

Konceptualni model razvoja krasa

Conceptual approach to modeling karst development

Miha Brenčič
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Kras je verjetno eden najbolj zapletenih hidrogeoloških sistemov nasploh. Njegova struktura je zapletena in se s časom spreminja. V članku so opisane nekatere konceptualizacije, ki nam lahko pomagajo pri gradnji numeričnih simulacijskih modelov razvoja krasa. Te ideje slone na teoriji sistemov in na ideji o čistem krasu.

Abstract

Karst is probably one of the most complicated hydrogeological systems at all. Its structure is complex and it changes in time. In the article conceptual approaches are described which could help establishing numerical simulation models for karst development. These approaches repose on the systems theory and the concept of the pure karst.

Uvod

Kras in kraški pojavi s svojo raznolikostjo in nenavadnostjo že dolga stoletja pritegujejo številne raziskovalce. Zaradi različnih pogledov so se oblikovale številne definicije krasa in kraških pojavov. Teh je verjetno toliko, kolikor je raziskovalcev, ki so se tega problema vsaj dotaknili. Danes so v rabi številne izmed njih – od tistih, ki skušajo biti univerzalne in zajeti vso kompleksnost krasa hkrati, do tistih, ki bi jih lahko opredelili s številnimi oznakami, kakor so na primer hidrološka, sedimentološka, geološka in druge (Šušteršič, 1986). Vsa ta pestrost in raznolikost postopkov zastavlja vprašanje ali je univerzalna definicija krasa možna in s stališča znanja v današnjem krasoslovju smiselna?

V krasoslovju lahko prepoznamo dva teoretska postopka preučevanja krasa, ki se med seboj razlikujeta glede na metodo dela. Prvega bi lahko poimenovali induktiven, ki rezultate opazovanj posameznih kraških pojavov posplošuje in postavlja teorije o razvoju krasa. Takšne so predvsem starejše teorije. Pregled literature pokaže, da se te teorije med seboj razlikujejo predvsem zaradi različnih krajevnih okolij, iz katerih izhajajo. Zato se teorije ameriških avtorjev razlikujejo od avtorjev s področja

Dinarskega krasa. Drugi način, ki se uveljavlja predvsem v zadnjem času, je deduktiven. Avtorji, ki se poslužujejo le-tega domnevajo, da je kras fizikalen sistem, katerega je mogoče na podlagi poznavanja spremenljivk sistema in splošnih fizikalno-kemijskih zakonov mogoče tudi numerično modelirati.

Znatne razlike v obravnavi krasa opazimo tudi, če med seboj primerjamo praktične študije s področja krasa, kakršne so na primer hidrogeološke in hidrotehnične, s povsem teoretičnimi študijami, kakršne so na primer speleološke in geomorfološke. Razlike niso samo posledice neenakih ciljev raziskav, temveč predvsem različnega razumevanja krasa.

V teoretičnem krasoslovju, ki se ukvarja s splošnimi načeli razvoja krasa, je potrebno uveljaviti deduktivno metodo. Z njeno pomočjo bi lahko na podlagi fizikalno kemičnih zakonov postavili matematični model. V začetni fazi takšnega modeliranja bi morali opazovati le osnovne procese, ki so značilni za kraški sistem (npr. raztapljanje kraške kamnine, prenikanje vode skozi razpoke). Sklepom na teh področjih bi sledil kompleksen numeričen model, ki bi simuliral razvoj celotnega krasa. Prvi poskusi v tej smeri so bili že narejeni, predvsem s preučevanjem kinetike raztapljanja kalcita in njene uporabe pri simuliranju časovnega razvoja kraških oblik (Palmer, 1991; Dreybrodt, 1988, 1990, 1992).

Takšen način nikakor ne želi prek vsake razumne meje poenostavljati ali izničevati krajeve pisanosti in posebnosti krasa. S pomočjo numeričnih matematičnih modelov želi le pojasniti nekatere procese, ki so zaradi svoje večplastnosti in zahtevnosti težko doumljivi. Takšni modeli omogočajo razmeroma hitro realizacijo številnih scenarijev.

