako nastale zatrepne doline izvirov Ljubljaniče. Druge zatrepne doline so nastale na pritočnih delih prelivnih kraških polj in ob kraških kotlinah. Primeri zatrepnih dolin

ob prelivnih kraških poljih so doline Malenščice in Unice na Planinskem polju (slika 53), Stržena, Šteberščice in Žerovniščice na Cerkniškem polju, Ribnice na Ribniškem polju, Malega Obrha na Loškem polju in Mirne na Mirnopoškem polju. Ob kraških kotlinah so primeri zatrepnih dolin doline Prečne ob Straški kotlini, Mišnika na Klenškem polju, Obrha na Metliškem polju in Raka v povirnem delu Rakovega Škocjana, ki je bila v preteklosti prav tako na pritočnem delu kraškega polja (Ferk, 2011). Ljanskem barju in Studene pri Kostanjevici na Krki (Tičar, 2015). Po literaturi te doline predstavljajo obliko kontaktnega krasa, kar pomeni, da so nastale zaradi aktivnega hidrološkega stika med kraškim in fluvialnim geomorfnim sistemom (Lipar, Ferk, 2015).

Druge zatrepne doline so nastale na pritočnih delih prelivnih kraških polj in ob kraških kotlinah. Primeri zatrepnih dolin ob prelivnih kraških poljih so doline Malenščice in Unice na Planinskem polju (slika 53), Stržena, Šteberščice in Žerovniščice na Cerkniškem polju, Ribnice na Ribniškem polju, Malega Obrha na Loškem polju in Mirne na Mirnopoškem polju. Ob kraških kotlinah so primeri zatrepnih dolin doline Prečne ob Straški kotlini, Mišnika na Klenškem polju, Obrha na Metliškem polju in Raka v povirnem delu Rakovega Škocjana, ki je bila v preteklosti prav tako na pritočnem delu kraškega polja (Ferk, 2011).

Torej, zatrepnih dolin ne moremo šteti izključno kot oblike izvirnega kontaktnega krasa, kot so jih opisovali prejšnji avtorji (Gams, 1986; Gams, 1995; Gams, 2001; Tičar, 2015), ampak jih moramo razumeti kot krajše avtigene kanjone plitvega krasa.

Posebna vrsta zatrepnih dolin, ki imajo zaradi lokacije svojih izvirov značilno obliko, se imenuje zatrepni jarek (Gams, 2003; Stepšnik, 2020a). V njihovem zgornjem delu, na območjih zatropa, voda izvira iz strmih pobočij, včasih celo v obliki slalozirnih zatrepov so strma pobočja nad izviri, ki nastajajo v podobnih hidroloških okoljih kot zatrepne doline. Pobočja v teh zatrepih so podobna pobočjem kraških kanjonov, saj se oblikujejo z istimi



Slika 53: Zatrepná dolina Unice na Planinskem polju.

procesi zadenjske erozije, zato jih obravnavamo na tem mestu. V literaturi so izvirni zatrepi opredeljeni kot oblike, značilne za izvirni kontaktni kras (Gams, 1986; Mihevc, 1991a; Stepišnik, 2020a; Stepišnik, 2020b). Prisotni so tudi na robovih vseh prelivnih kraških polj in kraških kotlin, na primer izvira Krke in Poltarice na Krškem polju, in ob kanjonih, kjer je skoraj ob vsakem pritoku oblikovan izvirni zatrep.očja, ki obdajajo zatrepne jarke, so tipično strma in obdajajo globoko vrezano strugo reke z velikim gradientom. Tovrstne izvirne oblike so pogoste v glaciokraških okoljih ali na območjih izvirnega kontaktnega krasa, kjer je iztok iz kraškega vodonosnika v višji topografski legi zaradi geoloških značilnosti izvirnega območja. Nazorni primeri zatrepnih jarkov na glaciokraških območjih so izviri rek Boke, Soče in Savice, medtem ko sta

primera v bližini litološkega stika izvira Hublja (slika 54) in Lijaka.

Izvirni zatrepi so strma pobočja nad izviri, ki nastajajo v podobnih hidroloških okoljih kot zatrepne doline. Pobočja v teh zatrepih so podobna pobočjem kraških kanjonov, saj se oblikujejo z istimi procesi zadenjske erozije, zato jih obravnavamo na tem mestu. V literaturi so izvirni zatrepi opredeljeni kot oblike, značilne za izvirni kontaktni kras (Gams, 1986; Mihevc, 1991a; Stepišnik, 2020a; Stepišnik, 2020b). Prisotni so tudi na robovih vseh prelivnih kraških polj in kraških kotlin, na primer izvira Krke in Poltarice na Krškem polju, in ob kanjonih, kjer je skoraj ob vsakem pritoku oblikovan izvirni zatrep.

V alogene kanjone pritekajo površinski vodotoki, ki imajo svoje povirne dele v nekraških,

fluviokraških ali glaciokraških geomorfnih okolij. Zanje je značilna podobna morfologija s strmimi pobočji in vodotoki z velikim gradientom. Procesi poglobljanja teh kanjonov potekajo zaradi kombinacije raztapljanja karbonatne podlage in abrazije, saj vodotoki prenašajo s seboj velike količine mehanskega sedimenta. V alogenih kanjonih zaradi abrazije navadno ni lehnjakovih pregrad. V kanjonskih dneh se sediment lahko odlaga, kar v nekaterih primerih ustvarja širša aluvialna dna. Alogeni kanjoni, ki prejemajo vode iz fluviokraških okolij, so vedno v nadaljevanju fluviokraških dolin. Glavna razlika med njimi in fluviokraškimi dolinami je v razčlenjenosti pobočij; pobočja fluviokraških dolin so, v nasprotju s kanjonskimi, razčlenjena z erozijskimi jarki. Takšnih kanjonov je v Sloveniji

veliko in vključujejo Sočo, Cerknjščico, Iško, Idrijco, Želimeljščico, Globoški potok, Črni graben na Dobroveljski planoti, Bršljinski potok pri Novem mestu, Čermošnjičico ter druge.

Alogeni kanjoni so prav tako značilni za pritoke iz glaciokraških okolij, kot sta kanjon Radovne, znan tudi kot Blejski vintgar, in kanjon Lučke Bele. Poleg tega lahko vsa korita, ki so vrezana v visoko ležeče doline pritokov nekdanjih glavnih dolinskih ledenikov v Sloveniji – predvsem območja, ki so jih oblikovali Soški, Dolinski in Bohinjski ledenik – opredelimo kot kanjone, če imajo ustrezno morfologijo. Glaciokraški kanjoni so pogosto suhi ali neaktivni, saj so jih oblikovali proglacialni ali subglacialni tokovi v času poledenitve. Značilen primer takšnega suhega kanjona je Poključka soteska.



Slika 54: Zatrepnji jarek Hublja ob visokem vodostaju.

Kadar pritekajo vodotoki iz nekraških okolij v kras, prav tako oblikujejo alogene kanjone. Ležijo v nadaljevanju fluvialnih dolin. Obliko imajo kot preostali kanjoni, navadno je v njihovih dneh vodotok z velikim gradientom, ki prenaša večje količine nekarbonatnega mehanskega sedimenta. Zaradi tega se v teh kanjonih navadno ne odlaga lehnjak. Najpogosteje so ti kanjoni vrezani čez celotna kraška območja, ki niso nujno le korozijske uravnave, pač pa tudi višja pogorja. Prav zato ti kanjoni sodijo med najgloblje kanjone v Sloveniji, kot sta kanjona Soče in Kolpe. Nekateri so na pritočnem delu razvejani, kar je rezultat preslikavanja in vrezovanja nekdanje rečne mreže v kras. Tovrstna kanjona sta Sušica s pritoki in Raša s pritoki.

Nekateri kanjoni ne prečkajo celotnih kraških območij, temveč se na njih končajo. Vodotoki odtečejo v podzemlje, na teh mestih pa se kanjoni zaključijo s strmo reliefno stopnjo. Zato, ker se na tem mestu rečna dolina slepo zaključí, se za tovrstne alogene kanjone uporablja izraz slepe doline. Te slepe doline imajo podobne morfološke značilnosti kot kanjoni s strmimi pobočji. Dolžina slepih

dolin je različna, najdaljša med njimi je šest kilometrov dolga slepa dolina Reke, ki ob izteku odteka v Škocjanske jame. Navadno pa so krajše in se raztezajo manj kot kilometer od kontakta na območje krasa. Vse slepe doline so oblikovane na korozijskih uravnavah, najpogosteje na uravnavah, ki jih opredeljujemo kot robne uravnave kontaktnega krasa.

Nekatero slepe doline imajo zaradi agradacije sedimenta v dnNekateri kanjoni ne prečkajo celotnih kraških območij, temveč se na njih končajo. Vodotoki odtečejo v podzemlje, na teh mestih pa se kanjoni zaključijo s strmo reliefno stopnjo. Zato, ker se na tem mestu rečna dolina slepo zaključí, se za tovrstne alogene kanjone uporablja izraz slepe doline. Te slepe doline imajo podobne morfološke značilnosti kot kanjoni s strmimi pobočji. Dolžina slepih dolin je različna, najdaljša med njimi je šest kilometrov dolga slepa dolina Reke, ki ob izteku odteka v Škocjanske jame. Navadno pa so krajše in se raztezajo manj kot kilometer od kontakta na območje krasa. Vse slepe doline so oblikovane na korozijskih uravnavah, najpogosteje na uravnavah, ki jih opredeljujemo kot robne uravnave kontaktnega



Slika 55: Slepa dolina Brezovica na Matarskem podolju.

krasa ne uravnave, druge pa imajo ozka dna brez sedimentnih akumulacij. Slepe doline z ozkim dnem, kot so Mižuk pri Kočevski Reki, slepa dolina Reke pri Škocjanskih jamah in Mejame pri Danah, imajo na svojem izteku ponore, skozi katere voda odteka v vodoravne jamske sisteme. Nasprotno pa imajo številne druge slepe doline obsežna aluvialna dna, kjer vodotoki vtekajo v podzemlje skozi številne ponikve in požiralnike, redkeje ponore. Lepi primeri takih slepih dolin so na Matarskem podolju in vključujejo Odolino, Brezovico (slika 55) in Jezerino.

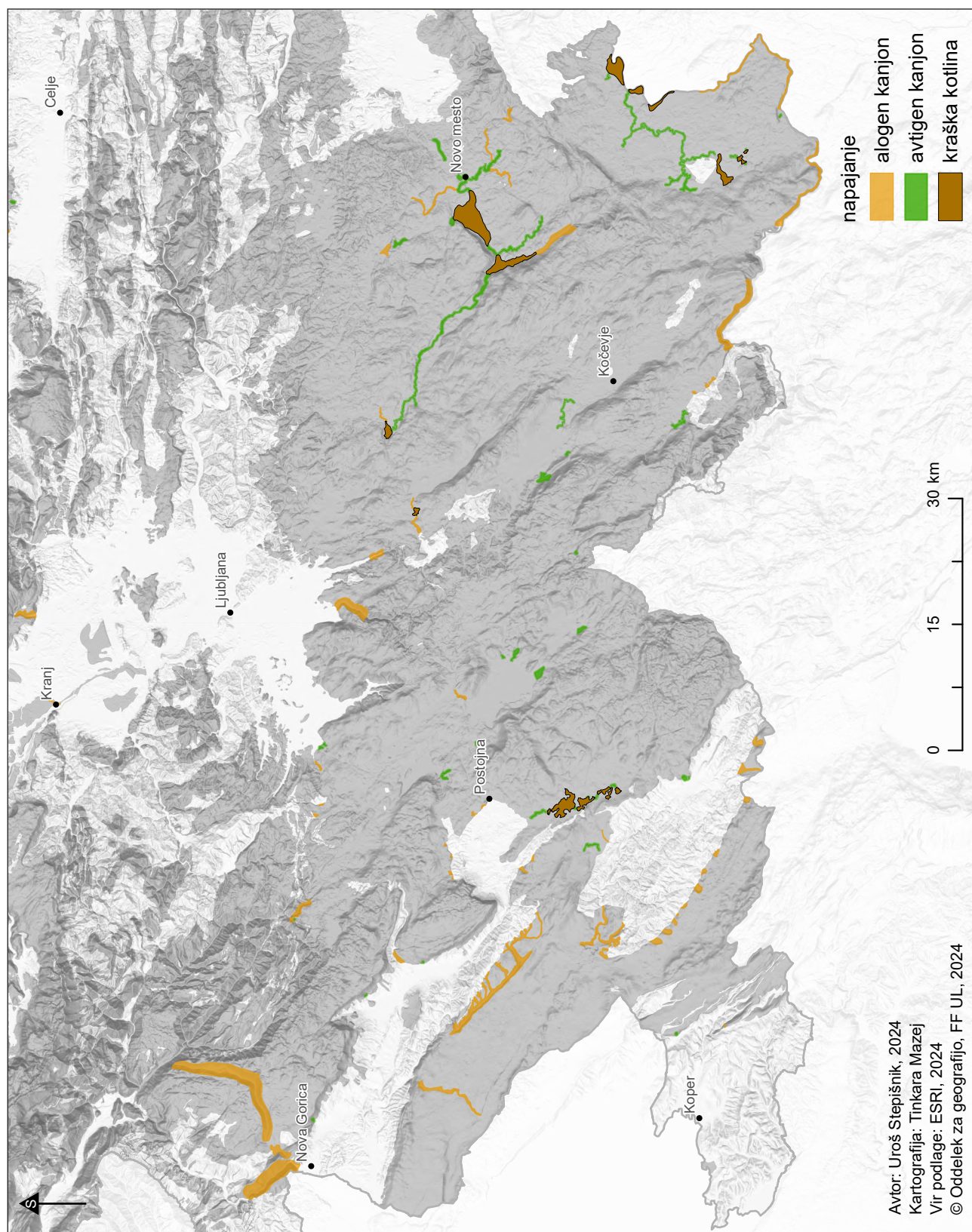
Ponorni zatrepi predstavljajo oblike ponornega kontaktnega krasa, ki nastanejo tam, kjer se površinski vodotoki stekajo v podzemlje na stičišču med nezakraselimi in zakraselimi kamninami. Četudi se ponorni zatrepi ne uvrščajo med kanjone ali slepe doline, jih zaradi podobnih geomorfoloških procesov, ki prevladujejo na njihovih pobočjih in dnu, obravnavamo v tem sklopu oblik. Fluvialne doline,

ki pritekajo iz nezakraselih območij, se ob litološkem stiku ali v njegovi neposredni bližini zaključujejo z izrazitim, pogosto skoraj stenastim pobočjem, pod katerim so ponikve ali ponori. Pobočja so običajno le nekoliko odmaknjena od litološkega stika, zaradi česar so ponorni zatrepi na zakraselih kamninah širši od njihovih dolžin (Mihevc, 1991).

Čeprav literatura (Mihevc, 1991b; Mihevc, 1994) ponorne zatrepe klasificira kot oblike kontaktnega krasa, se ti ne pojavljajo izključno v teh specifičnih okoljih. Pogosto jih najdemo tudi na ponornih delih kraških polj. Nazorne primere ponornih zatrepov imata Pivka, ob vtoku v Postojnsko jamo, in Lokev, v Predjamo (slika 56). Primeri ponornih zatrepov na kraških poljih vključujejo Unico, ki ob severnem robu Planinskega polja vteka v podzemlje skozi več ponikev in požiralnikov, ter Cerknjšico, ki ob severozahodnem robu Cerknjškega polja vteka v ponore jamskega sistema Karlovica.



Slika 56: Ponorni zatrep Lokve pri Predjami.



Slika 57: Prostorska razporeditev večjih avtigenih in alogenih kanjonov ter kraških kotlin na slovenskem Dinarskem krasu.

Kraške hidromorfološke oblike

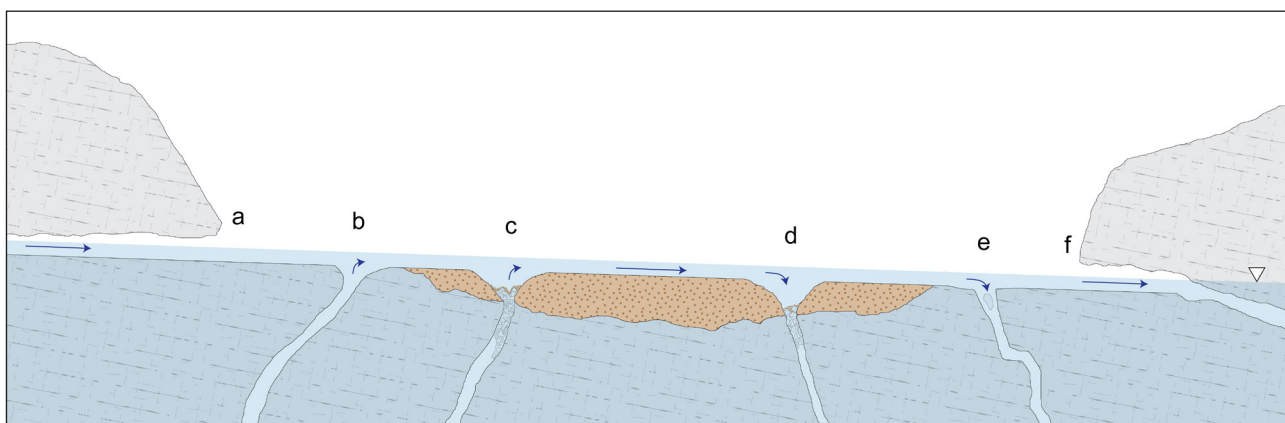
Reliefne oblike, ki nastanejo na mestih vtekanja ali iztekanja vodotokov v kras ali iz njega, imenujemo kraške hidromorfološke oblike. Oblike, ki nastanejo na mestih vtekanja vodotokov v kraški vodonosnik, delimo glede na geomorfološke značilnosti na ponikve, ponore in požiralnike. V terminologiji krasoslovja se izraz ponikev nanaša na mesto, kjer voda vteka v podzemlje v odprtino, ki je delno ali popolnoma prekrita z naplavino (Novak, 1962). Ponikve so tipične za dele plitvega krasa, kjer sediment prekriva površje, predvsem za odtočne dele kraških polj in slepe doline. Najlepši primeri ponikev v Sloveniji so na območju Rešeta in Vodonosa pri Dolenjem jezeru na Cerkniškem polju (slika 58). Med tipične primere v slepih dolinah pa lahko uvrstimo ponikve na južnem robu slepe doline Brezovica na Matarskem podolju.

Termin ponor se v strokovni literaturi uporablja za mesto, kjer voda vteka v podzemlje skozi večjo vodoravno jamo (Gams in sod., 1962; Novak, 1962). Največkrat so ponori locirani na izteku slepih dolin in ponornih zatrepov. Zelo pogosti so tudi na robovih kraških polj. Nazorni primeri ponorov v Sloveniji so ponor Pivke v Postojnsko jamo, ponor Reke v jamski sistem Škocjanskih jam, ponor Tržišnice v Tentero (Slika 60) in ponor Sušice na Radenskem polju v jamski sistem Viršnice.

Požiralniki so špranje ali brezna v skalnem koritu, kjer voda vteka v podzemlje (Gams in sod., 1962; Novak, 1962). Manjši požiralniki so prisotni v vseh skalnih koritih rek v slepih dolinah in na odtočnih delih kraških polj. Znameniti tovrstni požiralniki so pri Gornjih Vremah, kamor ob nizkih vodostajih odteka celoten tok Reke. Večji požiralniki, ki jih lahko opredelimo kot brezna, so v rečnih koritih bolj redki. Najlepši primer tovrstnega požiralnika v Sloveniji je v slepi dolini Odolina na Matarskem podolju, ki ima ime Ponikve v Odolini.



Slika 58: Slika ponikev Rešeto na Cerkniškem polju



Slika 59: Kraške hidromorfološke oblike: (a) jamski izvir, (b) obrh, (c) retje, (d) ponikev, (e) požiralnik in (f) ponor.

Katavotron pa v mednarodnem krasoslovnem izrazoslovju opisuje navpične vtoke v podzemlje, ki so bili umetno razširjeni, po potrebi obzidani in opremljeni z mrežami proti plavju, z namenom povečanja odtoka s kraškega površja in s tem preprečevanja poplav. Termin katavotron izvira iz starogrške besede *καταβόθρα* (*katabothra*), ki se nanaša na naravni podzemni prehod ali brezno, skozi katerega odteka voda. V Sloveniji je bilo največ katavotronov urejenih v obdobju od konca 19. do začetka 20. stoletja. Najpogostejše gre za umetno razširjene požiralnike ali ponikve. Najlepša ohranjena katavotrona

na Slovenskem krasu sta na severnem, odtočnem robu Planinskega polja. Imenujeta se Putickovi štirni, in sicer po češkem inženirju Wilhelmu Puticku, vodji hidromelioracijskih del in raziskovalcu okoliških jam v času, ko sta bila zgrajena.

Posebna hidromorfološka oblika plitvega krasa je estavela, saj se prek nje voda vteka v podzemlje ali pa izteka iz podzemlja na površje. Termin estavela izvira iz okcitanske besede *étable* (hlev), iz katere je dobil ime tudi izvir L'Estavelle. Cvijić (1924) je v strokovno terminologijo v kontekstu dvojnega hidrološkega delovanja pomotoma uvedel ta izraz,



Slika 60: Ponor Tentera na Ribniškem polju.