V nadaljevanju podajamo nekaj izhodišč, ki omogočajo modeliranje. Poudarek je na nekaterih hidrogeoloških metodah, ki lahko veliko prispevajo k teoretičnim sklepom o razvoju krasa.

Konceptualni model krasa

Naravni pojavi so zelo kompleksni in jih v celoti verjetno ne bomo nikoli razumeli. Takšen, in morda še bolj, je tudi kras. Zaradi tega si moramo pri preučevanju naravnih pojavov pomagati z nekaterimi poenostavitvami. Tako ravnanje omogoča koncept sistema. Sistem je skupek bolj ali manj neodvisnih komponent, ki so povezane med seboj in delujejo kot celota. Komponente lahko združimo v podsisteme, ki jih preučujemo ločeno. Rezultate teh preučevanj izkoristimo za opazovanje interakcij med podsistemi. (Chow et al., 1988).

Kras lahko obravnavamo kot specifični podsistem globalnega hidrološkega cikla, ki v večini svojih komponent sovпада s podsistemom podzemne vode. V naši razpravi bomo kras definirali kot hidrogeološki sistem, v katerem prihaja do interakcij med hidrološkima podsistemoma podzemne vode in površinskega toka v odvisnosti od kraške kamnine.

Kras v nadaljevanju obravnavamo kot kamninski masiv, v katerem prihaja do prevažanja vode in ga zato pogosto obravnavamo kot kraški vodonosnik. Termin vodonosnik obravnavamo nekoliko širše, kot je to običaj v hidrogeologiji. Po hidrogeološki definiciji je to enota kamninske mase, ki vsebuje predvsem gravitacijsko vodo in je dovolj prepustna, da lahko iz nje prek vrtin črpamo vodo (Domenico & Schwartz, 1990). Za našo rabo smo pojem vodonosnika razširili tudi na akvitard. Vodonosnik je v našem primeru tisti del kamninske mase, ki vsebuje vodo in jo prevaja, pri tem pa ni pomembno, v kakšnih razmerah.

Hidrogeološki sistem je definiran kot izsek prostora, ki je obkrožen z mejami. Le-te sprejemajo vodo in druge vhodne komponente. Na mejah sistema nastopajo t.i. mejni pogoji, ki opisujejo vhodne in izhodne količine ter definirajo povezanost sistema z drugimi sistemi. Struktura sistema je skupek tokovnih poti, skozi katere prehaja voda od mesta vstopa v sistem do mesta izstopa iz sistema. Vzdolž teh poti prihaja do sprememb, ki vhodne količine transformirajo v izhodne.

Realno stanje sistema ponazorimo z modelom. Vhodne in izhodne vrednosti so spremenljivke, katere na mejah sistema merimo. Strukturo sistema predstavimo z nizi enačb, ki opisujejo transformacije vhodnih vrednosti v izhodne. Tako postavljen model imenujemo matematični model. Rešujemo ga lahko analitično, najpogosteje pa numerično (Chow et al., 1988). Temelji lahko na determinističnem ali stohastičnem postopku ali na kombinaciji obeh.

Pred postavitvijo matematičnega modela je potrebno zasnovati konceptualni model. Z njegovo pomočjo je matematično modeliranje preglednejše in lažje izvedljivo. S tem modelom določimo njegove komponente, smeri povezav in interakcije med njimi. Zbir teh lastnosti predstavlja strukturo sistema, ki jo poskusimo opisati matematično.

Kras je sistem, ki se mu struktura neprestano spreminja (Krešić, 1993). Zato je število njegovih komponent veliko in so povezave prepletene. To kompleksnost skuša konceptualni model krasa posplošiti do te mere, da lahko osnovne komponente sistema modeliramo ločeno (npr. difuzni tok, raztapljanje kamnine itd.)