čeprav ta konkretni izvir deluje izključno kot mesto iztekanja vode (Gèze, 1987). Kljub tej napaki je termin estavela zdaj splošno sprejet in označuje hidromorfološke oblike v epifreatični coni krasa. V času, ko gladina podzemne vode naraste, estavele delujejo kot mesta iztekanja vode, medtem ko ob nižanju gladine voda prek njih vteka v podzemlje. Estavele imajo lahko različno obliko. Lahko so vodoravne jame, kot ponori, lahko so prekrite z naplavino, torej imajo značilnosti ponikev, ali pa so le razpoke v kamninski podlagi, torej imajo obliko požiralnikov. Estavele pogosto najdemo v dneh kraških polj, predvsem tistih, ki jih opredeljujemo kot občasno ojezerjena kraška polja. Številni primeri estavel, ki so morfološko podobne ponikvam, so na območju Zadnjega kraja na Cerkniskem polju (slika 61) in vzdolž zahodnega roba Radenskega polja. Estaveli, ki imata obliko vodoravne jame, pa sta Matijeva jama in Jama v Ždiniku na Palškem polju (Kirn, 2016).

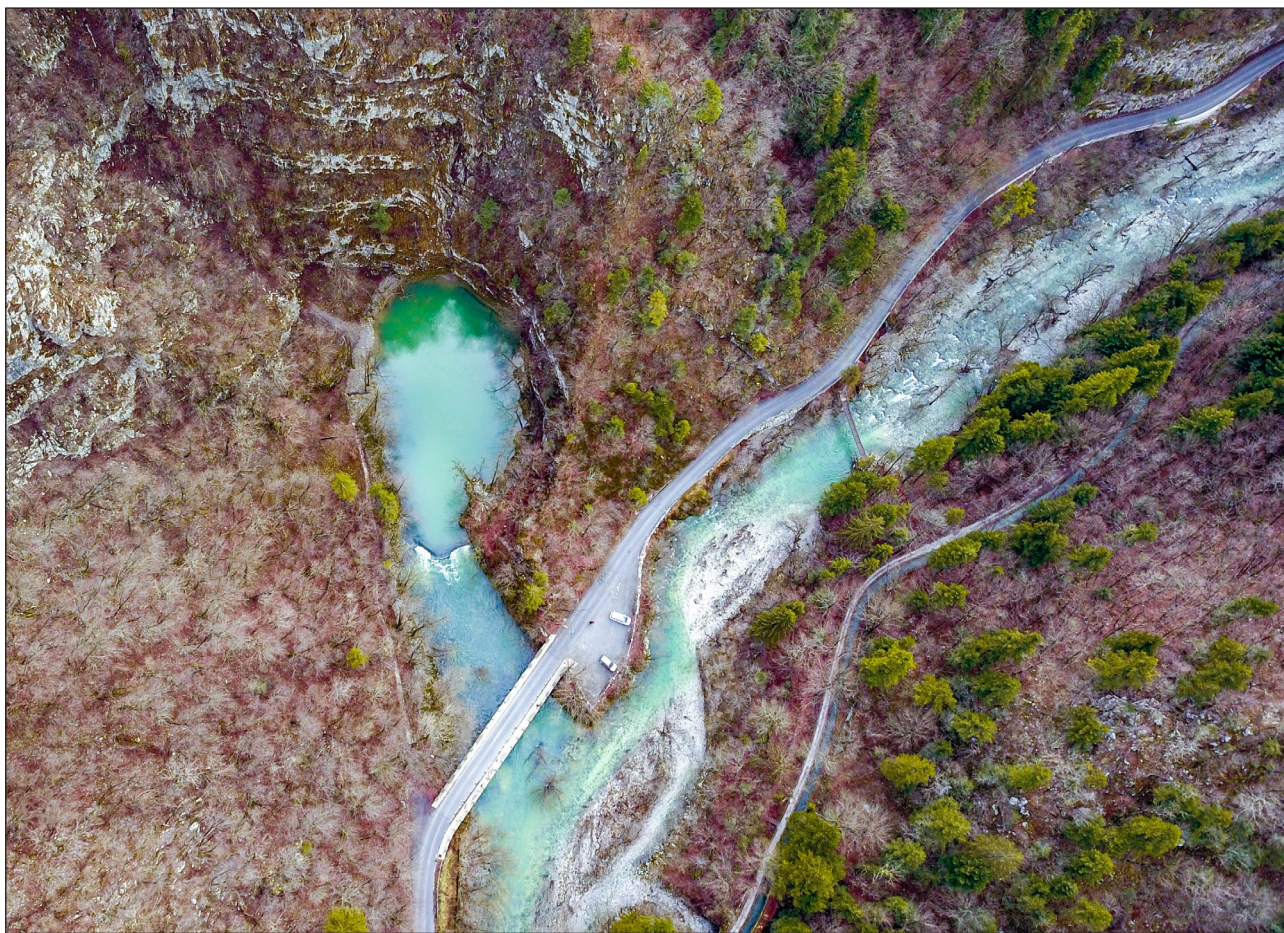
Mesta, kjer vode pritekajo iz kraškega podzemlja na površje, imenujemo izviri. Glede na njihove geomorfološke značilnosti jih ločimo na studence, močila, obrhe, krope in jamske izvire. Studenci in močila predstavljajo najmanjše izvire, ki prevajajo manjše

količine vode, pogosto do le nekaj litrov na sekundo, in ki lahko občasno presahnejo. Če voda izteka iz razpok v kamnini, jih imenujemo studenci, medtem ko izvire, kjer voda izteka iz sedimenta, imenujemo močila (Novak, 1962). Močila so značilna za območja pokritega krasa, kjer sediment prekriva površje.

Obrhi so kraški izviri, iz katerih voda izteka iz navpičnega ali poševnega jamskega rova. Značilno za te izvire je, da voda iz globokih delov freatične cone kraškega vodonosnika priteče skozi bolj ali manj navpične kanale z velikim premerom, kar lahko povzroči občasno izjemno visoke pretoke (Novak, 1962). V slovenski krasoslovni terminologiji se pogosto za ta tip izvirov uporablja tudi zraz vokliški izvir, ki izhaja iz hidronima *Vauchuse*, imena izvira reke Sorgue v Provansi (Gams, Kunaver, Radinja, 1973). Ime izvira iz latinskega *Vallis Clausa* (zaprta dolina), ki se je sčasoma preoblikovalo v *Vauchuse*. Ime nakazuje lego izvira pod visoko steno v zaprti oziroma zatrepni dolini. V Sloveniji je ta tip izvirov značilen za zatrepne doline, primeri pa so izviri Velike Ljubljance Veliko in Malo okence v zatrepni dolini Retovje, Divje jezero pri Idriji v zatrepni dolini Jezernice in Šteberšči-ce na vzhodnem robu Cerkniskega polja. Obrhi so



Slika 61: Estavele v Zadnjem kraju na Cerkniskem polju.



Slika 62: Divje jezero pri Idriji je obrh oziroma vokliški izvir.

prav tako pogosti v izvirnih zatrepih, mednje spadajo Obrh pri Dolenjskih Toplicah, izvir Bilpa v kanjonu Kolpe, Očesa v Rakovem Škocjanu in izvir Dobličice v Beli Krajini (Gams in sod., 1962; Gams, Kunaver, Radinja, 1973).

Krope so najbolj razširjena vrsta kraških izvirov, kjer izvirajo obilne količine vode iz množice razpršenih razpok, podornih blokov, grušča ali drobnega sedimenta (Novak, 1962). Krope delujejo podobno kot obrhi, saj voda priteče iz freatične hidrogeološke cone krasa. Razlika je v obliki izvira; rovi v izviru so preozki, da bi jih lahko šteli za jame, ali pa so zasuti. Primeri takšnih izvirov so Veliki in Mali Močilnik, izviri Male Ljubljance, izvir Krke pri Krški jami, izvir Krupe v Beli Krajini in Zelenci – izviri Save Dolinke (slika 63).

Jamski izviri so definirani kot horizontalne jame, iz katerih teče potok ali reka (Novak, 1962). Te jame z vodnimi tokovi so lahko prehodne samo na kratkih

razdaljah ali pa so v njih dostopni celotni jamski sistemi. Ležijo v epifreatični coni krasa in so ob visokih vodostajih poplavljenе, medtem ko so pri nizkih vodostajih suhe. Primeri takih izvirov so izvir Unice iz Planinske jame, Raka iz Zelških jam, zgornji izvir Krke iz Krške jame in izvir Male Boke pri Bovcu.

Obmorski in podmorski izviri, poznani kot vrulje (Novak, 1962; Gams, 2003), predstavljajo še eno hidromorfološko kategorijo izvirov. Jame, ki napajajo te izvire, so nastale v hladnejših obdobjih pleistocena, ko je bila morska gladina nižja od današnje. Z dvigom morske gladine do sedanjih ravni so bili izviri preplavljeni. Vrulje najdemo do globin nekaj deset metrov, kjer mora sladka voda imeti dovolj velik hidravlični tlak za iztekanje pod morsko gladino. Čeprav v Sloveniji vrulj ni, obstaja nekaj manjših podmorskih žvepljenih izvirov pred obalo Izole, ki jih opredeljujemo s terminom brojnice, in ne vrulje (Žumer, 2004; Žvab Rožič in sod., 2023).



Slika 64: Izvir iz jame Škratovka na Planinskem polju opredeljujemo kot jamski tip izvira.



Slika 63: Zelence, izvire Save Dolinke, opredeljujemo kot krope.

9

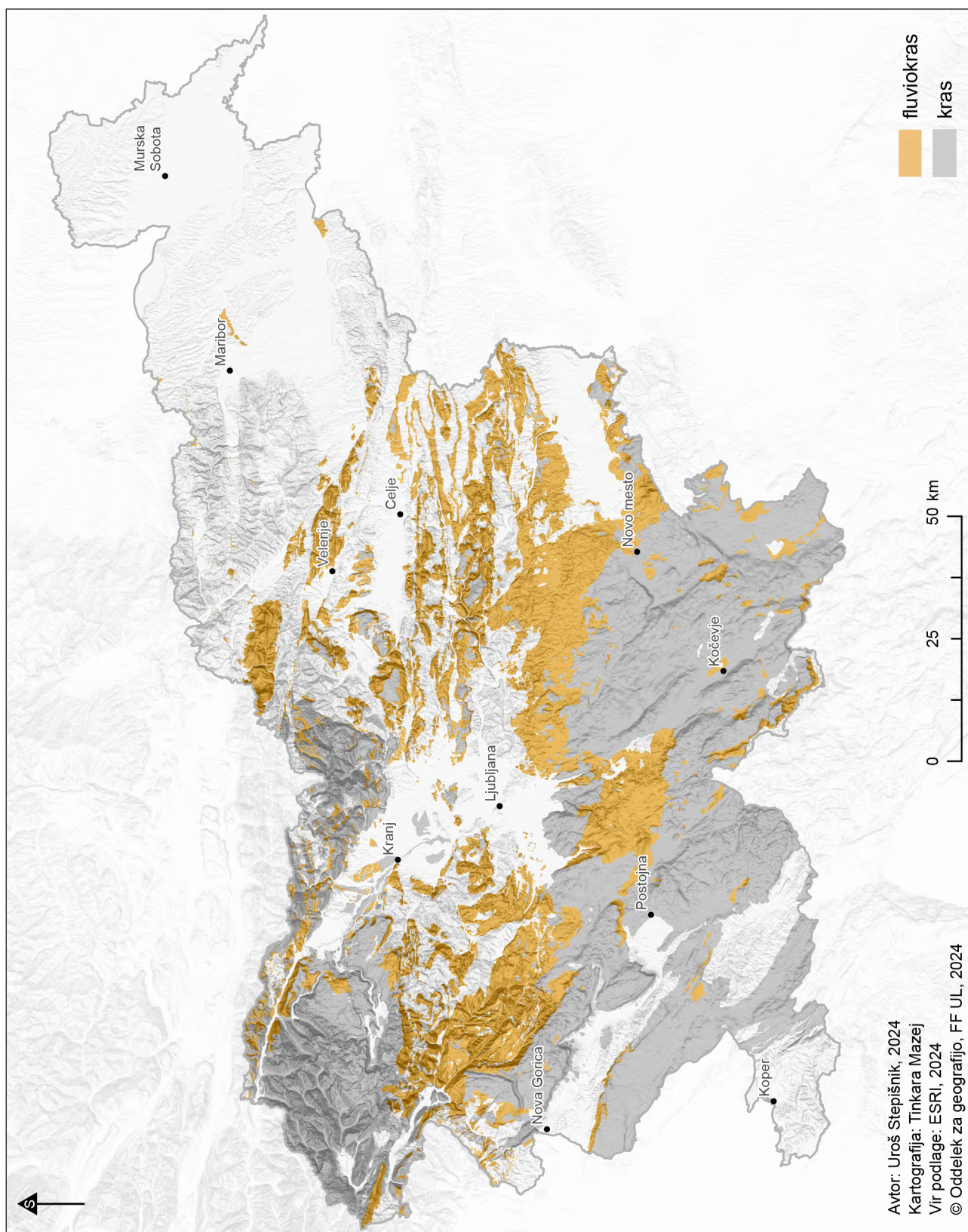
Fluviokras

Fluviokras je tip kraškega geomorfnege sistema, ki se bistveno razlikuje od tipov krasa, kot sta globoki in plitvi kras, kjer je večina procesov vezana na raztapljanje na površju in v podzemlju ter na površinska vodna telesa, ki se napajajo iz freatične cone krasa. Procesni na fluviokrasu delujejo podobno kot v fluvialnem geomorfnege sistemu, glavni procesi preoblikovanja so namreč fluvialni denudacijski ali erozijski procesi. Površje ni razčlenjeno z okroglastimi kraškimi kotanjami in vzpetinami ter kraškimi polji, ampak je izrazito razčlenjeno z dolinami, med katerimi so podolgovata slemena. Vsa pobočja so razčlenjena z erozijskimi jarki in dolki. Površje fluviokrasa ni kamnito, ampak ga prekriva sediment. Kljub navidezno fluvialnim potezam so na vseh območjih fluviokrasa prisotne tudi jame, ki jasno kažejo na razvit kraški vodonosnik s podzemnim pretakanjem vode. Ta tip krasa velja za manj značilen in je bil v preteklosti opredeljen kot *polkras* (nem.: *halbkarst*) (Grund, 1914b) in *nepopolni kras* (nem.: *merokarst*) (Cvijić, 1924). S temi izrazi so raziskovalci želeli izpostaviti atipično oblikovanost površja in zavrtlo delovanje določenih kraških procesov.

Hidrološko fluviokras definiramo kot območje, ki ga v celoti prekriva sediment, kar pomeni, da cona talnega prenikanja zvezno prekriva epikraško hidrogeološko cono. Vsi nižji deli vadozne cone, kot tudi freatična cona, delujejo nemoteno (Stepišnik, 2020a; Stepišnik, 2021b). Sediment upočasnjuje

infiltracijo padavinskih voda v podzemlje. Kljub temu na relativno uravnanih delih vsa padavinska voda vteka v kras. Na pobočjih pa zaradi manjše dinamike infiltracije padavinska voda v celoti ne vteka v kras, ampak del vode odteka po površju. Zaradi tega na pobočjih delujejo različni fluvialni denudacijski procesi, ob vznožjih pobočij pa agradacijski. Fluviokras je zato tip krasa, ki je prostorsko vezan le na pokrita kraška pobočja (Stepišnik, 2021b).

Z vidika procesne geomorfologije lahko fluviokras opredelimo kot kraško območje s specifičnim načinom preperevanja ter fluvialnim načinom premeščanja sedimenta v dveh geomorfnege okoljih: denudacijskem in agradacijskem. Na fluviokrasu je dinamika mehanskega preperevanja večja od kemičnega, zato sediment sklenjeno prekriva ta kraška pobočja. Sediment na pobočjih je lahko tudi drugačnega izvora. V denudacijskem okolju fluviokrasa meteorna voda zaradi sedimenta ne vteka neposredno v kras, ampak se del vod steka po površju, del pa se infiltrira v sediment. Ob večjih kopičenjih sedimenta, zlasti kadar je ta nasičen z vodo, lahko pride do hitrih premikov večjih sedimentnih teles. Te premike, ki jih povzroča strižna napetost, imenujemo zemeljski plazovi ali v primeru manjših dimenzij usadi. Večji vodni tokovi premeščajo večje frakcije sedimenta z erozijo, hkrati delujeta tudi abrazija in kavitacija, kar povzroči oblikovanje erozijskih jarkov, iz katerih se lahko razvijejo dolki.



Slika 65: Obseg fluviokrasi v Sloveniji.

Agradacijska okolja fluviokrasa so ob vznožju pobočij. Najpogostejše agradacija poteka v obliki vršajev, ki jih zaradi specifičnih značilnosti geomorfnega okolja opredeljujemo kot fluviokraške vršaje. Pogosto so na območjih agradacije sedimenta tudi fluviokraške doline. Sedimenti zavirajo vertikalni odtok vod iz dolin, zato so v njih pogosto stalni, pogostejše pa občasni vodotoki. Če se fluviokraške doline ali fluviokraški vršaji iztečejo v večjih kraških kotanjah ter njihova dna zapolni in uravna sediment, jih tipiziramo kot pritočna kraška polja.

Koncept fluviokrasa in s tem tudi njegovo poimenovanje je v znanstveno literaturo uvedel Roglič (1958). Opisal je kraška območja, kjer intenzivno mehansko preperavanje določenih kamnin omejuje odtok vode v kras, kar povzroča fluvialno preoblikovanje delov kraškega površja. V nadaljnjih strokovnih in znanstvenih delih se je pojem fluviokrasa razširil in začel uporabljati za vsa kraška območja na karbonatnih kamninah s površinskimi vodotoki (npr. Sweeting, 1973; Gams, 1986; Gams, 2003). Druga pogosta uporaba pojma se nanaša na porečja, kjer poteka izmenjava med podzemno kraško in površinsko hidrologijo (Jones, White, 2005). Te rabe termina so se oddaljile od izvirnega koncepta fluviokrasa in niso ustrezne. Prva se nanaša na okolja plitvega krasa, druga pa obravnava izmenjavo med fluvialnim in kraškim geomorfnim sistemom, ne pa specifičnosti fluviokraških okolij.

V Sloveniji se fluviokras najpogostejše razvija na območjih, ki jih gradijo različne vrste dolomitov. Zaradi te pogoste povezave je fluviokras v slovenski literaturi pogosto opredeljen kot dolomitni kras (Gabrovec, 1994; Gabrovec, 1995; Komac, 2003; Komac, 2004; Komac, 2006; Gostinčar, 2016a). Fluviokraški tip krasa je v primerjavi z drugimi tipi krasa slabše raziskan, čeprav se je tej tematiki v preteklosti posvečalo več raziskovalcev (npr. Melik, 1961; Melik, 1962; Gams, 1968; Gams, 1974; Habič, 1985; Gams, 1986; Mihevc, 1987; Kranjc, 1992; Gabrovec, 1994; Gabrovec, 1995; Komac, 2003; Komac, 2004; Komac, 2006; Gostinčar, 2011; Gostinčar, 2016b; Stepišnik, 2021b; Lipar, Ferk, 2022). Poleg območij dolomitov je fluviokras v Sloveniji

značilen tudi za druge tipe kamnin. Med te sodijo ploščasti apnenci, litotamnijski apnenci, laporasti apnenci, laporovci in karbonatni klastiti različnih starosti (Buser, 2010). Fluviokraški procesi so prisotni tudi na tektonsko deformiranih kamninah. Čeprav so to kamnine, na katerih običajno ne bi pričakovali fluviokraških procesov, prisotnost večje količine tektonsko deformirane kamnine omogoča erozijo sedimenta vzdolž pobočij (Čar, 2018).

Fluviokras v Sloveniji pokriva površje 4059 km², kar predstavlja 20 % celotnega ozemlja države ali 39,5 % vsega krasa (slika 65). Najobsežnejša sklenjena območja fluviokrasa najdemo v Idrijskem, Cerkljanskem in Polhograjskem hribovju, južnih delih Krimskega in Mokrškega hribovja z okolico, v Gorjancih ter v večjem delu krasa v vzhodni Sloveniji, ki leži vzhodno od Kamniško-Savinjskih Alp in severno od Dolenjskega podolja.

Erozijski jarki in dolki

Na pokritih kraških pobočjih del padavinskih vod ne vteka skozi sediment v kraški vodonosnik, temveč teče po površju, kar povzroča pobočno spiranje. Sprva te vode tečejo ploskovno, pri čemer s ploskovnim spiranjem odnašajo predvsem drobne frakcije sedimenta. Ko se voda zbere v večje tokovnice, preide v linijsko odtekanje. To povzroča abrazijo kamnine, na skokih pa kavitacijo in erozijo večjih frakcij sedimenta (Huggett, 2007). To linijsko odtekanje povzroči oblikovanje erozijskih jarkov, ki so značilni tako za fluvialna kot za fluviokraška pobočja.