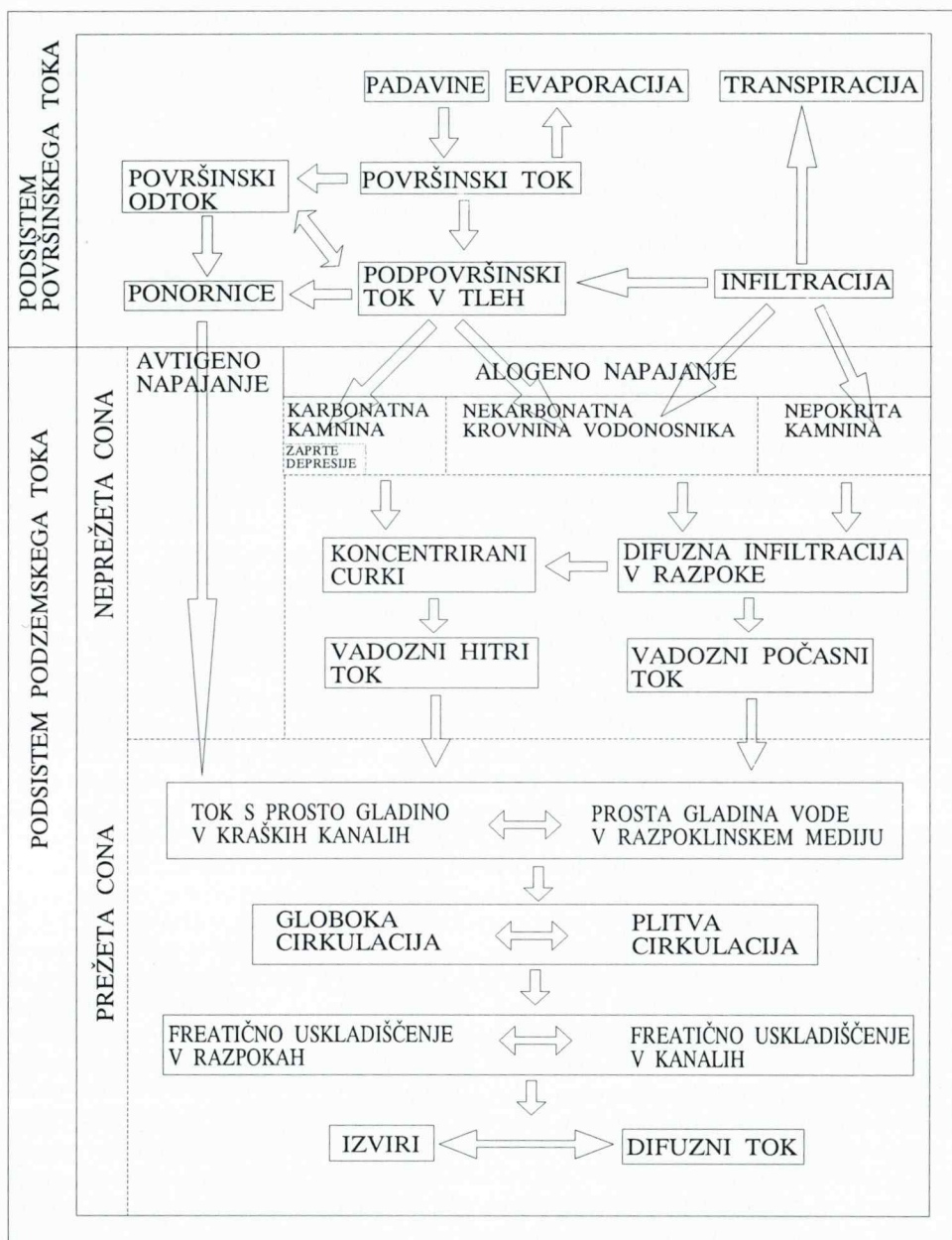
Osnovo modela, ki je predstavljen (sl. 1), sestavljajo splošni koncepti hidrološkega sistema (Chow et al., 1988). Podrobnejša razdelitev tokov v kraški kamnini sloni na delni kompilaciji konceptualnih modelov po Smithu s sodelavci (1976) in White-u (1988).

Kraški hidrogeološki sistem razdelimo na podsistema površinskega toka in podzemnega toka vode (sl. 1). Podsistem površinskega toka je v krasu zelo redko razvit v celoti, prisotne so le nekatere njegove komponente. Te so vezane predvsem na kontakt med krasom in nekraškimi sistemi, kjer razmere za nastanek čistega krasa niso izpolnjene.

Med padavinami in po njih se oblikuje površinski tok, katerega delež je v kraškem hidrogeološkem sistemu majhen. Del teh voda odteče po površini v odprte vodotoke, del voda pa se infiltrira v tla. Infiltrirana voda prenika v notranjost tal, kjer lahko pride do začasnega uskladiščenja, ponovnega odtoka v površinske tokove, do toka proti gladini podzemne vode ali pa se prek evapotranspiracije povrne v atmosfero.

Podsistem podzemne vode sestavljata neprežeta (vadozna) in prežeta (freatična) cona (Šušteršič, 1991). V prežeti coni loči Palmer (1984) alogeni in avtigeni tok. Padavine napajajo avtigeni tok. Infiltrirajo se v tla, od tam pa z difuznim (razpršenim) tokom v razpoke. Kjer tla na kraških kamninah niso razvita, se voda infiltrira v razpoke neposredno. Razpoke vodo prevajajo proti gladini podzemne vode. Vzdolž poti lahko voda preide iz počasnega difuznega v koncentrirani tok. Koncentrirani tokovi v neprežeti coni so lahko tudi posledice depresij na površju, ki zbirajo vode v tleh (Williams, 1983). Do alogenega napajanja vodonosnika prihaja s koncentriranimi ponornimi tokovi. Takšno napajanje pride do izraza na kontaktnem krasu, kjer je cona napajanja pogosto že gladina podzemne vode. Ponornice lahko sestavljajo tudi viseče vodne kanale, ki vodo prevajajo do gladine podzemne vode.

Neprežeta cona preko kapilarno podprte vode zvezno prehaja v prežeto cono. Mejo med njima predstavlja gladina podzemne vode, ki se neprestano spreminja. To je lahko prosta gladina v odprtih kanalih ali pa voda v med seboj povezanih razpokah. Statistično gledano je gladina podzemne vode v krasu zelo nepravilna, neprestano spreminjajoča se sklenjena površina.



Sl. 1. Konceptualni model toka vode v kraškem hidrogeološkem sistemu. Modificirano po Chow in drugih (1988), White (1988), Smith in drugih (1976)