Erozijski jarki so različnih dimenzij ter lahko merijo v dolžino do nekaj sto metrov in v globino do nekaj deset metrov (Gostinčar, Stepišnik, 2012; Stepišnik, 2021b). Ti jarki se običajno začnejo s strmimi pobočji in so pogosto organizirani v razvejano ali dendritično mrežo, kjer se posamezni jarki stekajo eden v drugega. Usmerjeni so v smeri največjega naklona pobočij. Pobočja erozijskih jarkov so relativno strma, medtem ko so v njihovih dneh pogosto ozke in skalnate rečne struge, kjer tečejo

stalni ali občasni vodotoki. Pri izteku jarkov se običajno oblikujejo območja agradacije sedimenta, ki se kažejo v obliki fluviokraških vršajev. Tisti erozijski jarki, ki so v fluviokraških vršajih in na drugih agradacijskih območjih vrezani v okoliško površje, se ob iztekih zaključijo na mestih, kjer vodotoki vtekaajo v podzemlje. Nekateri med njimi so dovolj veliki, da jih literatura opredeljuje kot slepe doline (Gostinčar, 2016a). Pri jarkih, ki se izlivajo v fluviokraške doline, ob izteku ni obsežnejših agradacijskih območij.

Dolki predstavljajo najznačilnejšo reliefno obliko fluviokrasi (Komac, 2006; Gostinčar, Stepišnik, 2012). Podobno kot erozijski jarki so tudi dolki linearne vdolbine, ki sledijo smeri največjega naklona pobočja. Imajo podobne dimenzije kot erozijski jarki in so lahko organizirani v dendritično mrežo. Vendar pa se dolki razlikujejo po bolj blagih pobočjih, ki so manj strma, in po širših dneh, ki so

prekrita s sedimentom. V njihovih dneh običajno ni strug, saj v njih ne tečejo niti občasni vodotoki. Značilnost nekaterih dolkov so tudi sufozijske vrtače (Komac, 2006), ki kažejo na intenzivno spiranje v sedimentu, kar ga spodkopava in oblikuje te kotanje. Dolki se pogosto iztečejo v erozijske jarke (Gostinčar, Stepišnik, 2012). Podobno kot erozijski jarki se lahko dolki končujejo na fluviokraških vršajih, v pritočnih delih kraških polij ali v fluviokraških dolinah. Manj pogosto pa se dolki iztečejo v manjše kraške kotanje, ki imajo dimenzije vrtač. Te kotanje funkcionalno delujejo kot ponikve, kamor odtekata voda in sediment iz dolkov (Stepišnik, 2021b).

Literatura o nastanku dolkov ni povsem enotna. V starejših delih je bil njihov nastanek pripisan intenzivnemu mehanskemu preperevanju, ki naj bi bilo okrepljeno z zmrzalnim preperevanjem med hladnejšimi obdobji pleistocena (Melik, 1961; Melik, 1962; Mihevc, 1985; Gabrovec, 1995). V



Slika 66: Dolek pri Velikih Lipljenah.

poznejših študijah se je pojavila teorija o vlogi intenzivnega kemičnega preperevanja v dneh dolgov, ki vključuje spiranje raztopljenih snovi in suspenziranega drobnozrnatega sedimenta skozi sedimentne plasti. Komac (2006) povezuje nastanek dolgov iz začetnih plitkih vdolbin na pobočjih, kjer bi zastajanje vode v sedimentu spodbujalo kemično preperevanje.

V novejših raziskavah so dolki interpretirani kot podedovane geomorfološke oblike, ki izhajajo iz erozijskih jarkov (Gostinčar, 2011; Gostinčar, Stepišnik, 2012; Gostinčar, 2016a; Stepišnik, 2020a; Stepišnik, 2021b). Ta proces se začne, ko erozija na dnu erozijskih jarkov zmanjša debelino sedimenta, kar povzroči spremembo odtoka vode – namesto po površju lahko voda sedaj vteka v kraški vodonosnik. Ko erozija na dnu jarkov preneha delovati, se dna jarkov preoblikujejo v blage konkavne oblike brez vidnih strug. Ob zadostni akumulaciji sedimenta v dolkih se voda začne znova pretakati

po površju in bi lahko prišlo do ponovne formacije erozijskih jarkov.

Fluviokraške doline

Fluviokraške doline so geomorfološke oblike, ki nastajajo na reliefnih znižanjih fluviokraških območij, kamor se steka sediment iz okoliških pobočij in erozijskih jarkov. Ta sediment zavira odtok vode v podzemlje, kar omogoča prisotnost površinskih vodotokov in oblikovanje dolin. Po njih teče padavinska voda in voda iz okoliških erozijskih jarkov. Fluviokraške doline imajo razčlenjena pobočja z erozijskimi jarki in dolki ter razvejano obliko, ki spominja na fluvialne doline. Za razliko od kanjonov imajo bolj razčlenjena pobočja. Vodotoki v dneh teh dolin vtekajo v podzemlje skozi požiralnike in ponore, kar lahko povzroči, da doline občasno ostanejo brez površinskih vodotokov. To je pogosto



Slika 67: Fluviokraška dolina Črnega potoka pri Logaškem polju.

predvsem v primerih, ko erozija odstrani dovolj sedimenta, da voda neposredno vteka v kraški vodonosnik. To dinamiko odtekanja vode je mogoče opazovati na primeru Reke in Črnega potoka pri Logatcu, kjer so mlinarji in žagarji v preteklosti mašili požiralnike v strugi, da voda ni odtekala v kras (Nagode, 2002; Stepišnik, 2021a). Nekatere fluviokraške doline segajo v območje podzemne vode v krasu, zato so v njihovih dneh lahko tudi kraški izviri, zaradi česar združujejo značilnosti fluviokrasi in plitvega krasa.

Fluviokraške doline brez vodotokov sčasoma pridobijo manj strma pobočja, tako da spominjajo na manjša podolja. Primer suhe doline je Petkovšči-ca, ki je nekoč tekla skozi aktivno dolino na severu in pritekla na Logaško polje (Melik, 1959; Mihevc, 1985; Mihevc, 1987; Stepišnik, 2021a). Podoben primer je tudi spodnji del doline Žejskega potoka severno od Hotenjskega polja, kjer vodotok sredi doline izgine v požiralniku (imenovanem Kmetov brezen), nadaljevanje doline pa ostane suho in potok po njej teče le ob zelo visokih vodostajih (Mihevc, 1987; Kranjc, Mihevc, 1988; Stepišnik, 2021a).

Veliko število fluviokraških dolin ima dna v gladini podzemne vode torej na območju plitvega krasa, kar omogoča prisotnost številnih izvirov, aktivnih predvsem ob višjih vodostajih. Takšne večje fluviokraške doline vključujejo Idrijco, Belo, Trebušo in Hotenjko v Predalpskem hribovju ter povirni del Poljanske Sore. Na širšem območju Dolenjskega podolja so primeri takšnih dolin Višnjica, Stiški potok, Temenica, Mirna in Radulja. Južno od Ljubljanskega barja v kraških porečjih Ljubljani in Krke so primeri porečij Iške, Bloščice, Bistrice, Cerknishčice, Borovnišči-ce in Želimeljščice.

Fluviokraške doline se navadno iztečejo v fluvialne doline ali kotline, redkeje v kanjone, kot je to v primeru Iške in Želimeljščice. Nekatere doline pa se ob zaključku razširijo v obsežnih kraških kotanjah, kjer sedimenti, ki jih prinašajo reke, tvorijo razsežne uravnave. Te uravnave so pogosto oblikovane kot vršaji v pritočnih delih. Primeri tovrstnih iztekov fluviokraških dolin vključujejo Cerknishčico, ki teče na Cerknishko polje, Bloščico,

ki se izliva na Bloško polje, in Bistrico, ki se konča na Ribniškem polju.

Pritočna kraška polja

Večje zaprte kotanje, ki jih zapolnjujejo sedimenti iz fluviokraških pobočij in dolin, so znane kot kraška polja. V literaturi se pojavljajo različne opredelitve teh polj. Tradicionalno so bila ta polja po hidrološki funkciji opredeljena kot *pritočno-ponorniška polja* in po nastanku kot *robna polja* (Gams, 1978; Gams, 2003). Vendar pa se je izkazalo, da oznaka *ponorniška* ni nujno primerna, saj je značilnost odtekanja vode v podzemlje skupna vsem kraškim poljem. Zato so ta polja, ki se polnijo s površinskim pritokom vode iz fluviokraških območij, bolj primerno imenovana pritočna kraška polja (Stepišnik, 2020b). To poimenovanje natančneje opisuje njihove hidrološke lastnosti, obenem pa delno ohranja zgodovinsko terminologijo (Gams, 1978; Gams, 2003).

Pritočna kraška polja je pretekla literatura opredeljevala kot značilna za območja, kjer se stikajo nekraške in kraške kamnine (Gams, 1978; Gams, 2003). Vendar pa, kot kažejo primeri iz literature, voda na ta polja vedno priteka iz fluviokraških območij, ne pa iz nekarbonatnih okolij, kot so flišne kamnine ali skrilavi glinavci, ki so običajni ob zakraselih karbonatnih kamninah na slovenskem Krasu. Največje zaprte kotanje na stiku flišev in kraških kamnin, kot sta Vremška dolina pri Divači ali slepa dolina Brezovica na Matarskem podolju, čeprav izpolnjujejo vse morfografske in hidrološke kriterije kraških polj, opredeljujemo kot slepe doline, in ne kot kraška polja (Gams, 1978; Gams, 2003). To nakazuje na potrebo po natančnejši in bolj celoviti definiciji pritočnih kraških polj. Zato bi bilo bolj ustrezno opredeliti pritočna kraška polja kot polja, ki ležijo na stiku fluviokraških in kraških območij, kjer vode površinsko pritekajo na polja in vtekajo v kraški vodonosnik.

Nekatera pritočna kraška polja imajo zelo preprost način hidrološkega delovanja, saj nanje



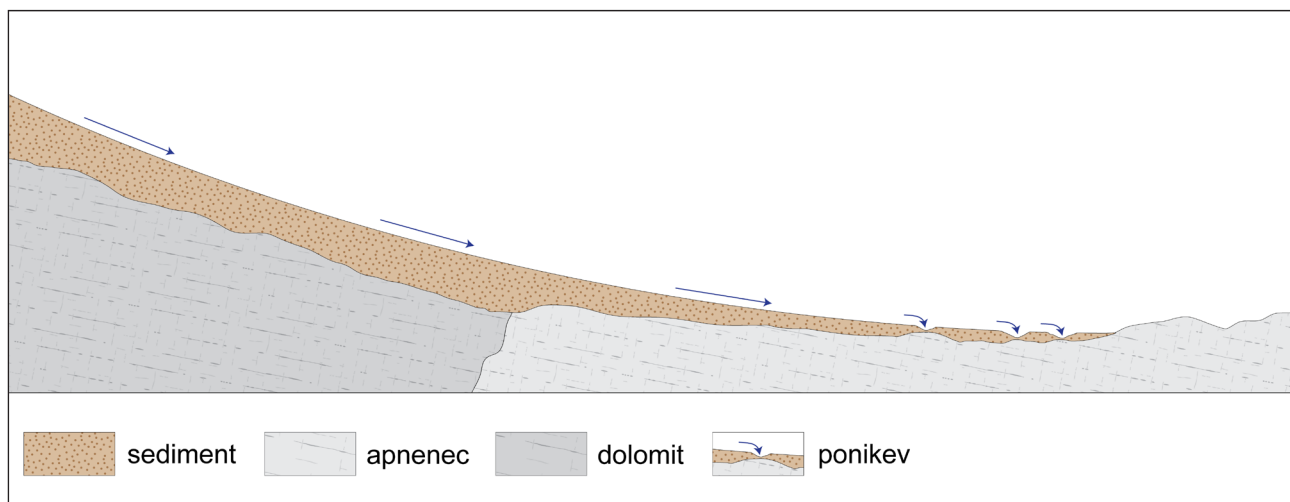
Slika 68: Zadloško pritočno kraško polje.

prtekajo le vodotoki neposredno iz okoliških pobočij. Sedimenti se iz erozijskih jarkov in dolkov spirajo v dna teh polj, kjer so običajno odloženi v obliki vršajev. Na površju polj so struge vodotokov, ki se iztečejo v ponikvah (Gostinčar, Stepišnik, 2012; Gostinčar, 2016a). Zaradi svoje lege nad gladino podzemne vode v krasu so ta polja večinoma suha, razen v času intenzivnejših padavin se na njih pojavijo občasni vodotoki. Dimenzije teh polj so običajno tako majhne, da komaj presegajo morfometrične kriterije za kraška polja (Gams, 1978; Gams, 2003). Zadloško polje je največji primer s takšnim hidrološkim delovanjem (slika 73), medtem ko so Rakovško-Unško polje, Črnovrško polje, Žalnsko polje, Koprivniško polje, Strmica, Bločiško polje in Ponikve na Rogu manjši primeri tovrstnih polj.

Nasprotno pa je hidrološko delovanje nekaterih pritočnih kraških polj veliko bolj kompleksno, kar se odraža tudi v njihovi raznovrstni oblikovanosti. Na ta polja ne pritekajo samo vodotoki neposredno iz okoliških pobočij, ampak tudi površinski tokovi iz fluviokraških dolin. V nasprotju s pritočnimi kraškimi polji z občasnim lokalnim napajanjem na ta polja pritekajo večji in stalnejši vodotoki. Posebej značilno za ta polja je, da v času visokih vodostajev njihovi najnižji deli pogosto ojezerijo. Te občasne ojezeritve so posledica nezadostne kapacitete vtekanja površinskih voda v kras, ne pa nihanj podzemne vode. Ta polja imajo pogosto velike dimenzije, pri čemer lahko njihove širine presegajo več kilometrov. Med tovrstna pritočna kraška polja štejemo Logaško, Koritniško, Goteniško, Vrbovsko, Dobsko, Bloško, Babno, Rakitniško in Hotenjsko polje (slika 69).



Slika 69: Hotenjsko pritočno kraško polje.



Slika 70: Pritočno kraško polje.

Glaciokras

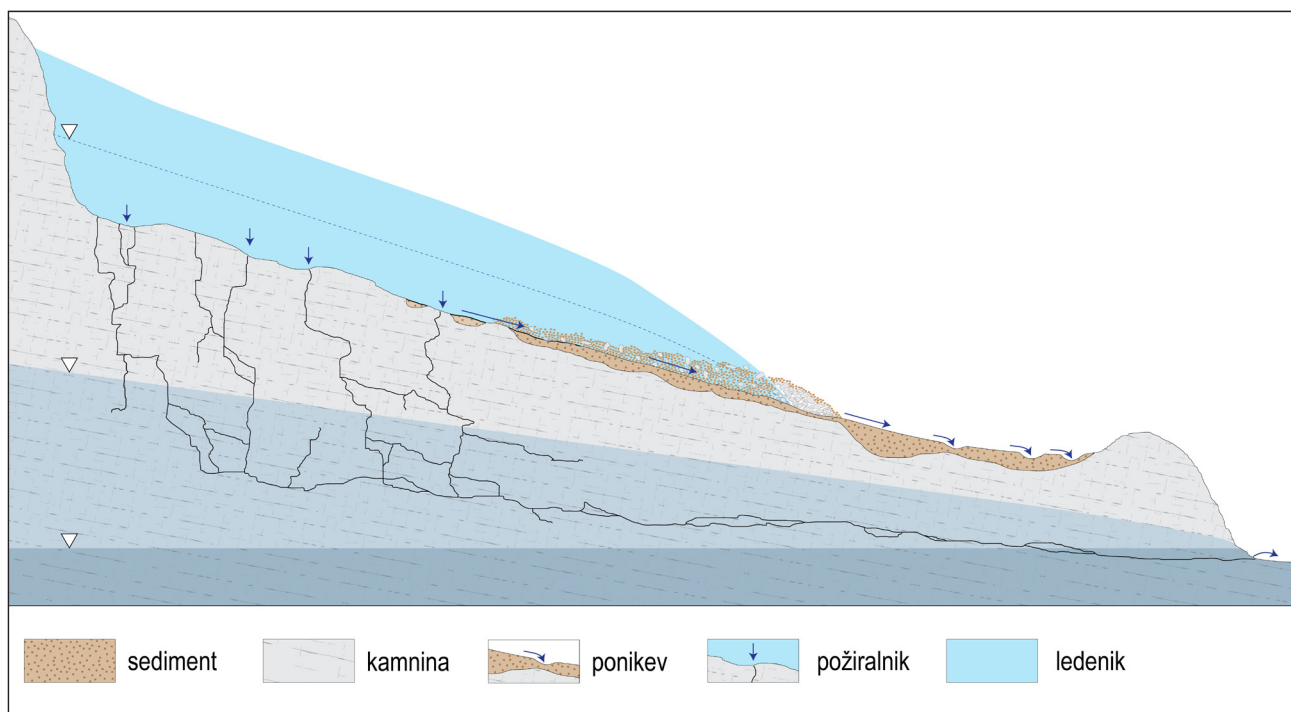
Glaciokras ali ledeniški kras je poseben tip krasa, kjer so ledeniki popolnoma preoblikovali površje, tako da je velika večina oblik na teh območjih rezultat ledeniških procesov. Kljub temu pa so na teh območjih kraške oblike, ki sicer nastanejo s součinkovanjem kraških in ledeniških procesov so iz vidika krasa izjemne. Ta tip krasa izstopa predvsem po speleoloških značilnostih saj se najgloblja brezna praviloma nahajajo na teh območjih. Tudi ogromne, kraške kotanje, ki po dimenzijah presegajo celo udornice, so značilne le za glaciokras.

Kras pod ledeniki odvajajo podledeniške vode. Te se skozi kraški vodonosnik stekajo proti nižje ležečim izviro, ki so navadno v dolinah. Za učinkovito delovanje kraške hidrologije poledenelega krasa je ključno, da iztoki vode iz vodonosnika niso blokirani z ledom zaradi poledenitve (Ford, 1979; Adamson, Woodward, Hughes, 2014). Prav zato je poledeneli kras značilen predvsem za gorski tip poledenitve, kjer lahko deluje kraški način vtekanja ledeniške vode, medtem ko je pri celinskem tipu poledenitve to odvajanje omejeno.

Odtok podledeniških vod v kraški vodonosnik ima pomemben vpliv na pretočne razmere znotraj ledenikov, kar posledično spreminja dinamiko ledenikov in njihovo interakcijo s kamninsko podlago (Adamson, Woodward, Hughes, 2014; Žebre, Stepšnik, 2015b). V erozijskih območjih ledenikov odtok podledeniških vod v kras zmanjša količino podledeniške vode, kar povzroči upad intenzitete

erozije, ki jo povzročajo podledeniške vode. Hkrati zmanjšanje vsebnosti vode pod ledenikom povzroči večje trenje med ledenikom in kamninsko podlago, kar pospeši dinamiko ledeniške abrazije. Podledeniške vode vtekajo v kraški vodonosnik pod tlakom, ki se spreminja skupaj s sezonsko oscilacijo vodne gladine v ledeniku. Vode s seboj prinašajo tudi ledeniški sediment. Zato se pod ledeniki oblikujejo brezna pod drugačnimi pogoji, kot v drugih tipih krasa. Brezna namreč delujejo kot podledeniški požiralniki. Izdatne količine ledeniške vode ne samo z raztapljanjem ampak tudi z abrazijo oblikujejo in preoblikujejo jamski sistem.

Pod akumulacijskimi območji ledenikov, kjer se nabira večja količina sedimentov, ti sedimenti omejujejo odtok vode v podzemlje. To vodi do nastanka podledeniških tokov, ki premeščajo sedimente pod ledenikom. V primeru poledenelega krasa je dinamika tega premeščanja sedimentov opazno manjša kot v drugih poledenelih okoljih. Razlog za to je manjša količina podledeniških vod, ki je posledica vtekanja podledeniških vod v kras. Posledično so na območjih poledenelega krasa obsežne akumulacije sedimentov, ki se kažejo v obliki in obsegu bočnih in čelnih moren, v primerjavi z drugimi poledenelimi okolji. Zaradi manjše količine vod, ki iztekajo iz ledenika je namreč dinamika erozije ledeniških sedimentov manjša (Žebre, Stepšnik, 2015b; Žebre, Stepšnik, 2015a; Žebre in sod., 2019). Prav tako je manjši pretok predledeniških tokov na glaciokrasu,



Slika 71: Poledeneli kras.

kot na nekarbonatnih okoljih. Ampak vseeno iztekajo in ob tem premeščajo ledeniški sediment.

Z vidika procesne geomorfologije glaciokras delimo enako kot glacialni geomorfni sistem na denudacijsko in agridacijsko okolje. Proces v denudacijskih okoljih obsegajo predvsem eksaracijo in abrazijo ter erozijo podledeniških vod. Najvišji hidrogeološki cone krasa, vključno s cono talnega prenikanja in epikraško cono, so bili na večini glaciokraških območij popolnoma denudirani. Po umiku ledenikov cona vertikalnega prenikanja izdanja na površini kot kamnito površje brez sedimentov, z mnogimi vhodi v brezna, ki so značilni za to hidrogeološko cono krasa. Na kamniti glaciokraški površini so ohranjene različne oblike erozije podledeniških vod, ledeniške abrazije in eksaracije. Najpogostejše oblike, nastale zaradi erozije podledeniških vod, so krajši deli rečnih strug v kamniti podlagi, imenovani podledeniški kanali (Benn, Evans, 2010). Te struge niso usmerjene v smeri največjega naklona pobočij, ampak so se oblikovale pod gladino ledeniških vod, zato so usmerjene v različne smeri in pogosto se iztekajo ob vhodih v brezna ali kotličih. Najznačilnejše oblike,

ki nastanejo zaradi kombinacije ledeniške abrazije in eksaracije so ledeniške grbine. Na pritočni strani so te grbine obrabljene zaradi abrazije, na odtočni strani pa razčlenjene v posamezne kamnite bloke zaradi eksaracije. Nekatere ledeniške grbine imajo na vrhu izravnane površine, običajno vzdolž lezik. Večje izravnane površine ledeniških grbin in drugih delov glaciokrasa, ki so posebej značilne za plastnate apnenice, so poimenovane lašti (Kunaver, 1962).

V glaciokraških okoljih, so poleg tipičnih ledeniških oblik tudi edinstvene reliefne oblike, ki so specifične le za glaciokras. Med najpogostejšimi so kotličiči. Značilne oblike glaciokrasa so tudi konte, velike kotanje, ki se nahajajo na različnih mestih nekdanje poledenitve, tako v denudacijskih kot agridacijskih območjih in tudi v bližini nekdanjih sklenjenih območij poledenitve. Drobne skalne oblike, kot so žlebiči in škavnice, ki so nastale zaradi raztapljanja kamnitega površja po umiku ledenika, nekateri avtorji (Ginés, 2009; Kunaver, 2009; Veress, 2009a) opredeljujejo kot glaciokraške oblike, čeprav niso pogoste le v glaciokraških okoljih, ampak se lahko razvijejo na površju kateregakoli gola krasa (Ford, 1979).

V nižjih visokogorskih predelih so pogoste tudi glaciokraške agradacijske oblike. Čeprav v Sloveniji obstaja relativno velik delež glaciokrasa, večjih ledeniških akumulacij, značilnih za glaciokraška okolja, kot so obsežni bočno-čelni morenski kompleksi (Çiner in sod., 2019; Žebre in sod., 2019), ni prisotnih. Pogoste pa so sufozijske vrtače na ledeniških sedimentih. Med značilne glaciokraške akumulacijske oblike uvrščamo dve večji kotanji, Gomance in Velo polje pod Triglavom, ki so jih zapolnili sedimenti proglacialnih tokov in jih lahko opredelimo kot predledeniška kraška polja (Stepišnik, 2020a; Stepišnik, 2021c).

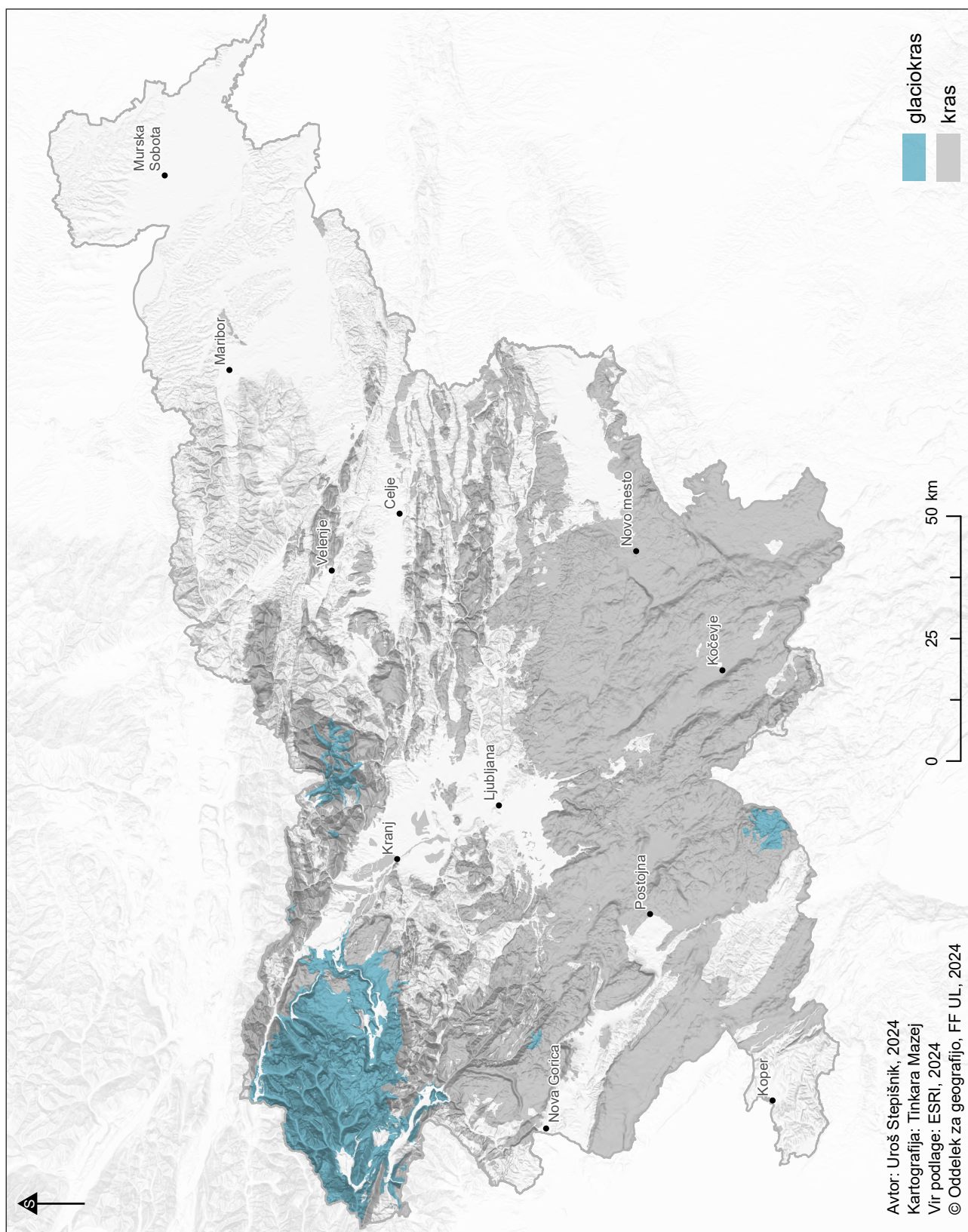
Termin glaciokras tako opredeljuje tip krasa, ki je prisoten na območjih, ki so bila v preteklosti poledenela (Kunaver, 1983; Smart, 2004; Ford,

Williams, 2007b; Žebre, Stepišnik, Kodelja, 2013; Adamson, Woodward, Hughes, 2014; Žebre, Stepišnik, 2014a; Žebre, Stepišnik, 2014b; Žebre, Stepišnik, 2015b; Lipar in sod., 2021). Takšen tip krasa manj pogosto označujemo tudi s sopomenko ledeniški kras (Smart, 2004; Žebre, Stepišnik, 2015a; Ferk in sod., 2017; Stepišnik, 2020a).

V Sloveniji je danes poledeneli kras samo v območju dveh manjših ledeniških zaplat pod Triglavom in Skuto. V preteklih hladnejših obdobjih pleistocena pa je poledeneli kras zajemal skoraj celotne Julijske Alpe, dele Karavank in Kamniško-Savinjskih Alp ter najvišje dele Trnovskega gozda in Snežnika (Bavec, Verbič, 2011; Ferk in sod., 2017; Žebre, Stepišnik, 2018) zato vsa ta območja nekdanjega poledenelega krasa opredeljujemo kot glaciokraška.



Slika 72: Ledeniško denudacijsko površje na Kaninskih podih z uravnanimi ledeniškiimi grbinami oziroma lašti.



Slika 73: Glaciokras v Sloveniji.

Kotliči

Ledeniška denudacija je pogosto popolnoma odstranila zgornje dele krasa, vključno s celotno cono talnega prenikanja in epikraško cono. Na površju posledično izdanja globlja hidrogeološka cona krasa, ki je cona vertikalnega prenikanja. Zanj je značilno, da se v njej zaradi vertikalnega odtoka večjih zbranih vodnih tokov oblikujejo brezna. Na površju nekdanjega erozijskega območja glaciokrasa so tako številni vhodi v brezna, ki so v času poledenitve služila kot podledeniški požiralniki. Med taljenjem ledenikov, še posebej v obdobjih ablacije, so pod visokim tlakom v brezna vtekale podledeniške vode, prenašale ledeniške sedimente in tako preoblikovale in oblikovale jamske sisteme. Brezna

glaciokrasa so torej v času poledenitve delovala kot podledeniški odtočni jamski sistemi. Dokazi za tovrstno delovanje so v jamah ohranjeni ledeniški sedimenti (Ford, 1979; Ford, 1983; Smart, 2004; Bočič in sod., 2012; Bočič, Buzjak, Kern, 2014) ter fasete na stenah brezen, ki sicer ne morejo nastajati v vadozni coni, ampak le v freatični. Datacije ledeniških sedimentov v teh jamah celo dokazujejo, da so jame delovale kot podledeniški požiralniki v različnih poledenitvenih fazah (Jelinič, Horvatinčič, Božič, 2001).

Nekateri podledeniški požiralniki so bili med poledenitvijo ali po umiku ledenikov delno ali v celoti zasuti s sedimenti. To je na površju oblikovalo vrsto navpičnih kotanj različnih globin. Vhodi v te kotanje so značilni po ostrih robovih



Slika 74: Kotlič na Kaninskih podih.

in okrogli ali podolgovati obliki, odvisno od geoloških struktur. Pobočja kotanj so strma, včasih celo navpična. Premeri obodov variirajo od nekaj metrov do nekaj deset metrov, pri čemer se globina kotanj razlikuje med brezni (globlje) in kotlični (plitvejši). Kotlični običajno ne presegajo globine nekaj deset metrov, pogosto pa so plitvejši (Kunaver, 1962). Dno kotličev je pogosto zapolnjeno z ledeniškim sedimentom, gruščem ali ledom. V njih se pogosto ohranja sneg tudi skozi celo leto (Kunaver, 1962), zato literatura razlaga njihov nastanek kot posledico lokalno pospešene raztapljanja s snežnico (Kunaver, 1962; Gams, 2003; Veress, 2009a; Veress, 2016b). Kotlični so zato pogosto opredeljeni kot visokogorski ekvivalent vrtač (Habič, 1969; Habič, 1978; Ford, Williams, 2007b). S taljenjem snega ali ledu se na dnu kotličev pogosto odprejo brezna. V nekaterih primerih jamarji odkrijejo spodaj ležeče jamske sisteme z odstranjevanjem grušča iz kotličev, kar dodatno kaže na to, da so kotlični nastali z zapolnjevanjem brezen (Žebre, Stepišnik, 2015a; Ferik in sod., 2017).

Preoblikovanje kotličev je najpogostejše povezano z mehanskim razpadom navpičnih sten ali pobočij. Zaradi mehanskega preperevanja se postopno zmanjšuje naklon okoliških pobočij, kotlične postopoma spreminja v oblike, podobne vrtačam. Zato jih literatura včasih opredeljuje kot *kotličaste vrtače* (Habič, 1978).

Na glaciokraškem površju, še posebej na denudacijskem delu nekdanjih ledenikov, so brezna, kotlični in kotličaste vrtače zelo razširjene geomorfološke oblike. Te reliefne oblike so pogosto organizirane v linijah vzdolž tektonsko deformiranih con, kjer jih lahko najdemo skupaj s škrapljami, ki prav tako sledijo istim prelomnim linijam. Na polgolem in pokritem glaciokrasu ki se nahaja na agradacijskih delih nekdanjih ledenikov pa prevladujejo kotličaste vrtače. Razlika pri kotličastih vrtačah na teh območjih je v tem, da jih ne zapolnjujejo le grušč in drugi produkti preperevanja pobočij, temveč tudi raznoliki ledeniški in organski sedimenti.

Konte

Konte so velike kraške kotanje, ki so značilne za visokogorski kras in se zaradi svoje lege na območjih nekdanje poledenitve ali v njihovi bližini obravnavajo kot glaciokraške oblike. Raznolikost njihovih morfografskih značilnosti se kaže v oblikah, naklonih pobočij, razčlenjenosti dna in prekritosti s sedimenti. Obodi kont so lahko okroglasti ali izrazito elipsasti, pobočja pa strma ali celo prepadna, pogosto prekrita z melišči ali podornimi bloki. Nekatera pobočja so blaga in uravnotežena, druga pa razčlenjena z erozijskimi jarki iz časa, ko so se preko njih še pretakali podledeniški ali predledeniški vodotoki (Stefanovski, Stepišnik, 2024). Dna kont so raznolika: nekatera so prekrita s sedimenti ali pa v dneh izdanja kamninska podlaga. Na dneh, ki jih prekriva sediment so pogoste sufozijske vrtače, medtem ko so kamnita dna navadno razčlenjena v več ločenih kotanj. Dimenzije kont se močno razlikujejo in imajo od nekaj sto metrov do več kot kilometra v premeru, globine pogosto presegajo več deset metrov. Največja konta v Sloveniji, Pekel, ki se nahaja severno od Snežnika, ima premer skoraj 3 kilometre in globino, ki presega 200 metrov. Nekatera literatura konte neustrezno opredeljuje kot visokogorske uvale (Gams, 2003; Ogrin, 2007). Kont, zaradi svoje specifične lokacije in oblik, ne moremo enačiti z uvalami, ki so reliefna znižanja med kopastimi vzpetinami značilne za globoki kras (Stepišnik, 2020a).

Slovenski izrazi za konte so *padež*, pogosto uporabljen na Snežniku, in *draga*, tipičen za Trnovski gozd in Snežnik (Badjura, 1953; Kodelja, Žebre, Stepišnik, 2013). Izraz *konta* izvira iz Julijskih Alp, kjer je ta lokalni toponim pogost (npr. Medvedova konta na Pokljuki). Etimološki izvor termina pa je v italijanski besedi *conca*, ki pomeni kotanja ali vdolbina, in se uporablja za opis podobnih oblik v alpskih in kraških regijah Italije (Stefanovski, Stepišnik, 2024).

Kamnine na območjih kont so tektonsko deformirane (Habič, 1968) ali pa manj odporne od okoliških kamnin (Smart, 1986). Ledeniški sedimenti,



Slika 75: Spodnje Kriško jezero je ojezerjena konta.

ohranjeni v dneh in pobočjih kont, zadržujejo padavinsko vodo, kar lahko povzroči zamočvirjenje ali celo ojezerjenje nekaterih kont (Srednje in Spodnje Kriško jezero, Krnsko jezero, Jezero pod Vršacem, Črno jezero, Jezero pri Planini pri Jezeru ...).

Čeprav se konte pogosto opredeljujejo kot glaciokraške kotanje, jih najdemo tudi zunaj območij, kjer so bili nekoč ledeniki. Te običajno ležijo v bližini nekdanjih poledenelih območij, pogosto na nekoliko nižjih nadmorskih višinah.

Na osnovi oblik in dimenzij lahko konte razdelimo na dva tipa. Prvi tip so obledeniške konte, ki niso bile neposredno preoblikovane z ledeniki, čeprav so verjetno bile zapolnjene z ledom zaradi inverzne ravnovesne meje ledenikov. Drugi tip so podledeniške konte, ki so bile preoblikovane z ledeniško denudacijo in agradacijo, ko so ledeniki polzeli čez njih. Podledeniške konte se med seboj razlikujejo po oblikah, ki so odvisne od dinamike in vrste ledeniških procesov, ki so vplivali na njihovo preoblikovanje. Pri tem so v erozijskih delih ledenikov potekali drugačni procesi preoblikovanja kot na njihovih akumulacijskih območjih (Smart,

1986; Kodelja, Žebre, Stepišnik, 2013; Stefanovski, Stepišnik, 2024).

Obledeniške konte (slika 76) so na območjih, čez katera v hladnejših obdobjih pleistocena niso polzeli ledeniki. V okolici kont ni ledeniških oblik ali sedimentov, najpogosteje njihovo okolico razčlenjujejo vrtače. Te konte imajo oster obod in okroglo tlorisno obliko, ki je zaradi lokalnih tektonskih struktur včasih rahlo razpotegnjena. Pobočja obledeniških kont so strma, le izjemoma se pojavljajo stene. Sedimentni pokrov na delih pobočij povzroča pobočno spiranje, zato so tam pogosti erozijski jarki in dolki. Dna obledeniških kont so lahko enotna ali razčlenjena z več kotanjami. Lahko so zapolnjena s sedimenti, v tem primeru so v njih pogoste tudi sufozijske vrtače. Lahko pa se pobočja stožčasto iztečejo v ožje dno, ki ga v tem primeru navadno zapolnjujejo podorni bloki.

Obledeniške konte so se oblikovale zaradi kombinacije kraških in ledeniških procesov (Stefanovski, Stepišnik, 2024). Najpogosteje jih najdemo na tektonsko deformiranih območjih, kjer je bil v času zadnje poledenitve prisoten led. Hitrejš



Slika 76: Obledeniška konta Ribenska planina na Jelovici.

kemično preperevanje tektonsko pretrtih kamnin povzroča lokalno pospešeno kemično denudacijo površja, kar lahko pojasni nastanek nekaterih kraških kotanj tudi zunaj območij glaciokrasa. Vendar te kotanje ne dosegajo dimenzij podledeniških kont, kar nakazuje na dodatne procese njihovega oblikovanja.

Nekatere kotanje so bile dovolj globoke, da se je v hladnejših pleistocenskih obdobjih v njih nabiral led, kar je pospešilo preperevanje kamnine, tako zmrzalno kot kemično (Kodelja, Žebre, Stepišnik, 2013; Žebre, Stepišnik, Kodelja, 2013). Ta proces je vplival na poglobljanje kotanj, ki so sčasoma dosegle velikost, potrebno za akumulacijo ledu v kritični masi, da je ledena masa v konti postala ledenik. Ledeniki so namreč ledene mase, ki se zaradi notranjih deformacij premikajo. Te ledenike, ki se oblikujejo v kontah, imenujemo kontni ledeniki (Kodelja, Žebre, Stepišnik, 2013; Žebre, Stepišnik, Kodelja, 2013; Stepišnik, Stojilković, Hočevár, 2019). Led je na

južnem pobočju segal višje kot na severnem zaradi različne dinamike ablacije ledu. Ledenik je zaradi nagnjenega površja zato polzel proti severu (Kodelja in sod., 2013). S polzenjem kontnih ledenikov so pričeli delovati tudi procesi ledeniške abrazije in eksaracije ter podledeniške erozije in agradacije, kar je bistveno pripomoglo k dinamiki poglobljanja kont. V podzemlje tako ni vtekal le sediment v raztopini, ampak tudi velika količina drobnozrnatega sedimenta, ki je produkt ledeniške denudacije. Ta način oblikovanja literatura (Stefanovski, Stepišnik, 2024) dokazuje z asimetrijo med severnimi in južnimi pobočji, ki je rezultat značilnega delovanja kontnih ledenikov.

Čez podledeniške konte so v času hladnejših obdobj pleistocena polzeli ledeniki. V njihovi okolici so na površju oblike ledeniške denudacije in agradacije, kar dokazuje prisotnost ledenikov.

Pobočja podledeniških kont se ne razlikujejo bistveno glede na ekspozicijo, kot pri obledeniških

kontah, pač pa je oblikovanost odvisna od smeri polzenja ledenika. Praviloma imajo pritočni del oboda v višji topografski legi od odtočnega. Pritočna pobočja podledeniških kont imajo ostrejši obod in so bolj strma v primerjavi z odtočnimi pobočji. Na pritočnih pobočjih je zaradi ledeniške eksaracije prišlo do njihovega širjenja v smeri gibanja ledenika. Na drugi strani so odtočna pobočja manj strma, z nižjim in manj jasnim obodom, in pogosto zvezno prehajajo v okolico. Povečan ledeniški tlak je na teh pobočjih povzročil intenzivno ledeniško abrazijo, ki je pobočja zgladila in znižala, v skrajnih primerih pa celo povsem odstranila, tako da so se nekatere konte iz kotanj preoblikovale v polkrožne reliefne oblike, podobne krnicam. Ta posebna oblika je razlog, da nekateri raziskovalci konte opredeljujejo kot

vrsto globljih krnic (Hughes in sod., 2011; Adamson, Woodward, Hughes, 2014; Pope, Hughes, Skourtsos, 2015). Dna podledeniških kont so običajno bolj ravna kot pri obledeniških kontah, zapolnjena z ledeniški in pobočnimi sedimenti ter razčlenjena s sufozijskimi vrtačami (Stefanovski, Stepišnik, 2024).

Največja zgostitev kont v Sloveniji je na Snežniškem pogorju. Drugače pa jih najdemo tudi na drugih območjih nekdanje poledenitve, predvsem na Trnovskem gozdu, Jelovici in Komni. Podledeniške konte, ki so zaradi polzenja ledenika v tlorisu nekoliko razpotežene, so pogoste na območjih, kjer sta bili debelina ledu in dinamika polzenja ledenika čez konte veliki. Te konte imajo navadno manj izrazite obode in blaga pobočja, zlasti na



Slika 77: Podledeniška Medvedova konta na Pokljuki.