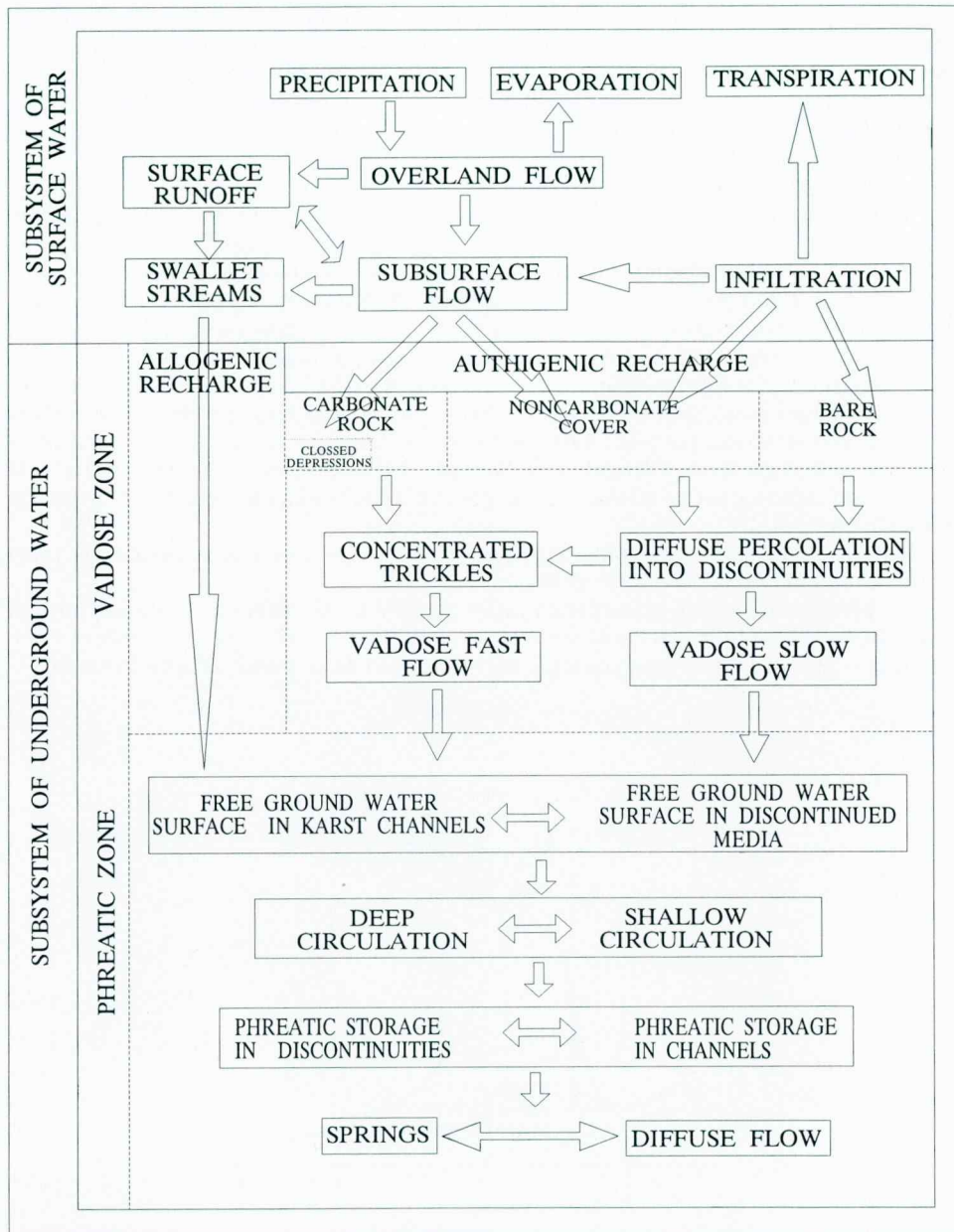
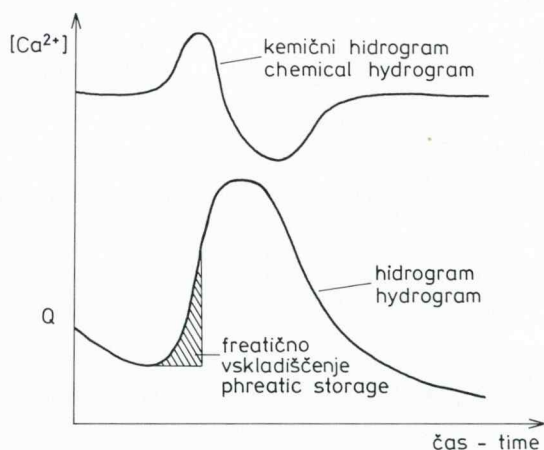


Fig. 1. Conceptual model of the water flow in the karst hydrogeological system. Modified after Chow et al. (1988), White (1988), Smith et al. (1976)