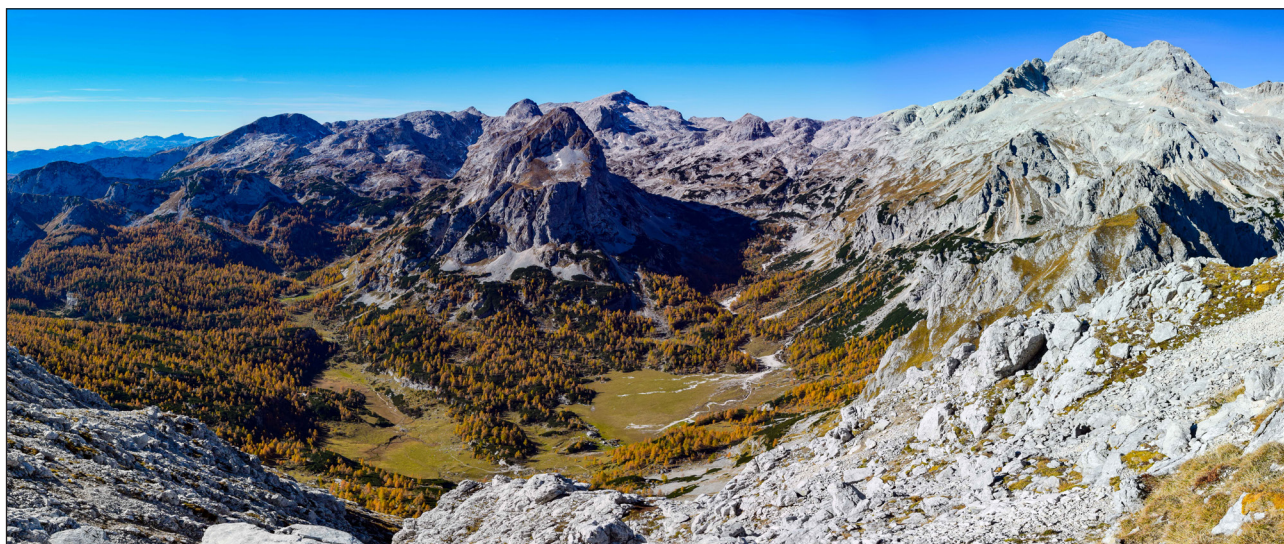
pritočni in odtočni strani ledenika. Najdemo jih na erozijskih delih ledenikov, na primer Veliki dol na Kaninskih podih ter konti pri Planini na Kraju in Planini Govnjač na Komni. Prisotne so tudi na akumulacijskih delih nekdanjih ledenikov, na primer na Pokljuki (Medvedova konta, Kranjska dolina, Velika raven in druge) (Stefanovski, Stepišnik, 2024) in Snežniku (Medvedja draga, Padežnica, Črna draga in druge). Obledeniške konte so tipične za območja, ki niso bila poledenela, zato so najznačilnejše konte tega tipa na Jelovici (Stefanovski, Stepišnik, 2024).

Predledeniška kraška polja

Dobre ohranjenosti ledeniških akumulacij ob nekdanjih ledeniških čelih lahko pripišemo odtoku podledeniške vode v kraški vodonosnik (Adamson, Woodward, Hughes, 2014). Kljub temu del podledeniških tokov pod akumulacijskim delom ledenika ne vteka v podzemlje zaradi obilne akumulacije ledeniškega sedimenta, ki deluje kot neprepustna podlaga. Predledeniški tokovi zato površinsko iztekajo iz čela ledenika in odlagajo fluvio-glacialni sediment v obliki vršajev. V primeru, da predledeniški vršaji zapolnjujejo večje kraške kotanje z

ustreznimi dimenzijami, jih imenujemo predledeniška kraška polja. Ta polja so danes hidrološko neaktivna, saj predledeniški tokovi ne pritekajo več nanje, čeprav so na poljih pogosto ohranjene njihove struge (Stepišnik, 2015a). Starejša literatura ta polja imenuje *piedmontska polja* (Gams, 1978) (it.: *piede di monte* = vznožje gora) ali *piedmontska gorska polja* (Gams, 1978; Gams, 2003), kar pa ni ustrezno, saj večinoma ležijo v visokogorju, pred iztoki nekdanjih ledenikov, ne pa pod gorami.

V Sloveniji večjih predledeniških kraških polj ni, saj so ta bolj značilna za višje predele Dinarskega gorstva, predvsem v Hercegovini in Črni gori (Stepišnik in sod., 2009b; Žebre, Stepišnik, 2015b; Veress, 2016b). V Sloveniji sta le dve takšni polji: Velo polje pod Triglavom (Gams, 1963) in Gomance južno od Snežnika (Žebre in sod., 2016). Velo polje pod Triglavom ima površino 0,07 km² in premer le 340 m, a ga literatura kljub premajhnim dimenzijam uvršča med *piedmontska polja*, saj je prvi opisan primer polja tega tipa (Gams, 1963). Gomance so kraško polje, ki ga je oblikoval dotok proglacialnega sedimenta iz dolinskega ledenika, ki je pritekal iz južnih pobočij Snežnika. Kraška kotanja, v kateri se je oblikovalo polje, je na meji s Hrvaško, tako da samo skrajni severni del polja leži v Sloveniji.



Slika 78: Velo polje pod Triglavom.



Slika 79: Gomance na Snežniškem pogorju.

Monografija *Geomorfologija krasa Slovenije* predstavlja izčrpen znanstveni prispevek k razumevanju geomorfologije krasa v Sloveniji. V nasprotju z drugimi deli, ki vsebujejo regionalni pregled krasa, se monografija osredotoča na razvoj in uporabo nove procesnogeomorfološke taksonomije ali sistematizacije krasa, prilagojene za slovenski kras. Ta temelji na interpretaciji geomorfoloških oblik skozi prevladujoče geomorfne procese.

Za izdelavo nove sistematizacije slovenskega krasa je bilo treba določiti obseg kraških območij. S kombinacijo obstoječih litostratigrafskih kart razširjenosti kraških kamnin in podrobnejših geoloških kart ter podatkov digitalnega modela višin smo zamejili obseg kraških območij. Novi rezultati kažejo, da kras obsega 50,63 % Slovenije, kar je nekoliko več, kot je bilo ugotovljeno v prejšnjih študijah.

Monografija podrobno obravnava tudi dva vidika krasa – pokritost površja s sedimenti in pobočne procese –, ki pomembno vplivata na vrsto in dinamiko procesov na površju, kar posledično oblikuje površje krasa. Sedimenti na površju so ključnega pomena, saj na različne načine vplivajo na morfologijo površja in določajo smer odtoka vode. Pobočni procesi na krasu potekajo nekoliko drugače kot v drugih geomorfnih sistemih.

Nova sistematizacija slovenskega krasa temelji na procesnogeomorfološkem pristopu. Uporabili smo večstopenjski pristop, pri katerem smo najprej identificirali tipe krasa na podlagi njihovih geomorfnih procesov in recentnega hidrološkega delovanja. Sistematizacija razdeli kras na štiri tipe: globoki kras, plitvi kras, fluviokras in glaciokras, ter obravnava posebnosti vsakega tipa glede na prevladujoče geomorfne procese in specifična geomorfna okolja. Ta pristop omogoča boljše razumevanje kompleksnosti krasa prek analize procesov in njihovih interakcij.

Na globokem tipu krasa je dominantni proces preperevanja raztapljanje, zato prevladuje kemična denudacija. Ta tip krasa obsega skoraj polovico

celotnega površja krasa Slovenije. Na globokem krasu padavinske vode vtekajo v podzemlje in oblikujejo jame, pri čemer je agradacija sedimenta minimalna. Zaradi hidroloških značilnosti se takšno okolje definira kot globoki kras, kjer je gladina podzemne vode stalno pod površjem. Geomorfni procesi, ki bistveno vplivajo na oblikovanost površja globokega krasa, so aktivni tako na površju kot v podzemlju. Uravnana območja globokega krasa opredeljujemo kot korozijske uravnave. Neenakomerna denudacija vodi v nastanek razčlenjenega kraškega površja, oblikujejo se kopaste vzpetine, uvale in korozijske vrtače. Jame v podzemlju se zaradi denudacije površja preoblikujejo v površinske oblike; tako nastanejo brezstropne jame in udorne vrtače. Spodjedanje v jamah zaradi podzemnih tokov povzroča nastanek udornic na površju.

Plitvi kras je tip krasa, pri katerem gladina podzemne vode sega nad površje, zato se oblikujejo stalna ali občasna vodna telesa na površju krasa. Plitvi kras obsega le 1,8 % celotnega površja slovenskega krasa. Zaradi različnega geomorfnega delovanja površinskih vod ga delimo na dve okolji: okolje stoječih vod in okolje tekočih vod. V okolju stoječih vod, ki so značilne za kraške kotanje, kot so vrtače, uvale in udornice, se oblikujejo stalna ali občasna jezera. Tudi večje kraške kotanje so lahko občasno ali stalno ojezerjene, vendar jih zaradi dimenzij uvrščamo med kraška polja. V kraških jezerih prevladuje kemična denudacija, ki deluje predvsem lateralno in jih širi. V jezerih poteka tudi agradacija drobnozrnatega mehanskega sedimenta. V okoljih tekočih vod, ki so navadno prisotne kot reke v kanjonih, potekata mehanska in kemična denudacija, ki poglobljata dna kanjonov. Agradacija sedimenta je pogosto kemična v obliki lehnjaka in mehanska kot grobozrnati mehanski sediment. Kanjone po hidrološki funkciji delimo na avtigene in alogene. Krajše kanjone, v katerih vode vtekajo v kras ali iz njega iztekajo, opredeljujemo kot slepe in zatrepne

doline. Širše razširitve v kanjonih so kraške kotline, medtem ko so kraška polja z vodotoki opredeljena kot prelivna kraška polja.

Fluviokras je specifičen tip kraškega geomorfnege sistema, ki se pojavlja na pobočjih pokritega krasa in obsega 39 % celotnega površja krasa. Zaradi sedimenta na pobočjih je zavrt vertikalni odtok padavinskih vod v podzemlje, kar vpliva na hidrološko delovanje na površju. Vode se po pobočjih pretakajo površinsko, zato na teh pobočjih prihaja do fluvialne denudacije in agradacije. Okolja fluviokrasa tako delimo na denudacijska, za katera so značilne oblike erozijski jarki, dolki in fluviokraške doline, ter agradacijska, kjer so značilne reliefne oblike fluviokraški vršaji in pritočna kraška polja.

Glaciokras je tip krasa, ki je bil preoblikovan z ledeniki, zato na površju prevladujejo ledeniške reliefne oblike. Glaciokras obsega 11,3 % celotnega površja krasa Slovenije. Nekatere ledeniške reliefne oblike se razvijejo izključno v poledenelih kraških okoljih, zato jih opredeljujemo kot glaciokraške. Zaradi kemične in mehanske denudacije podledeniških tokov so se oblikovala številna brezna in kotliči. V denudacijskih okoljih so se oblikovale tudi konte. Na agradacijskih glaciokraških okoljih pa so predledeniška kraška polja.

The monograph *Karst Geomorphology of Slovenia* represents a thorough scientific contribution to the understanding of karst geomorphology in Slovenia. Its aim is not to create a new regional overview of karst, as several such works already exist, but rather to focus on the development and application of a new process geomorphological taxonomy or systematization of karst adopted for the Slovenian karst. This is based on the interpretation of geomorphological forms through the dominant geomorphic processes.

For the conception of the new systematization of the Slovenian karst, it was crucial to determine the extent of karst areas. By combining existing lithostratigraphic maps on the extent of karst lithology and more detailed geological maps along with data from the digital elevation model, we have defined the extent of karst areas. The new results show that karst covers 50.63% of Slovenia, which is slightly more than was determined in previous studies.

The monograph also examines in detail two aspects of karst – the coverage of the surface with sediments and karst slope processes – which significantly influence the type and dynamics of the processes on the surface and thus shape the karst surface. Sediments on the surface are of crucial importance, as they affect the morphology of the surface in various ways and determine the direction of water flows. Slope processes in karst operate somewhat differently than in other geomorphic systems.

The new systematization of the Slovenian karst is based on a process geomorphological approach. We used a multi-stage approach in which we first identified the types of karst based on their geomorphic processes and recent hydrological activity. The systematization divides karst into four types – deep karst, shallow karst, fluviokarst, and glacikarst – and addresses the peculiarities of each type based on the dominant geomorphic processes and the specific

geomorphic environments. This approach allows a deeper understanding of the complexity of karst by analysing the processes and their interactions.

In the deep type of karst the dominant weathering process is dissolution, hence chemical denudation predominates. This type of karst covers almost half of the total karst area in Slovenia. In deep karst, precipitation waters infiltrate the underground and form caves where sediment aggradation is minimal. Based on the hydrological characteristics, such an environment is defined as deep karst, where the groundwater level is consistently below the surface. Geomorphological processes are active both on the surface and in the subsurface, which have a significant influence on the shape of the surface of the deep karst. Levelled areas of the deep karst are defined as corrosion plains. Uneven denudation leads to the formation of a dissected karst surface, forming conical hills, uvalas and dissolution dolines. Underground caves transform into surface forms due to the denudation of the surface, forming denuded caves and collapse dolines. Undercutting of caves by underground currents leads to the formation of huge collapse dolines on the surface.

Shallow karst is a type of karst where the water table is above the surface, forming permanent or temporary water bodies on the karst surface. Shallow karst accounts for only 1.8% of the total area of Slovenian karst. Due to the different geomorphologic activity of surface waters, it is divided into two environments: Environments with stagnant water and environments with flowing water. In the stagnant water environment, which is characteristic of karst depressions such as dolines, dolines and uvalas, permanent or temporary lakes are formed. Even larger karst depressions can also be flooded occasionally or permanently, but due to their dimensions, they are classified as inundated karst poljes. In karst lakes chemical denudation predominates, which mainly acts laterally and enlarges them. In lakes there is

also aggradation of fine-grained mechanical sediment. In flowing water environments, which typically occur in the form of rivers in canyons, both mechanical and chemical denudation take place, deepening the canyon floors. Sediment aggradation is often chemical in the form of tufa and mechanical as coarse-grained sediment. Canyons are divided into autogenous and allogenuous canyons according to their hydrological function. Shorter canyons where water enters or exits the karst are called blind and pocket valleys. Wider expanses in canyons are karst basins, while karst poljes with watercourses are defined as overflow karst poljes.

Fluviokarst is a specific type of karst geomorphic system that occurs on the slopes of covered karst and encompasses 39% of the total area of karst. Due to the sediments on the slopes, the vertical outflow of precipitation water into the underground is inhibited, which affects the hydrological activity on the surface. The water flows over the slopes, leading to fluvial denudation and aggradation on these slopes. Fluviokarst environments are therefore divided into denudation areas, which are characterized by forms such as erosion gullies, dells, and fluviokarst valleys, and aggradation areas, where fluviokarst alluvial fans and inflow karst poljes are characteristic landforms.

Glacikarst is a type of karst that has been reshaped by glaciers, hence glacial landforms dominate the surface. Some of these landforms develop exclusively in glaciated karst environments, hence they are defined as glacikarstic. Due to chemical and mechanical denudation by subglacial streams, numerous shafts and snow kettles have formed. In denudational environments, kontas have also formed. In aggradational glacikarst environments, preglacial karst poljes are present. Glacikarst covers 11.3% of the total karst area in Slovenia.

- Adamson, K. R., Woodward, J. C., Hughes, P. D., 2014. Glaciers and rivers: Pleistocene uncoupling in a Mediterranean mountain karst. *Quaternary Science Reviews*, 94, str. 28-43. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.016>.
- Anderson, R. S., Anderson, S. P., 2010. *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Aničić, B., Ogorelec, B., Dozet, S. 2004. *Geološka karta Kozjanskega 1 : 50.000*. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 1 zvd.
- ARSO, 2023. Podatki LIDARskega snemanja. URL: http://gis.arso.gov.si/evode/profile.aspx?id=atlas_voda_Lidar@Arso (10.10.2023).
- Badjura, R., 1953. *Ljudska geografija. Terensko izrazoslovje*. Ljubljana: Državna založba Slovenije.
- Bahun, S., 1969. On the formation of dolines. *Geološki vjesnik*, 22, 1, str. 25-32. DOI.
- Bavec, M., Verbič, T., 2011. Glacial history of Slovenia. V: Ehlers, J., Gibbard, P. L., Hughes, P. D. (ur.). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology : A Closer Look*. Amsterdam: Elsevier, str. 385-392.
- Belec, B., 1983. *Fizična geografija. 1. del*. Maribor: Univerza v Mariboru.
- Benn, D. I., Evans, D. J. A., 2010. *Glaciers and Glaciation*. New York: Rutledge.
- Blatnik, M., Culver, D. C., Gabrovšek, F., Knez, M., Kogovšek, B., Kogovšek, J., Liu, H., Mayaud, C., Mihevc, A., Mulec, J., Năpăruș-Aljančić, M., Otoničar, B., Petrič, M., Pipan, T., Prelovšek, M., Ravbar, N., Shaw, T., Slabe, T., Šebela, S., Zupan Hajna, N., 2020. Late Cretaceous and Paleogene Paleokarsts of the Northern Sector of the Adriatic Carbonate Platform. V: Knez, M., Otoničar, B., Petrič, M., Pipan, T., Slabe, T. (ur.). *Karstology in the Classical Karst*. Cham: Springer International Publishing, str. 11-31.
- 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., Kovačić, M., Horvatinčić, N., 2012. Cave development 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. DOI: 10.1127/0372-8854/2012/0083.
- Bočić, N., Pahernik, M., Mihevc, A., 2015. Geomorphological significance of the palaeodrainage network on a karst plateau: The Una-Korana plateau, Dinaric karst, Croatia. *Geomorphology*, 247, str. 55-65. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.01.028>.
- Bögli, A., 1980. *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Berlin Heidelberg New York: Springer-Verlag.
- Bosák, P., 2016. The Evolution of Karst and Caves in the Koněprusy Region (Bohemian Karst, Czech Republic), Part III: Collapse Structures. *Acta Carsologica*, 29, 2. DOI: 10.3986/ac.v29i2.447.
- Bosák, P., Knez, M., Otrubová, D., Pruner, P., Slabe, T., Venhodová, D., 2016a. Palaeomagnetic Research of a Fossil Cave in the Highway Construction at Kozina, SW Slovenia. *Acta Carsologica*, 29, 2. DOI: 10.3986/ac.v29i2.446.
- Bosák, P., Mihevc, A., Pruner, P., Venhodová, D., Langrová, A., 2016b. Cave Fill in the Črnotiče Quarry, SW Slovenia: Palaeomagnetic, Mineralogical and Geochemical Study. *Acta Carsologica*, 28, 2. DOI: 10.3986/ac.v28i2.483.
- Brook, G. A., Ford, D. C., 1978. The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary for their development. *Nature*, 275, 5680, str. 493-496. DOI: 10.1038/275493a0.