Če je v prežeti coni prisoten hidravlični gradient, pride do cirkulacije vode in njenega iztekanja na bazi površinskega iztekanja. V odvisnosti od velikosti hidravličnega gradienta in prepustnosti kamnine je cirkulacija v prežeti coni plitva ali globoka. V območju plitve cirkulacije so hitrosti vode relativno visoke, zadrževalni časi v vodonosniku pa kratki. V globljih predelih so hitrosti nižje in zadrževalni časi daljši. Za kraški vodonosnik je značilno, da so nihanja hidravličnega gradienta velika. Zaradi tega je cirkulacija vode v prežeti coni sezonsko odvisna. Tako v nekaterih obdobjih hidrološkega leta pride do hidrodinamično mrtvih con, kjer je tok vode praktično zanemarljiv. Ob naraščanju hidrodinamičnega gradienta pride do iztiskanja te, globlje zastajajoče vode. Ta proces lahko posredno opazujemo z zasledovanjem kemičnega hidrograma, to je sezonskega spreminjanja kemizma voda izvirov. Ob naraščanju vodnega vala, do katerega pride zaradi deževja, sprva trdota vode naraste in šele nato pade, čeprav bi pričakovali, da večje količine padavinske vode povzročijo takojšnje razredčenje. Voda, ki se zadržuje v globljih predelih, ima na razpolago daljši kontaktni čas. Zato je koncentracija v njej raztopljenih snovi višja. Ko vodni val s površja prodira v notranjost kraškega vodonosnika, povišani hidravlični gradient iztisne globlje ležečo vodo proti erozijski bazi skozi izvire (Shuster & White, 1972; Smith et al., 1976). Voda, ki v prežeti coni miruje ali ne izteka na bazi površinskega iztekanja, predstavlja freatično uskladiščenje (sl. 2).

Voda iz kraškega vodonosnika lahko izteka točkovno kot kraški (kanalski) izviri ali difuzno skozi različno odprte razpoke.

Do pretakanja vode v krasu lahko pride le, če v kraški kamnini obstajajo poti, ki omogočajo dotekanje in iztekanje vode iz sistema. Pomembno vlogo pri nastanku teh poti ima tektonska zgodovina ozemlja, znotraj katerega je masiv kraške kamnine.



Sl. 2. Hidrogram in kemogram iztoka iz kraškega hidrogeološkega sistema z dinamičnimi freatičnimi zalogami

Fig. 2. Hydrogram and chemogram of outflow from the karst hydrogeological system with dynamic phreatic storage

Tektonski okvir cirkulacije vode v krasu

Kras je hidrološki sistem, v katerem bolj kot v katerem koli drugem cirkulacijo vode pogojuje tektonska zgodovina ozemlja. Že starejši raziskovalci krasa so ugotovili, da je večina kraških pojavov vezana na tektonsko zgradbo (Cvijić, 1895). Študije jam iz novejšega časa pa s podrobnim kartiranjem jamskih struktur to le potrjujejo (Šebela & Čar, 1991; Brenčič, 1992; Šebela, 1992).

Na Dinarskem krasu je verjetno večina ploskev nezveznosti, ki prevajajo vodo tektonskega izvora. Od nezveznosti sedimentnega nastanka so pomembne predvsem lezike in po nekaterih teorijah tudi stilolitski šivi.

Poznavanje tektonske zgradbe je bistvenega pomena za tolmačenje regionalnega razvoja zakrasevanja in za tolmačenje podrobnosti v posameznih jamah. Pri modeliranju razvoja krasa je potrebno definirati sistem ali več sistemov razpok, ki jih opišemo statistično, z njihovimi osnovnimi lastnostmi. To so: vpad, širina, dolžina in odprtost. Da tak postopek ne bo samo gola abstrakcija, je potrebno poznati osnove deformacij kamnin pod vplivom različnih napetostnih stanj. Teoretične osnove teh procesov podaja mehanika kamnin. Pri preučevanju tektonske zgradbe so se geologi dokopali do osnovnih klasifikacijskih shem, ki opisujejo posledice teh deformacij v geološkem okolju.

Ob narivih in prelomih se izoblikujejo različna področja pretrtosti kamnine, ki znatno vplivajo na njeno hidrološko vlogo. Glede na pretrtost kamnine ob prelomu ločimo zdrobljeno, porušeno in razpoklinsko cono (Čar, 1982).

Celoten kompleks močno pretrtih kamnin imenujemo zdrobljena cona, ki jo označujejo tektonska glina, milonitna moka, milonitni zdrob in breča. Nastopa lahko v notranji prelomni coni in ob mejnih prelomnih ploskvah v zunanji prelomni coni (Placer, 1982). Zdrobljena cona pogosto igra vlogo hidrogeološke bariere.

Porušena cona predstavlja gost sistem kaotično razporejenih krajših ali daljših prelomnih ploskev. Razdeljen je v centimetske do več 10 metrov velike bloke, ki so med seboj nesprijeti in delno kalcitizirani (Čar, 1982).

Razpoklinska cona je bolj ali manj gost sistem približno vzporednih razpok različnih širin. Premiki ob razpokah so neznatni, zaradi česar so vpadi in potek plasti enaki kot v širši okolici (Čar, 1982). Razpoklinska cona je zelo prepustna in praviloma prevaja večino vode skoz masiv. Podobne deformacije kot pri prelomnih strukturah lahko opazujemo tudi pri narivih. Deformacije, ki pri tem nastanejo, so drugače orientirane v prostoru.

Poleg širšega prostorskega razporeda ploskev nezveznosti je za nastanek inicialnih kraških kanalov pomemben odnos med posameznimi razpokami, njihova lega glede na plasti ter smeri premikov, ki so te razpoke povzročili. Razpoke so praviloma pravokotne na plastovitost. Razpoke, ki potekajo prek več plasti, imenujemo vodilne razpoke (Dreybrodt, 1988), ker igrajo pri zakrasevanju zelo pomembno vlogo.

Deformacije kamnin so odvisne od njihovih mehanskih lastnosti, to je njihove odpornosti na različno usmerjene napetosti. Odprtost razpok je odvisna od smeri napetosti. Na podlagi terenskih študij je bilo ugotovljeno, da sta gostota in odprtost razpok odvisni od debeline plasti. Tankoplastovite kamnine imajo pri istih napetostih gostejše sisteme razpok kot debeloplastovite (Dreybrodt, 1988). Razdalja med razpokami je odvisna od debeline plasti. Med debelino plasti in odprtostjo razpok velja naslednja zveza:

$$\log D = A + B \log E$$

kjer so

D – odprtost razpok,
 E – razdalja med razpokami,
 A, B – empirična koeficienta, ki sta odvisna od litologije (po Dreybrodt, 1988).

Ploskve nezveznosti so glavni dejavniki, ki določajo razpored in nastanek inicialnih kraških kanalov. Na podlagi terenskih študij je poznano, da pri prevajanju vode sodelujejo le nekatere razpoke in tudi njihova prepustnost je dokaj raznolika (Kasting, 1984). Kdaj in katere razpoke prevajajo vodo, je verjetno ena glavnih nalog teoretične in praktične speleologije v bodočnosti.

Razvoj poroznosti v kraški kamnini

Kamnina lahko prevaja vodo le takrat, kadar v njej obstajajo med seboj povezani prazni prostori. To lastnost kamnine in sedimenta imenujemo poroznost.

Porozno telo je snov, ki vsebuje praznine. Te so lahko med seboj povezane ali ločene. Delež vseh praznin v njenemu celotnemu volumnu definiramo s poroznostjo:

$$n = \frac{V_p}{V_c}$$

n – poroznost,
 V_p – volumen por,
 V_c – celotni volumen kamnine.

Delež med seboj povezanih por, ki prevajajo gravitacijsko vodo, definiramo z efektivno poroznostjo

$$n_e = \frac{V_{pe}}{V_c}$$

n_e – efektivna poroznost,
 V_{pe} – volumen med seboj povezanih por.

Celotna poroznost in efektivna poroznost med seboj nista enoznačno povezani. Celotna poroznost je lahko zelo visoka (tabela 1), efektivna poroznost pa zelo nizka (npr. jezerska kreda in nekateri dolomiti).