- Brook, G. A., Hanson, M., 1991. Double Fourier-Series Analysis of Cockpit and Doline Karst near Browns Town, Jamaica. *Physical Geography*, 12, 1, str. 37-54. DOI: 10.1080/02723646.1991.10642417.
- Buser, S. 2010. Geološka karta Slovenije 1 : 250.000. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.
- Čalić, J., 2011. Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term. *Geomorphology*, 134, 1-2, str. 32-42. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.06.029.
- Čar, J., 2001. Structural bases for shaping of dolines. *Acta Carsologica*, 30, 1, str. 239-256. DOI.
- Čar, J., 2018. Geostructural mapping of karstified limestones. *Geologija*, 61, 2, str. 133-162. DOI: <https://doi.org/10.5474/geologija.2018.010>.
- Čekada, M., Gostinčar, P., 2016. Uporaba lidarja v jamarstvu. V: Ciglić, R., Geršič, M., Perko, D., Zorn, M. (ur.). *Digitalni podatki*: Založba ZRC, str. 35-43.
- Čeru, T., Dolenec, M., Gosar, A., 2018. Application of Ground Penetrating Radar Supported by Mineralogical-Geochemical Methods for Mapping Unroofed Cave Sediments. URL:
- Čeru, T., Šegina, E., Knez, M., Benac, Č., Gosar, A., 2018. Detecting and characterizing unroofed caves by ground penetrating radar. *Geomorphology*, 303, str. 524-539. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.004>.
- Chen, Z., Auler, A. S., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts, A., Stevanovic, Z., Veni, G., Goldscheider, N., 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal*, 25, 3, str. 771-785. DOI: 10.1007/s10040-016-1519-3.
- Çiner, A., Stepišnik, U., Sarıkaya, M. A., Žebre, M., Yıldırım, C., 2019. Last Glacial Maximum and Younger Dryas piedmont glaciations in Blidinje, the Dinaric Mountains (Bosnia and Herzegovina): insights from ³⁶Cl cosmogenic dating. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 1, 1, str. 25-43. DOI: 10.1007/s42990-019-0003-4.
- Cordingley, J., 2006. Diving in caves. V: Gunn, J. (ur.). *Encyclopedia of caves and karst science*. New York: Fitzroy Dearborn, str. 624-628.
- Cramer, H., 1941. Die Systematik der Karstdolinen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 85, 1, str. 293-382. DOI.
- Cucchi, F., 2009. Kamenitzas. V: Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (ur.). *Karst rock features: karren sculpturing*. Ljubljana: Založba ZRC, str. 139-150.
- Cvijić, J., 1893a. Das Karstphänomen [The phenomenon of Karst]. *Geographischen Abhandlungen* Wien, 5, 3, str. 218-329. DOI.
- Cvijić, J., 1893b. Das Karstphänomen: Versuch einer Morphologischen Monographie. Wien: Hölzel.
- Cvijić, J., 1895. Karst: geografska monografija Beograd Srpska akademija nauka i umetnosti.
- Cvijić, J., 1900. Karsna polja zapadne Bosne i Hercegovine (Die Karstpoljen in Westbosnien und in Herzegowina). *Glas Srpske kraljevske akademije nauka*, 59, 1, str. 59-182. DOI.
- Cvijić, J., 1901. Morphologische Studien aus Bosnien, der Herzegowina und Montenegro. *Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft*, 3. DOI.
- Cvijić, J., 1918. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Revue de Géographie Alpine*, 6-4, str. 375-426 DOI.
- Cvijić, J., 1924. Types morphologiques de terrains calcaires. *Glasnik Geografskog društva*, 10, 1, str. 1-7. DOI.
- D'Ambrosi, C., 1966. Considerazioni sull'origine e sul periodo di svolgimento del ciclo carsico in atto nella Venezia Giulia con particolare riguardo all'Istria e al Carso di Trieste. *Atti e Memorie della Commissione Grotte »Eugenio Boegan«*, 1, 5, str. 29-47. DOI.
- Davis, W.M., 1901. An excursion in Bosnia, Herzegovina und Dalmatia. *Bulletin of Geographical Society of Philadelphia*, 3, 2, str. 47-50. DOI.
- 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.

- De Waele, J., Gutiérrez, F., 2022. Karst Hydrogeology, Geomorphology and Caves. London: Wiley.
- Demšar, M. 2016. Geološka karta Selške doline 1 : 25.000. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.
- DRSV, 2023a. eVode. Direkcija RS za vode. URL: <http://www.evode.gov.si/> (1.1.2022).
- DRSV, 2023b. eVode: Opozorilna karta poplav. URL: <https://podatki.gov.si/dataset/opozorilna-karta-poplav> (11.11.2023).
- Ehlen, J., 2004. Canyon. V: Gaudie, A. S. (ur.). Encyclopedia of Geomorphology. New York: Routledge, str. 116-116.
- Fabec, T., 2012. Geoarheološke lastnosti zapolnitev vrtač na Divaškem krasu (jugozahodna Slovenija) = Geoarchaeological nature of the doline infills in the Divača Karst region (SW Slovenia). V: Andrič, M., Toskan, B., Šilc, U., Bavec, M. (ur.). Dolgoročne spremembe okolja 1. Ljubljana: Inštitut za arheologijo ZRC SAZU, Založba ZRC, str. 43-54.
- Ferk, M., 2011. Morfogeneza kotline Rakov Škocjan. Geografski vestnik, 83, 1, str. 11-25. DOI.
- Ferk, M., 2016. Paleopoplave v porečju kraške Ljubljane. Ljubljana: Geografski inštitut Antona Melika.
- Ferk, M., Gabrovec, M., Komac, B., Zorn, M., Stepišnik, U., 2017. Pleistocene glaciation in Mediterranean Slovenia. V: Hughes, P. D., Woodward, J. C. (ur.). Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains: Geological Society of London.
- Ferk, M., Lipar, M., 2012. Eogenetic caves in Pleistocene carbonate conglomerate in Slovenia. Acta geographica Slovenica, 52, 1, str. 7-33. DOI: 10.3986/AGS52101.
- Ferk, M., Stepišnik, U., 2011. Geomorfološke značilnosti Rakovega Škocjana. Ljubljana: Založba ZRC.
- Field, M. S., 1999. Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology. Washington: U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, National Center for Environmental Assessment, Washington Office.
- Florea, L. J., Vacher, H. L., 2006. Springflow hydrographs: eogenetic vs. telogenetic karst. Ground Water, 44, 3, str. 352-361. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2005.00158.x.
- Ford, D., 1979. A review of Alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada. Bulletin of the National Speleological Society, 1, 41, str. 53-65. DOI.
- Ford, D., 1983. The glaciated valley land system. V: Eyles, N. (ur.). Glacial geology. Oxford: Pergamon, str. 91-110.
- Ford, D., Williams, P., 2007a. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- Ford, D., Williams, P. D., 2007b. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Chichester: Wiley.
- Frelih, M., 2003. Geomorphology of karst depressions: polje or uvala - a case study from Lučki dol. Acta Carsologica, 32, 2, str. 105-119. DOI.
- Frelih, M., 2014. Gostota, razporeditev in morfološke značilnosti vrtač na izbranih primerih v Sloveniji. Ljubljana: Oddelek za geografijo, Univerza v Ljubljani.
- Gabrovec, M., 1994. Relief in raba tal na dolomitnih območjih Slovenije. Doktorska disertacija. Ljubljana: Oddelek za geografijo Univerze v Ljubljani.
- Gabrovec, M., 1995. Dolomite areas in Slovenia with particular consideration of relief and land use = Dolomitne pokrajine v Sloveniji s posebnim ozirom na relief in rabo tal. Geografski zbornik, 1, 35, str. 7-44. DOI.
- Gabrovec, M., Hrvatin, M., 2018. Reliefni tipi. (ur.). Geološki atlas Slovenije. Ljubljana: Geološki zavod Slovenije, str. 104-105.
- Gabrovšek, F., Stepišnik, U., 2011. On the formation of collapse dolines: A modelling perspective. Geomorphology, 134, 1-2, str. 23-31. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.06.007.
- Gams, I., 1959. H geomorfologiji kraškega polja Globodola in okolice. Acta Carsologica, 2, 1, str. 27-65. DOI.

- Gams, I., 1962. Slepe doline v Sloveniji. Geografski zbornik, 7, 1, str. 263-306. DOI.
- Gams, I., 1963. Velo polje in problemi pospešene korozije. Geografski vestnik, 35, 1, str. 55-64. DOI.
- Gams, I., 1964. Izolanski kras. Proteus, 26, 9/10, str. 235-239. DOI.
- Gams, I., 1965. H kvartarni geomorfogenezi ozemlja med Postojnskim, Planinskim in Cerknjskim poljem. Geografski vestnik, 37, 1, str. 61-101. DOI.
- Gams, I., 1966. On the hydrology of the territory among the poljes of Postojna, Planina and Cerknica. Acta Carsologica, 4, 1, str. 5-54. DOI.
- Gams, I., 1968. Geomorfološko kartiranje na primeru Rakitne in Glinic. Geografski vestnik, 40, 1, str. 69-88. DOI.
- Gams, I., 1972. Geografsko raziskovanje krasa v Sloveniji. Geografski vestnik, 44, 1, str. 57-74. DOI.
- Gams, I., 1974. Kras : zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Ljubljana: Slovenska matica.
- Gams, I., 1978. The polje: the problem of definition: with special regard to the Dinaric karst. Zeitschrift für Geomorphologie, 22, 2, str. 170-181. DOI.
- Gams, I., 1985/1986. Kontaktni fluviokras. Acta Carsologica, 14/15, 1, str. 71-87. DOI.
- Gams, I., 1986. Kontaktni fluviokras. Acta Carsologica, 14/15, 1, str. 71-87. DOI.
- Gams, I., 1994. Spremenljivi pomen Krasa za krasoslovje med razvojem pojma kras. Annales, 4, 4, str. 135-142. DOI.
- Gams, I., 1995. Types of the contact karst. Studia carsologica, 6, 1, str. 98-116. DOI.
- Gams, I., 2000a. Doline morphogenetic processes from global and local viewpoint. Acta Carsologica, 29, 2, str. 123-138. DOI.
- Gams, I., 2000b. Doline morphogenetic processes from global and local viewpoint. Acta Carsologica, 29, str. 123-138. DOI.
- Gams, I., 2001. Notion and forms of contact karst. Acta Carsologica, 30, 2, str. 69-71. DOI.
- Gams, I., 2003. Kras v Sloveniji v prostoru in času. Ljubljana: Založba ZRC.
- Gams, I., 2004. Kras v Sloveniji - v prostoru in času [Karst in Slovenia - in Space and Time]. Ljubljana: Založba ZRC.
- Gams, I., Kunaver, J., Novak, D., Jenko, F., Savnik, R., 1962. Kraška terminologija. Geografski vestnik, 34, 1, str. 115-137. DOI.
- Gams, I., Kunaver, J., Radinja, D., 1973. Slovenska kraška terminologija. Ljubljana: Katedra za fizično geografijo, Univerza v Ljubljani.
- Geršl, M., Stepišnik, U., Šušteršič, S., 1999. The "unroofed cave" near the bunker (Laški Ravnik). Acta Carsologica, 28, 2, str. 77-90. DOI.
- Gèze, B., 1987. Les mésaventures des sources de l'Estavelle et de l'Inversac en Languedoc méditerranéen. International journal of speleology, 16, str. 101-109. DOI.
- Ginés, A., 2009. Karren landscapes and karren landforms. V: Ginés, A., Knez, M., Slabe, T. (ur.). Karst Rock Features : Karren Sculpturing. Ljubljana: Založba ZRC, str. 13-24.
- Godard, V., Ollivier, V., Bellier, O., Miramont, C., Shabanian, E., Fleury, J., Benedetti, L., Guillou, V., 2016. Weathering-limited hillslope evolution in carbonate landscapes. Earth and Planetary Science Letters, 446, str. 10-20. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.017>.
- Gospodarič, R., Habič, P., 1976. Underground water tracing: investigations in Slovenia 1972-1975. Postojna: SAZU, Institute for Kars Research SAZU.
- Gospodarič, R., Habič, P., 1979a. Karst phenomena of Cerknjsko polje. Acta Carsologica, 8, 1, str. 11-162. DOI.
- Gospodarič, R., Habič, P., 1979b. Kraški pojavi Cerknjskega polja. Acta Carsologica, 8, 1, str. 11-162. DOI.
- Gostinčar, P., 2011. Kontaktni kras v Kočevskem Rogu in Kočevski Mali gori. Dela, 35, str. 27-43. DOI: <https://doi.org/10.4312/dela.35.27-44>.
- Gostinčar, P., 2016a. Geomorphological characteristics of karst on contact between limestone

- and dolomite in Slovenia. PhD thesis. Ljubljana: Univerza v Novi Gorici.
- Gostinčar, P., 2016b. Geomorphological characteristics of karst on contact between limestone and dolomite in Slovenia: dissertation. Nova Gorica, [P. Gostinčar]: XXI, 276, 238.
- Gostinčar, P., Stepišnik, U., 2012. Geomorfološke značilnosti Kočevskega Roga in Kočevske Male gore s poudarkom na fluviodenudacijskem površju. Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete.
- Gostinčar, P., Stepišnik, U., 2023. Extent and spatial distribution of karst in Slovenia. *Acta geographica Slovenica*, 63, 1, str. 111-129. DOI: 10.3986/AGS.11679.
- Goudie, A., Goudie, V., 2013. *Encyclopedia of Geomorphology*. Taylor & Francis.
- Grlj, A., Grigillo, D., 2014. Uporaba digitalnega modela višin in satelitskega posnetka RapidEye za zaznavanje kraških kotanj in brezstropih jam Podgorskega krasa [Use of digital elevation model and RapidEye satellite image to locate karst depressions and unroofed caves of podgorski kras]. *Dela*, 42, 1, str. 129-147. DOI: <http://dx.doi.org/10.4312/dela.42.7.129-147>.
- Gruber, T., 1781. Gospoda Tobiasa Gruberja, svetnega duhovnika in c.-kr. gradbenega in navigacijskega direktorja v Temišvarskem Banatu, pisma hidrografske in fizikalne vsebine iz Kranjske gospodu Ignazu pl. von Bornu, c.-kr. pravemu dvornemu svetniku. Cerknica; Ljubljana: Knjižnica Jožeta Udoviča; »Maks Viktor«.
- Grund, A., 1914a. Der geographische Zyklus im Karst. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 52, str. 621-640. DOI.
- Grund, A., 1914b. Der geographische Zyklus in karst. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 8, 1, str. 621-640. DOI.
- Gunn, J., 2013. 6.7 Denudation and Erosion Rates in Karst. V: Shroder, J. F. (ur.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego: Academic Press, str. 72-81.
- Gvozdetkiy, N. A., 1965. Types of Karst in the U.S.S.R. *Separatum, Prob. Speleol. Res*, 1, 1, str. 47-54. DOI.
- Habič, P., 1968. Kraški svet med Idrijco in Vipavo. Ljubljana: Slovenska akademija znanosti in umetnosti.
- Habič, P., 1969. Hidrografska rajonizacija krasa v Sloveniji. *Krš Jugoslavije*, 1, 6, str. 79-88. DOI.
- Habič, P., 1975. Pivka in njena kraška jezera. V: Fatur, S. (ur.). *Ljudje in kraji ob Pivki*. Ljubljana: Kulturna skupnost Postojna, str. 41-50.
- Habič, P., 1978. Razporeditev kraških globeli v Dinarskem krasu. *Geografski vestnik*, 50, 1, str. 17-31. DOI.
- Habič, P., 1980. Nekatere značilnosti kopastega krasa v Sloveniji. *Acta Carsologica*, 9, 1, str. 5-25. DOI.
- Habič, P., 1982. Pregledna speleološka karta Slovenije. *Acta Carsologica*, 10, 1, str. 5-22. DOI.
- Habič, P., 1985. Površinska razčlenjenost Dinarskega krasa. *Acta Carsologica*, 14-15, 1, str. 39-58. DOI.
- Habič, P., Gospodarič, R., 1987. The Rakov Škočjan karst valley. V: Gams, I., Habič, P. (ur.). *Man's impact in Dinaric karst: guide-book*. Ljubljana: Department of Geography, str. 80-91.
- Habič, Š., 2005. Pivka, dolina presihajočih jezer. *Vrhnški razgledi*, 6, 1, str. 41-58. DOI.
- Hacquet, B., 1778. *Oryctographia Carniolica, oder Physikalische Erdbeschreibung des Herzogthums Krain, Istrien, und zum Theil der benachbarten Länder*. Leipzig: bey Johann Gottlob Immanuel Breitkopf.
- Hacquet, B., 2020. *Oryctographia Carniolica ali Fizikalno zemljepisje vojvodine Kranjske, Istre in deloma sosednjih dežel*. Cerknica; [Ljubljana]: Knjižnica Jožeta Udoviča; »Maks Viktor«.
- Hartmann, J., Moosdorf, N., 2012. The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface: TECHNICAL BRIEF. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, 12. DOI: 10.1029/2012GC004370.
- Hohenwart, F. J. H., 1837. *Wegweiser für die Wanderer in der berühmten Adelsberger Kaiser Ferdinands-Grotte bei Adelsberg in Krain*. Laibach: gedruckt bei Joseph Blasnik.

- Hrvatin, M., 2016. Morfometrične značilnosti površja na različnih kamninah v Sloveniji: Doktorska disertacija. Koper: Univerza na Primorskem.
- Huggett, R., John, 2017. *Fundamentals of Geomorphology*. London: Routledge.
- Huggett, R. J., 2007. *Fundamentals of Geomorphology*.
- Hughes, P. D., Allard, J. L., Woodward, J. C., Pope, R. J. J., 2023. Chapter 24 - The Balkans: glacial landforms during deglaciation. V: Palacios, D., Hughes, P. D., García-Ruiz, J. M., Andrés, N. (ur.). *European Glacial Landscapes*: Elsevier, str. 221-231.
- Hughes, P. D., Woodward, J. C., van Calsteren, P. C., Thomas, L. E., 2011. The glacial history of the Dinaric Alps, Montenegro. *Quaternary Science Reviews*, 30, 23-24, str. 3393-3412. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.08.016>.
- Jakucs, L., 1977. *Morphogenetics of Karst Regions*. Bristol: Adam Hilgar.
- Jelinić, I., Horvatinčić, N., Božič, V., 2001. Ledena jama u Lomskoj dolini. *Senjski zbornik*, 28, 1, str. 5-20. DOI.
- Jennings, J. N., 1964. Geomorphology of Punchbowl and Signature Caves. *Helectite*, 2, 1, str. 57-80. DOI.
- Jennings, J. N., 1979. Cave and Karst terminology. *AFS Newsletter*, 83, 1, str. 3-14. DOI.
- Jennings, J. N., 1985. *Karst Geomorphology*. Oxford: Basil Blackwell.
- Jones, W. K., White, W. B., 2005. Karst. V: White, W. B., Culver, D. C. (ur.). *Encyclopedia of caves*. Amsterdam: Elsevier, str. 430-438.
- Jurkovšek, B. 2008. Geološka karta severnega dela Tržaško-komenske planote 1:25.000 Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 1 zvd.
- Jurkovšek, B. 2013. Geološka karta Krasa 1: 100.000. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.
- JZS, K., 2023. Kataster jam Jamarske zveze Slovenije. URL: <https://www.jamarska-zveza.si/> (1. 1. 2021).
- Kaufmann, G., 2009. Modelling karst geomorphology on different time scales. *Geomorphology*, 106, 1, str. 62-77. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.016>.
- Kaufmann, G., Romanov, D., 2016. Structure and evolution of collapse sinkholes: Combined interpretation from physico-chemical modelling and geophysical field work. *Journal of Hydrology*, 540, str. 688-698. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.050>.
- Kirn, T., 2016. Naravovarstvena izhodišča za varovanje Pivških presihajočih jezer: Magistrsko delo Ljubljana: Univerza v Ljubljani.
- Klimchouk, A., 2007. *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute.
- Knez, M., Slabe, T., 2002. Unroofed caves are an important feature of karst surfaces: examples from the classical karst. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46, 2, str. 181-191. DOI: [10.1127/zfg/46/2002/181](https://doi.org/10.1127/zfg/46/2002/181).
- Knez, M., Slabe, T., 2016. Unroofed Caves and Recognising them in Karst Relief (Discoveries during Motorway Construction at Kozina, South Slovenia). *Acta Carsologica*, 28, 2. DOI: [10.3986/ac.v28i2.486](https://doi.org/10.3986/ac.v28i2.486).
- Kodelja, B., Žebre, M., Stepišnik, U., 2013. *Pole-denitev Trnovskega gozda*. Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani.
- Komac, B., 2003. Dolomite relief in the Žibrše Hills. *Acta geographica Slovenica*, 43, 2, str. 7-30. DOI: <https://doi.org/10.3986/AGS43201>.
- Komac, B., 2004. Dolomitni kras ali fluviokras? *Geografski vestnik*, 1, 76, str. 53-60. DOI.
- Komac, B., 2006. *Dolec kot značilna oblika dolomitnega površja*. Ljubljana: Založba ZRC.
- Komac, M., Urbanc, J., 2017. Map of the spatial distribution and karstification intensity of surficial karst areas in Slovenia 1:250.000. Ljubljana: Geološki zavod Slovenije.
- Košutnik, J., 2007. Questions of dry valleys on karst: case study of Mali dol, Kras (Slovenia). *Acta Carsologica*, 36, 3, str. 425-431. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v36i3.176>.

- Kovačič, G., 2006. Relief evolution in the hinterland of the Pivka River. *Acta geographica Slovenica*, 46, 1, str. 33-55. DOI: 10.3986/AGS46102.
- Kovačič, G., 2008. Vzroki in posledice poplav v povirju reke Pivke. V: Zorn, M., Komac, B., Pavšek, M., Pagon, P. (ur.). *Naravne nesreče v Sloveniji*. Ljubljana: Založba ZRC, str. 75-83.
- Kozamernik, E., Colucci, R. R., Stepišnik, U., Forte, E., Žebre, M., 2018. Spatial and climatic characterization of three glacial stages in the Upper Krnica Valley, SE European Alps. *Quaternary International*, 470, str. 67-81. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.05.047>.
- Kranjc, A., 1981. Poplavni svet na Kočevskem polju. *Geografski zbornik*, 21, 1, str. 117-155. DOI.
- Kranjc, A., 1986. Recentni fluvialni jamski sedimenti, njihovo nastajanje in vloga v speleogenezi Ljubljana: Univerza v Ljubljani.
- Kranjc, A., 1992. Intenzivnost zakrasevanja v dolomitnem krasu (na primeru Lašč). *Geografski vestnik*, 64, 1, str. 9-18. DOI.
- Kranjc, A., 1998. Kraške vode. (ur.). *Geografski atlas Slovenije: država v prostoru in času*. Ljubljana: DZS, str. 92-93.
- Kranjc, A., 2003. Balthasar Hacquet, predecessor of modern karstology. *Hacquetia*, 2, 2, str. 129-138. DOI.
- Kranjc, A., 2008. Kraška terminologija - pojmi z dinarskega krasa. *Geografija v šoli*, 17, 2, str. 3-10. DOI.
- Kranjc, A., 2010. Short history of research. V: Mihevc, A., Prelovšek, M., Zupan Hajna, N. (ur.). *Introduction to the Dinaric Karst*. Postojna: Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, str. 9-13.
- Kranjc, A., Mihevc, A., 1988. Poplavni svet ob Notranjski Reki. *Geografski zbornik*, 28, 1, str. 193-218. DOI.
- Kranjc, A., Snoj, M., Pleterski, A., 2002. Kako so pred tisočletji Dravidi in »Praslovenci« živel skupaj v jamah na Krasu in gojili teran ter še o marsičem drugem. *Acta Carsologica*, 31, 3, str. 183-186. DOI.
- Krešić, N., 1988. *Karst i pećine Jugoslavije*. Beograd: Naučna knjiga.
- Kunaver, J., 1961. Visokogorski kras vzhodnih Juljskih in Kamniških Alp. *Geografski vestnik*, 33, 1, str. 95-135. DOI.
- Kunaver, J., 1962. Terminologija visokogorskih kraških oblik. *Geografski vestnik*, 34, 1, str. 123-127. DOI.
- Kunaver, J., 1983. Geomorphology of the Kanin Mountains with special regard to the glaciokarst. *Geografski zbornik*, 12, 1, str. 201-343. DOI.
- Kunaver, J., 2009. The nature of limestone pavements in the central part of the southern Kanin Plateau (Kaninski podi), western Julian Alps. V: Ginés, A. (ur.). *Karst rock features : karren sculpturing*. Ljubljana: Založba ZRC, str. 299-312.
- Kunaver, P., 1922. *Kraški svet in njegovi pojavi*. Ljubljana: Učiteljska tiskarna.
- Kunaver, P., 1966. *Rakov Škocjan*. Ljubljana: Mladinska knjiga.
- Kure, K., 2023. *Geomorfološke značilnosti Čepovanskega dola: Magistrsko delo*. Ljubljana: Filozofska fakulteta.
- Lacroix, M., 2004. Cryptokarst. V: Goudie, A. S. (ur.). *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, str. 205-205.
- Lehmann, H., 1954. Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen. *Erdkunde*, 8, 2, str. 130-139. DOI.
- Lipar, M., Ferk, M., 2011. Eogenetic caves in conglomerate: an example from Udin Boršt, Slovenia. *International Journal of Speleology*, 40, 1, str. 53-64. DOI: 10.5038/1827-806X.40.1.7.
- Lipar, M., Ferk, M., 2015. Karst pocket valleys and their implications on Pliocene-Quaternary hydrology and climate: Examples from the Nullarbor Plain, southern Australia. *Earth-Science Reviews*, 150, str. 1-13. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.002>.
- Lipar, M., Ferk, M., 2022. Fluviokarst on Quaternary eogenetic conglomerates; an example from Slovenia. V: UIS (ur.). *18th International Congress of Speleology: UIS*, str. 57-60.

- Lipar, M., Martín-Pérez, A., Tičar, J., Pavšek, M., Gabrovec, M., Hrvatin, M., Komac, B., Zorn, M., Zupan Hajna, N., Zhao, J. X., Drysdale, R. N., Ferk, M., 2021. Subglacial carbonate deposits as a potential proxy for a glacier's former presence. *The Cryosphere*, 15, 1, str. 17-30. DOI: 10.5194/tc-15-17-2021.
- Lipar, M., Stepišnik, U., Ferk, M., 2019. Multiphase breakdown sequence of collapse doline morphogenesis: An example from Quaternary aeolianites in Western Australia. *Geomorphology*, 327, str. 572-584. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.031>.
- Lowe, D., Waltham, T., 2002. *Dictionary of Karst and Caves: A Brief Guide to the Terminology and Concepts of Cave and Karst Science*. Great Hucklow: British Cave Research Association.
- Mais, K., 2016. Roofless Caves, a Polygenetic Status of Cave Development with Special References to Cave Regions in the Eastern Calcareous Alps in Salzburg and Central Alps, Austria. *Acta Carsologica*, 28, 2. DOI: 10.3986/ac.v28i2.489.
- Martel, E. A., 1894. *Les abîmes les eaux souterraines, les cavernes, les sources la speleologie*. Paris: Delagrave.
- Melik, A., 1935. *Slovenija : geografski opis*. Ljubljana: Slovenska matica.
- Melik, A., 1955a. *Kraška polja Slovenije v pleistocenu*. Ljubljana: SAZU.
- Melik, A., 1955b. Nekaj glacioloških opazanj iz zgornje Doline. *Geografski zbornik*, 3, 1, str. 299-318. DOI.
- Melik, A., 1959. *Posavska Slovenija*. Ljubljana: Slovenska matica.
- Melik, A., 1961. Fluvialni elementi na krasu. *Geografski zbornik*, 6, 1, str. 333-362. DOI.
- Melik, A., 1962. O dolih na krasu. *Arheološki vestnik*, 13/14, 1, str. 223-240. DOI.
- Mihevc, A., 1985. Geomorfološka karta ozemlja Logaških Rovt = Geomorphological map of Logaške rove. *Acta Carsologica*, 14-15, 1, str. 207-218. DOI.
- Mihevc, A., 1987. Logatec, Logaško Polje, and Logaščica. V: Gams, I., Habič, P. (ur.). *Man's impact in Dinaric karst*. Ljubljana: Department of geography, University of Ljubljana, str. 60-64.
- Mihevc, A., 1991a. Morfološke značilnosti ponornega kontaktnega krasa v Sloveniji. *Geografski vestnik*, 63, 1, str. 41-50. DOI.
- Mihevc, A., 1991b. Morfološke značilnosti ponornega kontaktnega krasa: izbrani primeri s slovenskega krasa. Magistrsko delo. Ljubljana: Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta.
- Mihevc, A., 1994. Morfološke značilnosti Matarskega podolja. *Annales. Series historia naturalis.*, str. 163-168. DOI.
- Mihevc, A., 1996. Brezstropa jama pri Povirju. *Nase jame*, 38, str. 65-75. DOI.
- Mihevc, A., 1998a. *Kraško površje*. (ur.). *Geografski atlas Slovenije: država v prostoru in času*. Ljubljana: DZS, str. 90-91.
- Mihevc, A., 1998b. *Speleogeneza matičnega krasa: Doktorska disertacija*. Ljubljana: Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta.
- Mihevc, A., 2001. *Speleogeneza Divaškega krasa*. Ljubljana: Založba ZRC, ZRC SAZU.
- Mihevc, A., 2007. New interpretations of fluvial sediments from the Kras. *Dela*, 28, 2, str. 15-28. DOI: 10.4312/dela.28.2.15-28.
- Mihevc, A., 2010. *Geomorphology. V: Mihevc, A., Prelovšek, M., Zupan Hajna, N. (ur.). Introduction to Dinaric karst*. Postojna: IZRK ZRC SAZU, str. 30-43.
- Mihevc, A., Mihevc, R., 2019. Distribution of dolines in Slovenia defined by LIDAR data sets and machine learning. V: Blatnik, M. (ur.). *Karst hydrogeology - research trends and applications*. Ljubljana: Založba ZRC, str. 116-116.
- Mihevc, A., Mihevc, R., 2021. Morphological characteristics and distribution of dolines in Slovenia, a study of a lidar-based doline map of Slovenia. *Acta Carsologica*, 50, 1. DOI: 10.3986/ac.v50i1.9462.

- Mihevc, A., Slabe, T., Šebela, S., 1998. Denuded caves - An Inherited element in the Karst Morphology; The case from Kras. *Acta Carsologica*, 27, 1, str. 165-174. DOI.
- Mihevc, A., Stepišnik, U., 2011. Uporaba metode električne upornosti tal na primeru Divaške jame. *Dela*, 35, 1, str. 45-54. DOI: 10.4312/dela.35.45-54.
- Mihevc, A., Zupan Hajna, N., 1996. Clastic sediments from dolines and caves found during the construction of the motorway near Divača, on the classical Karst. *Acta Carsologica*, 25, 1, str. 169-191. DOI.
- Mihevc, A., Zupan Hajna, N., 2007. Sestava in izvor klastičnih sedimentov iz vrtač in brezstropih jam pri Divači. V: Knez, M., Slabe, T. (ur.). *Kraški pojavi, razkriti med gradnjo slovenskih avtocest*. Ljubljana: Založba ZRC, str. 153-162.
- Mikulčić Pavlaković, S., Crnjaković, M., Tibljaš, D., Šoufek, M., Wacha, L., Frechen, M., Lacković, D., 2011. Mineralogical and geochemical characteristics of Quaternary sediments from the Island of Susak (Northern Adriatic, Croatia). *Quaternary International*, 234, 1, str. 32-49. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.005>.
- MKGP, 2023. Dejanska raba tal. URL: <https://rkg.gov.si/>
- Mlakar, I., Čar, J. 2009. Geološka karta idrijsko-cerkljanskega hribovja med Stopnikom in Rovtami 1:25.000. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije; = Geological Survey of Slovenia: 1 zvd.
- Mojsisovicz, E., 1880. Zur Geologie der Karst Erscheinungen. *Jahrbuch der Geologische Reichsanstalt*, 30, 3, str. 1-30. DOI.
- Monroe, W. H., 1970a. A Glossary of Karst Terminology. Washington: U. S. department of the interior.
- Monroe, W. H., 1970b. A Glossary of Karst Terminology. Washington D.C.: U.S. Geological Survey.
- Myloie, J. E., Myloie, J. R., 2013. Pseudokarst Caves in the Littoral Environment. V: Lace, M. J., Myloie, J. E. (ur.). *Coastal Karst Landforms*. Dordrecht: Springer Netherlands, str. 3-14.
- Nagel, J. A., 1748. Opis na najvišji ukaz Njegovega rimskocesar. in kralj. veličanstva Franca I. raziskanih redkosti narave, ki se nahajajo v vojvodini Kranjski. Cerknica; Ljubljana: Knjižnica Jožeta Udoviča; "Maks Viktor".
- Nagode, M., 2002. Raziskave požiralnikov Logaščice v Jački. *Nase jame*, 44, 1, str. 141-148. DOI.
- Novak, D., 1962. Kraške oblike z vodno funkcijo. *Geografski vestnik*, 34, 1, str. 129-132. DOI.
- Novak, D., 1993. Hydrogeological research of the Slovenian karst. *Nase jame*, 35, 1, str. 15-20. DOI.
- Novljan, Ž., 2019. Vrtače na pobočjih. Ljubljana: Filozofska fakulteta.
- Novljan, Ž., 2021. Morfometrija in gostota vrtač na izbranih pobočjih slovenskega krasa. str. 89-108. DOI: 10.4312/dela.56.89-108.
- Ogrin, M., 2007. Minimalne temperature v slovenskih mraziščih v zimi 2006/07. *Dela*, 28, 1, str. 221-237. DOI: <https://doi.org/10.4312/dela.28.221-237>.
- Otoničar, B., 2021. Speleogenesis and depositional history of paleokarst phreatic caves/cavities; Podgrad, SW Slovenia. *Acta Carsologica*, 50, 1. DOI: 10.3986/ac.vi.9945.
- Ozis, L., 2018. Morfogeneza spodmolov v Slovenski Istri: Doktorska disertacija. Ljubljana:
- Ozis, L., Šmuc, A., 2015. Lehnjakasti kapniki v spodmolih v slovenski Istri. *Geografski vestnik*, 87, 2, str. 9-22. DOI: 10.3986/GV87201.
- Palmer, A. N., 2007. *Cave Geology*. Dayton: Cave Books.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., Vassilopoulos, A., 2009. *Mapping Geomorphological Environments*. Berlin Heidelberg: Springer.
- Penck, A., 1900. *Geomorphologische Studien aus der Herzegovina*. Zeitschrift der deutschen und osterreichischen Alpenvereins, 31. DOI.
- Pešić, V., Grabowski, M., Hadžiallahović, S., Marić, D., Paunović, M., 2020. The Biodiversity and Biogeographical Characteristics of the River Basins of Montenegro. V: Pešić, V., Paunović, M., Kostianoy, A. G. (ur.). *The Rivers*

- of Montenegro. Cham: Springer International Publishing, str. 157-200.
- Poljak, M., 2017. Geološka karta vzhodnega dela Krške kotline 1:25.000 Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.
- Pope, R. J., Hughes, P. D., Skourtsos, E., 2015. Glacial history of Mt Chelmos, Peloponnese, Greece. V: Hughes, P. D., Woodward, J. C. (ur.). *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. London: Geological Society, str. 211-236.
- Radinja, D., 1967. Vremenska dolina in Divaški Kras : problematika kraške morfogeneze. *Geografski zbornik*, 10, str. str. 157-269, [154] pril. DOI.
- Ravbar, N., 2002. Chinese karst terminology (Examples from tropical and subtropical karst). *Acta Carsologica*, 31, 2, str. 189-208. DOI.
- Resnik Planinc, T., 2016. The new paradigm of solution dolines. *Geografski vestnik*, 88, 1, str. 65-78. DOI: <https://doi.org/10.3986/GV88104>.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C., Miller, J. R., 2002. *Process geomorphology*. Boston: McGraw-Hill Boston.
- Roglić, J., 1957. Zaravni na vapnencima. *Geografski glasnik*, 19, 1, str. 103-134. DOI.
- Roglić, J., 1958. Odnos riječne erozije i krškog procesa. V. kongres geografa FNR Jugoslavije, str. 103-134. DOI.
- Rus, J., 1924. Slovenska zemlja: kratka analiza njene zgradnje in izoblike. Zvezna tiskarna in knjigarna.
- Sauro, U., 2003. The dolina: emblematic and problematic karst landform. *Dela*, 20, 1, str. 43-60. DOI.
- Sauro, U., 2012. Closed Depressions in Karst Areas. V: Culver, W. B., White, D. C. (ur.). *Encyclopedia of Caves (Second Edition)*. Amsterdam: Academic Press, str. 140-155.
- Schmidl, A., 1854. *Die Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas: mit einem Heft Tafeln in Folio*. Wien: W. Braumüller.
- Šebela, S., 1995. Jama brez stropa. *Življenje in tehnika*, 46, 5, str. 60-61. DOI.
- Šebela, S., 2016. Morphological and Geological Characteristics of Two Denuded Caves in SW Slovenia. *Acta Carsologica*, 28, 2. DOI: 10.3986/ac.v28i2.491.
- Šerko, A., 1947. Kraški pojavi v Jugoslaviji. *Geografski vestnik*, 19, 1, str. 43-70. DOI.
- Sharma, V. K., 2010. *Introduction to Process Geomorphology*. London: CRC Press.
- Šifrer, M., 1959. Obseg pleistocenske poledenitve na Notranjskem Snežniku *Geografski zbornik*, 5, 1, str. 27-83. DOI.
- Šifrer, M., 1967. Kvartarni razvoj doline Rašice in Dobrega polja. *Geografski zbornik*, 10, str. 273-305. DOI.
- Slabe, T., Knez, M., 2004. Kraške podtalne skalne oblike. *Annales*, 14, 2, str. 259-266. DOI.
- 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. DOI.
- Stefanovski, S., 2018. Uporaba digitalnega modela višin pri proučevanju kopastega krasa na izbranih območjih : Zaključna seminarska naloga Ljubljana: Oddelek za Geografijo, Univerza v Ljubljani.
- Stefanovski, S., Grk, J., Hočevar, G., 2021. Kvantitativni model vrednotenja geodiverzitete na podlagi raznolikosti in gostote elementov geodiverzitete na primeru kontaktnega krasa med Kočevsko Reko ter Kostelom. *Dela*, 54, str. 75-103. DOI: 10.4312/dela.54.75-103.
- Stefanovski, S., Stepišnik, U., 2024. *Konte na Jelovici in Pokljuki*. Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete.
- Stepišnik, U., 2004. The origin of sediments inside the collapse dolines of Postojna karst (Slovenia) = Izvor sedimentov v udornicah postojnskega krasa (Slovenija). *Acta Carsologica*, 33, 1, str. 237-244. DOI.
- Stepišnik, U., 2006a. Loamy sediment fills in collapse dolines near the Ljubljana River springs,

- Dinaric Karst, Slovenia. *Cave and Karst Science*, 33, 3, str. 105-110. DOI: 10.4312/dela.26.6.75-89.
- Stepišnik, U., 2006b. Udornice na slovenskem krasu : Doktorska disertacija. Ljubljana: Oddelek za geografijo, Univerza v Ljubljani.
- Stepišnik, U., 2008. The application of electrical resistivity imaging in collapse doline floors: Divača karst, Slovenia. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42, str. 41-56. DOI.
- Stepišnik, U., 2010a. Relict alluvial fans of Matarsko podolje and Vrhpoljska brda, Slovenia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54, 1, str. 17-29. DOI: 10.1127/0372-8854/2010/0054-0002.
- Stepišnik, U., 2010b. Udornice v Sloveniji. Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete.
- Stepišnik, U., 2011. Sediments in collapse dolines on the Kras plateau, Slovenia. *Acta geographica Slovenica*, 51, 1, str. 233-252. DOI: 10.3986/AGS51201.
- Stepišnik, U., 2015a. Krasno polje on Velebit Mountain: morphographic and morphogenetic characteristics *Hrvatski geografski glasnik*, 77, 2, str. 85-99. DOI: <https://doi.org/10.21861/HGG.2015.77.02.05>.
- Stepišnik, U., 2015b. The problem of dissolution doline definition. *Dela*, 43. DOI: 10.4312/dela.43.2.29-40.
- Stepišnik, U., 2017a. Dinarski kras: plitvi kras Zgornje Pivke. Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete.
- Stepišnik, U., 2017b. Dinarski kras: plitvi kras Zgornje Pivke. Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani.
- Stepišnik, U., 2020a. Fizična geografija krasa Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete.
- Stepišnik, U., 2020b. Kraška polja v Sloveniji. *Dela*, 53, str. 23-43. DOI: 10.4312/dela.53.23-43.
- Stepišnik, U., 2021a. Fluviokras Žibrske planote s Hotenjskim in Logaškim kraškim poljem. *Dela*, 55, 1, str. 41-68. DOI: 10.4312/dela.55.41-68.
- Stepišnik, U., 2021b. Fluviokras Žibrske planote s Hotenjskim in Logaškim kraškim poljem. *Dela*, 55, str. 41-68. DOI: 10.4312/dela.55.41-68.
- Stepišnik, U., 2021c. Kraška polja v Sloveniji. *Dela*, 53, str. 23-43. DOI: 10.4312/dela.53.23-43.
- Stepišnik, U., 2022. Geomorfološke značilnosti. V: Ogrin, M. (ur.). *Geografski oris občine Loški Potok*. Ljubljana: Znanstvena založba Filozofske fakultete, str. 13-22.
- Stepišnik, U., 2009. Active and relict alluvial fans on contact karst of the Vrhpoljska brda hills, Slovenia. *Acta geographica Slovenica*, 49, 2, str. 245-262. DOI: 10.3986/AGS49201.
- Stepišnik, U., Ferk, M., 2024. Morphogenesis and classification of corrosion plains in Slovenia. *Acta geographica Slovenica*, 64, 1, str. 7-22. DOI: 10.3986/AGS.11774.
- Stepišnik, U., Ferk, M., Kodelja, B., Burger, B., Abramović, M., Peterca, S., 2009a. Brezstropa jama v Podbojevem lazcu, Rakov Škocjan. *Dela*, 0, 31, str. 37-53. DOI: 10.4312/dela.31.37-53.
- Stepišnik, U., Ferk, M., Kodelja, B., Medenjak, G., Mihevc, A., Natek, K., Žebre, M., 2009b. Glaciokarst of western Orjen, Montenegro. *Cave and karst science : the transactions of the British Cave Research Association*, 36, 1, str. 21-28. DOI.
- Stepišnik, U., Gostinčar, P., 2020. Periodically inundated uvalas and collapse dolines of Upper Pivka, Slovenia. *Acta geographica Slovenica*, 60, 2, str. 92-105. DOI: 10.3986/AGS.8051.
- Stepišnik, U., Grlj, A., 2018. Caves, denuded caves and collapse dolines as past hydrological pattern indicators of the Grabovica plateau, the Dinaric karst (Bosnia and Herzegovina). *Dela*, 49, 1, str. 95-111. DOI: 10.4312/dela.49.95-111.
- Stepišnik, U., Kosec, G., 2011. Modelling of slope processes on karst. *Acta Carsologica*, 40, 2, str. 267-273. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v40i2.11>.
- Stepišnik, U., Mihevc, A., 2008. Investigation of structure of various surface karst formations in limestone and dolomite bedrock with application of the Electrical resistivity imaging. *Acta Carsologica*, 37, 1, str. 133-140. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v37i1.165>.
- Stepišnik, U., Stojilković, B., Hočevár, G., 2019. Geomorfološke značilnosti Severnega Velebita. V: Stepišnik, U. (ur.). *Dinarski kras: Severni*

- Velebit. Ljubljana: Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta, str. 21-43.
- Stojilković, B., 2016. Glaciation of the Eastern Kamnik-Savinja Alps and dictionary of English-Slovene glaciological terminology. Ljubljana: Univerza v Ljubljani.
- Stojilković, B., Stepišnik, U., Žebre, M., 2013. Pleistocenska poledenitev v Logarski dolini. Dela, 40, 1, str. 25-38. DOI: <https://doi.org/10.4312/dela.40.25-38>.
- Summerfield, M. A., 1996. Global geomorphology: an introduction to study of landforms. London: Longmann.
- Summerfield, M. A., 2013. Global Geomorphology. London; New York: Routledge, Taylor & Francis Group.
- Šušteršič, F., 1973. K problematiki udornic in sorodnih oblik visoke Notranjske. Geografski vestnik, 45, str. 71-86. DOI.
- Šušteršič, F., 1983. Preprost model preoblikovanja udornic. Acta Carsologica, 12, str. 1-32. DOI.
- Šušteršič, F., 1986. Model čistega krasa in nasledki v interpretaciji površja. Acta Carsologica, 21, 1, str. 97-116. DOI.
- Šušteršič, F., 1991. Kras. V: Javornik, M. (ur.). Enciklopedija Slovenije. Ljubljana: Mladinska knjiga, str. 397-398.
- Šušteršič, F., 1994. Classic Dolines of Classical Site. Acta Carsologica, 23, 1, str. 123-154. DOI.
- Šušteršič, F. 2000. Are collapse dolines formed only by collapse? . 8th International Karstological School - Collapse Dolines, Postojna, June 26-29th, 2000. Ljubljana, Slovenska akademija znanosti in umetnosti; Znanstveno-raziskovalni center SAZU: Str. 213-230.
- Šušteršič, F., 2003. Collapse dolines, deflector faults and collector channels. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1, 3, str. 1-10. DOI.
- Šušteršič, F., 2004. Cave Sediments and Denuded Caverns in the Laški Ravnik, Classical Karst of Slovenia. V: Sasowsky, I. D., Mylroie, J. (ur.). Studies of Cave Sediments. New York: Springer US, str. 123-134.
- Šušteršič, F., 2006. Relationships between deflector faults, collapse dolines and collector channel formation: some examples from Slovenia. International journal of speleology, 35, 1, str. 1-12. DOI: 10.5038/1827-806X.35.1.1.
- Šušteršič, F., 2016. Vertical Zonation of the Speleogenetic Space. Acta Carsologica, 28, 2. DOI: 10.3986/ac.v28i2.492.
- Šušteršič, F., Čar, J., Šebela, S., 2001. Zbirni kanali in zaporni prelomi = collector channels and deflector faults. Nase jame, 43, str. 8-22. DOI.
- Šušteršič, F., Šušteršič, S., 2003. Formation of the Cerkniščica and the Flooding of Cerkniško Polje. Acta Carsologica, 32, 2. DOI: 10.3986/ac.v32i2.342.
- Švara, A., 2023. Morphogenesis of the Postojna Basin karst periphery: dissertation. Nova Gorica: Univerza v Novi Gorici.
- Švara, A., Mihevc, A., Zupan Hajna, N., 2023. Active and relict contact karst morphological forms of the Slavina corrosional plain. Acta Carsologica, 51, 2. DOI: 10.3986/ac.v51i2.10788.
- Sweeting, M. M., 1973. Karst Landforms. New York: Columbia University Press.
- Tičar, J., 2015. Geomorfološke značilnosti izbranih zatrepnih dolin v Sloveniji. Geografski vestnik, 87, 1, str. 23-42. DOI: <https://doi.org/10.3986/GV87102>.
- Vacher, H., Mylroie, J., 2002. Eogenetic Karst From the Perspective of an Equivalent Porous Medium. Carbonates and Evaporites, 17, 1, str. 182-196. DOI: 10.1007/BF03176484.
- Valvasor, J. V., 1689. Čast in slava vojvodine Kranjske [Die Ehre des Herzogthums Crain]. Ljubljana: Zavod Dežela Kranjska, str. 3532.
- Verbovšek, T., 2024. Analysis of Karst Surface Anisotropy Using Directional Semivariograms, Slovenia. Pure and Applied Geophysics. DOI: 10.1007/s00024-023-03411-x.
- Verbovšek, T., Gabor, L., 2019. Morphometric properties of dolines in Matarsko podolje, SW Slovenia. Environmental Earth Sciences, 78, 14, str. 396. DOI: 10.1007/s12665-019-8398-6.

- Veress, M., 2009a. Karst Environments. Karren Formation in High Mountains. Dordrecht: Springer.
- Veress, M., 2009b. Rinnenkarren. V: Veress, M. (ur.). Karst rock features: karren sculpturing. Ljubljana: Založba ZRC, str. 211-235.
- Veress, M., 2009c. Trittkarren. V: Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (ur.). Karst rock features: karren sculpturing. Ljubljana: Založba ZRC, str. 152-159.
- Veress, M., 2016a. Covered Karsts. London: Springer.
- Veress, M., 2016b. Postglacial evolution of paleodepressions in glaciokarst areas of the Alps and the Dinarides. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 60, str. 343-358. DOI: 10.1127/zfg/2016/0331.
- Veress, M., 2020. Karst Types and Their Karstification. *Journal of Earth Science*, 31, 3, str. 621-634. DOI: 10.1007/s12583-020-1306-x.
- Viles, H. A., 1984. Biokarst: review and prospect. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 8, 4, str. 523-542. DOI: 10.1177/030913338400800403.
- Viles, H. A., 2004. Biokarst. V: Goudie, A. (ur.). *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, str. 86-87.
- Von Osinski, W., 1935. Karst Windows. *Proceedings of the Indiana Academy of Science*, 44, 1, str. 161-165. DOI.
- Vrhovec, T., Mihajlovski, M., 1996. Podpeško jezero. *Nase jame*, 38, 1, str. 114-115. DOI.
- Wacha, L., Rolf, C., Hambach, U., Frechen, M., Galović, L., Duchoslav, M., 2018. The Last Glacial aeolian record of the Island of Susak (Croatia) as seen from a high-resolution grain-size and rock magnetic analysis. *Quaternary International*, 494, str. 211-224. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.016>.
- Wacha, L., Vlahović, I., Tsukamoto, S., Kovačić, M., Hasan, O., Pavelić, D., 2016. The chronostratigraphy of the latest Middle Pleistocene aeolian and alluvial activity on the Island of Hvar, eastern Adriatic, Croatia. *Boreas*, 45, 1, str. 152-164. DOI: <https://doi.org/10.1111/bor.12141>.
- Waltham, T., Bell, F., Culshaw, M., 2005. Sinkholes and subsidence : Karst and cavernous rocks in engineering and construction. Chichester: Springer; Praxis.
- White, W. B., 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford: Oxford university press.
- Williams, P. D., 2004. Karst. V: Goudie, A. S. (ur.). *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, str. 568-594.
- Williams, P. D., 2006a. Dolines. V: Gunn, J. (ur.). *Encyclopedia of Caves and Karst science* New York: Fitzroy Dearborn, str. 628-642.
- Williams, P. W., 1972. Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea. *GSA Bulletin*, 83, 3, str. 761-796. DOI: 10.1130/0016-7606.
- Williams, P. W., 2006b. Karst evolution. V: Gunn, J. (ur.). *Encyclopedia of Karst and Cave Science*. New York: Fitzroy Dearborn, str. 1020-1024.
- Wissmann, H., 1954a. Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens. *Erdkunde*, 8, 2, str. 122-130. DOI.
- Wissmann, H., 1954b. Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens. *Erdkunde*, 8, 2. DOI.
- Žebre, M., Sarıkaya, M. A., Stepišnik, U., Yıldırım, C., Çiner, A., 2019. First ³⁶Cl cosmogenic moraine geochronology of the Dinaric mountain karst: Velež and Crvanj Mountains of Bosnia and Herzegovina. *Quaternary Science Reviews*, 208, str. 54-75. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.02.002>.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2014a. Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps: Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia). str. 9-9. DOI: <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1095133>.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2014b. Reconstruction of Late Pleistocene glaciers on Mount Lovćen, Montenegro. *Quaternary International*, 353, str. 225-235. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.006>.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2015a. Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps:

- Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia). *Journal of Maps*, 12, 5, str. 873-881. DOI: 10.1080/17445647.2015.1095133.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2015b. Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 11, str. 1493-1505. DOI: 10.1002/esp.3731.
- Žebre, M., Stepišnik, U., 2018. Poledenitev Dinarškega gorstva v Sloveniji. *Geografski obzornik*, 65, 2, str. 4-13. DOI.
- Žebre, M., Stepišnik, U., Colucci, R. R., Forte, E., Monegato, G., 2016. Evolution of a karst polje influenced by glaciation : the Goman-ce piedmont polje (northern Dinaric Alps). str. 143-154. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.005>.
- Žebre, M., Stepišnik, U., Kodelja, B., 2013. Sledovi pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu. *Dela*, 39, str. 157-170. DOI: <https://doi.org/10.4312/dela.39.157-170>.
- Zhu, X., Zhu, D., Zhang, Y., Lynch, E. M., 2013. Tower Karst and Cone Karst. V: Shroder, J. F. (ur.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego: Academic Press, str. 327-340.
- Zorn, M., Kumer, P., Ferk, M., 2015. Od gozda do gozda ali kje je goli, kamniti Kras? *Kronika*, 63, 1, str. 561-574. DOI.
- Žumer, J., 2004. Odkritje podmorskih termalnih izvirov. *Geografski obzornik*, 51, 2, str. 11-17. DOI.
- Zupan Hajna, N., 2002. Chemical weathering of limestones and dolomites in a cave environment. V: Gabrovšek, F. (ur.). *Evolution of karst: from prekarst to cessation*. Postojna: Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU; Založba ZRC, str. 347-356.
- Zupan Hajna, N., 2004. Karst in Slovenia. V: Orožen Adamič, M. (ur.). *Slovenia: a geographical overview*. Ljubljana: Association of the Geographical Societies of Slovenia; Založba ZRC, str. 39-44.
- Žvab Rožič, P., Čar, J., Rožič, B., 2015. Geological structure of the Divača area and its influence on the speleogenesis and hydrogeology of Kačna jama. *Acta Carsologica*, 44, str. 153-168. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v44i2.1958>.
- Žvab Rožič, P., Šušmelj, K., Vreča, P., Kanduč, T., Verbovšek, T., Žagar, K., Čenčur Curk, B., Zulliani, T., Žigon, S., Rožič, B. 2023. Hydrogeochemistry of submarine springs in Izola, Slovenia, PANGAEA.

Kazalo geografskih imen

B

Babni dol 70
Babno polje 99
Banjšice 34, 40
Banjško-Trnovski ravniki 44
Begunje pri Cerknici 44
Bela 98
Bela krajina 13, 40, 71, 80, 81
Bela Krajina 90
Belokranjski ravniki 43, 44
Bistrica 47, 98
Blejski vintgar 83
Bločiško polje 99
Bloščica 98
Bloško polje 98, 99
Boč 33
Boka 82, 90
Borovniščica 33, 98
Bovec 90
Brezovica 84, 85, 98
Brkini 68
Bršljinski potok 83
Bržanija 30

C

Cerje 25, 80
Cerkljansko hribovje 40, 95
Cerkniščica 33, 45, 83, 85, 98
Cerkniško polje 45, 63, 66, 69, 73, 75, 81, 85, 89, 98

Č

Čepovanski dol 44, 77, 78
Čermošnjičica 63, 83
Črna draga 110
Črni graben 83
Črni potok 97, 98
Črno jezero 107
Črnovrško polje 99

D

Dane 85
Dinarski kras 13, 30, 42, 44, 50, 68, 69, 72, 86
Divača 56, 98
Divaški kras 57, 58, 62
Dobličica 33, 80, 81, 90
Dobropolje 47, 63, 66, 68, 73
Dobroveljska planota 40, 83
Dobsko polje 99
Dolenje Jezero 75
Dolenjske Toplice 78, 79, 81, 90
Dolenjsko podolje 33, 95, 98
Dvor 43

G

Glinščica 44
Globočec 81
Globodol 68, 69, 73
Globoški potok 83
Gomance 103, 110, 111
Goričica 69
Gorjanci 13, 33, 95
Gornje Vreme 87
Goteniška gora 34, 40, 51
Goteniško polje 99
Grčarice 45
Grižnik 44
Grogarjev dol 70
Grosupeljščica 33

H

Hotenjska 98
Hotenjski ravniki 54
Hotenjsko polje 98
Hrastov dol 45
Hrušica 34, 40, 51
Hubelj 82, 83

I

Idrijca 83, 98
Idrijsko hribovje 40, 95
Iška 33, 83, 98
Izola 90
Izolski kras 68

J

Jama v Ždinku 89
Javorniki 40, 51
Jelovica 30, 40, 108, 109, 110
Jeredovce 71
Jerinova dolina 70
Jezerina 85
Jezero pod Vršcem 107
Jezero pri Planini pri Jezeru 107
Jezerski boršt 71
Julijske Alpe 13, 14, 30, 33, 40, 103, 106
Južne bohinjske gore 30

K

Kafrna dolina 53
Kamniško-Savinjske Alpe 30, 33, 40, 95, 103
Kanin 29
Kaninski podi 103, 105, 110
Karavanke 13, 33, 103
Karlova 85
Klenško polje 80, 81
Kmetov brezen 98
Kočevska Mala gora 34, 40
Kočevska Reka 68, 78, 81, 85
Kočevski rog 40, 51, 63
Kočevsko 59, 63
Kočevsko polje 40, 47, 63, 66, 68, 75, 81
Kočevskoreški ravniki 46, 54

Kokra 79
 Kolpa 43, 79, 80, 84, 90
 Komna 109, 110
 Koprivniško polje 99
 Koritniško polje 99
 Kostanjevica na Krki 81
 Kostel 79
 Kotel 70
 Krajnikov dol 71
 Kranjska dolina 110
 Kras 30, 34, 40, 43, 56, 58, 63,
 72, 78, 79
 Kraški rob 30, 31
 Krim 51
 Krmsko hribovje 95
 Krmsko pogorje 40
 Križna gora 51
 Krka 43, 63, 68, 79, 80, 81, 82,
 90, 98
 Krnsko jezero 107
 Krška jama 90
 Krški ravnik 43, 44
 Krško polje 80, 82
 Krupa 44, 79, 80, 81, 90

L

Lahinja 33, 43, 78, 79, 80, 81
 Lijak 82
 Lipove doline 57, 58
 Ljubija 70
 Ljubljana 5, 62, 63, 70, 81, 89,
 98
 Ljubljanska kotlina 40, 79
 Ljubljansko barje 63, 69, 71, 81,
 98
 Logaško-Begunjski ravnik 44,
 54, 58
 Logaško polje 44, 47, 54, 58, 63,
 97, 98, 99
 Logatec 44, 98
 Loke 71
 Lokev 85
 Loški potok 71, 74
 Loški Potok 73

Loško polje 66, 71, 74, 75, 81
 Lučka Bela 83
 Lučki dol 74

M

Mala Boka 90
 Mala dolina 70
 Mala Ljubljana 90
 Malenščica 74, 81
 Mali dol 78
 Mali Dol 43
 Mali Log 71
 Mali Močilnik 90
 Mali Obrh 81
 Markov spodmol 58
 Matarsko podolje 34, 40, 46, 54,
 58, 84, 85, 87, 98
 Matenjska gmajna 57, 58
 matični Kras 25, 27, 28, 63
 Matijeva jama 89
 Medvedja draga 110
 Medvedova konta 106, 109, 110
 Mejame 85
 Meletova dolina 70
 Menina planina 33, 40
 Menišija 34, 40
 Metlika 80
 Metliško polje 81
 Mirensko polje 66
 Mirna 33, 81, 98
 Mirnopoško polje 74, 81
 Mišnik 81
 Mižuk 85
 Mokrc 51
 Mokrško hribovje 95
 Mokrško pogorje 40

N

Nanos 30, 34, 40, 51
 Nerajčica 80
 Neverke 79
 Novo mesto 43, 81, 83
 Novomeška kotlina 33

O

Obrh 81
 Očesa 70, 90
 Odolina 85, 87
 Otok 73, 80

P

Padežnica 110
 Palško jezero 73
 Palško polje 89
 Paukarjev dol 70
 Pekel 106
 Pekel pri Vrbovcu 60
 Petelinjsko jezero 73
 Petelinjsko polje 73, 80
 Petkovščica 98
 Pivka 44, 62, 68, 79, 80, 81, 85,
 87
 Pivka jama 70
 Planina Govnjač 110
 Planina na Kraju 110
 Planinska jama 90
 Planinsko polje 63, 66, 74, 75,
 81, 82, 85, 88
 Plave 79
 Podbojev laz 58
 Podgorski kras 34, 40, 58
 Podgorski ravnik 44
 Podlož 71
 Podpeško jezero 69, 71
 Podpeško polje 69, 74
 Podsteniška koliševka 59
 Podturnščica 80
 Podzemelj 80
 Pokljuka 109, 110
 Pokljuška soteska 83
 Polhograjsko hribovje 40, 95
 Police 71
 Poljanska gora 34, 40
 Poljanska Sora 98
 Poljanski ravnik 49
 Polom 45
 Poltarica 79, 82
 Ponikovska planota 40

- Ponikve 69
 Ponikve na Rogu 99
 Ponikve pri Preserjah 74
 Ponikve v Odolini 87
 Posavsko hribovje 33, 40
 Postojna 62
 Postojnska jama 85, 87
 Postojnska kotlina 57, 58, 63, 68
 Postojnski jamski sistem 70
 Postojnski kras 53
 Potok pri Paki 81
 Povir 58
 Prečna 80, 81
 Predalpsko hribovje 33
 Predjama 85
 Prelosno jezero 73
 Prelosno polje 73
- R**
 Racna gora 34, 40, 51
 Radensko polje 66, 71, 75, 87, 89
 Radešica 80
 Radeško polje 80
 Radohovsko polje 80
 Radovna 83
 Radulja 98
 Rajndolski ravniki 46, 52
 Rak 81, 90
 Rakitniško polje 99
 Rakov Škocjan 58, 69, 70, 81, 90
 Rakovško-Unško polje 47, 99
 Raša 78, 79, 84
 Rašca 33
 Reka 5, 62, 63, 70, 79, 84, 85, 87, 98
 Remihov mlin 70
 Retje 73
 Ribenska planina 108
 Ribnica 81
 Ribniška Mala gora 34, 51
 Ribniška Velika gora 34, 40, 45, 51
 Ribniško-Kočevska robna uravna 47
- Ribniško polje 40, 45, 47, 54, 66, 68, 75, 81, 88, 98
- S**
 Sabotin 79
 Sapendol 70
 Sava 79
 Sava Dolinka 90, 91
 Savica 82
 Sela na Krasu 26
 Sežana 27, 28
 Skuta 103
 Slavinski ravniki 40, 46, 57, 58
 Slavnik 30, 34, 40, 51
 Slope 46
 Snežnik 30, 34, 40, 51, 103, 106, 110
 Snežniško pogorje 109
 Soča 79, 82, 83, 84
 Solkan 79
 Spodnje Kriško jezero 107
 Spodnjeloški ravniki 49
 Srednje Kriško jezero 107
 Stiški potok 98
 Stojna 34, 40, 45, 51
 Straška kotlina 81
 Straško polje 80
 Strmica 99
 Stržen 75, 81
 Studena 81
 Suha krajina 13, 34, 40, 45, 51, 63, 69
 Suhor 71
 Susmanov dol 70
 Sušica 44, 78, 79, 81, 84, 87
 Sveta gora 79
- Š**
 Šator 62
 Šembijsko jezero 71
 Šibje 68
 Škocjanska jama 70
 Škocjanske jame 63, 70, 84, 85, 87
- Škofjeloško hribovje 40
 Škratovka 74
 Špik 26
 Šteberščica 81, 89
 Štorje 62
- T**
 Temenica 33, 69, 98
 Tentera 87, 88
 Težka voda 81
 Timava 63
 Topliški ravniki 43, 44
 Travna gora 51
 Travniki 71, 74
 Trebuša 98
 Triglav 103, 110
 Trnovski gozd 30, 34, 40, 51, 103, 106, 109
 Tržiščica 47, 87
- U**
 Ulica pečina 58
 Unica 74, 81, 82, 85, 90
 Unška koliševka 61
- V**
 Velika dolina 40, 68, 70
 Velika raven 110
 Velika Ribniška gora 40
 Velike Lipljene 96
 Veliki dol 110
 Veliki Dol 43
 Veliki Močilnik 90
 Velo polje pod Triglavom 103, 110
 Vinica 71
 Viršnica 87
 Višnjica 98
 Vodna jama v Lozi 58
 Vrbovsko polje 47, 99
 Vremška dolina 98
 Vremščica 40, 51
 Vrhnika 62, 70
 Vzhodni Sokolaki 70

Z

Zadnji kraj 73, 89

Zagorsko polje 80

Zahodni Sokolak 70

Zelenci 90

Zelške jame 90

Zgornja Pivka 43, 44, 68, 69,
71, 73

Ž

Žalnsko polje 99

Žejski potok 98

Želimeljščica 83, 98

Željne 70

Žerovniščica 81