Glede na obliko por ločimo tri tipe poroznosti:

1. Medzrnska poroznost nastane s stikom zrn sedimenta (npr. v prodnih zasipih rek) ali zrn v litificirani kamnini. Oblika por je posredno odvisna od oblike zrn. To so bolj ali manj sferične odprtine, velike do nekaj milimetrov.
2. Razpoklinska poroznost se sestoji iz razpok. To so odprtine, pri katerih je ena dimenzija izrazito poudarjena. Glede na dimenzije razpok ločimo mikro in makro razpoke.
3. Kanalska poroznost se sestoji iz kanalov. Kanali so praznine v kamninah, ki imajo eno dimenzijo (pravimo ji dolžina kanala) izrazito poudarjeno. Pojem kanalov je pri preučevanju praznin v kamninah omejen le na makro kanale, katerih prečni presek znaša od nekaj mm² do več 10m².

Glede na nastanek ločimo primarno in sekundarno poroznost. Primarna poroznost nastane med odlaganjem zrn sedimenta in med diagenozo. Ko je kamnina že litificirana, se zaradi različnih vzrokov (delovanja notranjih in zunanjih sil) lahko pojavi sekundarna poroznost. Primarna poroznost je praviloma medzrnska, sekundarna pa predvsem razpoklinska, včasih tudi medzrnska ali pa kar kombinacija obeh. Poroz-

nost, kjer nastopajo različni tipi poroznosti, imenujemo mešana poroznost (Krešić, 1993).

Poroznost kraškega vodonosnika se neprestano spreminja. Iz razpok (iz por zelo redko) se razvijejo kanali, ki se prav tako neprestano spreminjajo. Pred začetkom razvoja krasa ima kamnina neko začetno, predkraško poroznost, ki je praviloma le razpoklinska. Ta je posledica tektonske predzgodovine kamnine in sedimentacijskih razmer, v katerih se je odlagal sediment. Ta poroznost omogoča prenikanje vode v notranjost kamninske mase. Z razvojem krasa preide del razpok v kanale. Poleg razpoklinske predkraške poroznosti pride do nastanka kanalske poroznosti ter delnih sprememb razpoklinske poroznosti. Razmerje med razpoklinsko poroznostjo in kanalsko poroznostjo je odvisno od stopnje razvoja krasa.

Tako lahko v kraškem sistemu uveljavimo koncept razvijajoče se poroznosti (Brahana et al., 1988). Stopnja poroznosti in razmerja med njenimi tipi so odvisna od trenutne razvojne stopnje krasa. Zaradi pretežno razpoklinske narave predkraške poroznosti in kontinuiranega razvoja poroznosti je njena porazdelitev po prostoru izrazito nehomogena in anizotropna. Nekatera območja so bolj prepustna kot druga. Zaradi tega nastajajo lokalne erozijske baze, ki kanalizirajo večino vode v masivu.

Hidrodinamično obravnavanje vode v krasu je zapleteno, predvsem zaradi njegove mešane poroznosti. Vsi trije tipi poroznosti imajo svoje zakone pretakanja vode. Tak sistem obravnavamo s konceptom dvojne ali celo trojne poroznosti. Cirkulacijo vode obravnavamo za vsak tip poroznosti posebej. Rezultate ločenega obravnavanja nato sestavimo.

V tabeli 1 so podani literaturni podatki za različne tipe karbonatnih kamnin in sedimentov. Podatki so navedeni tako, kot jih navaja literatura. Tako podana tabela nekoliko zavaja, saj ne navaja razmer, v katerih so bili ti podatki pridobljeni. Vendar tudi v literaturi te informacije pogosto niso navedene.

Prvi vzrok je prav gotovo metodološke narave. V izrazito nehomogenem in anizotropnem poroznem okolju je poroznost odvisna od volumna preiskovane kamnine in nastopi t.i. efekt merila. Oglejmo si primer. Na nekem širšem območju kamninskega masiva je prisoten kraški sistem. V njem predstavlja glavno drenažno cono velik kraški kanal, od katerega se cepi več manjših, ti pa prehajajo v sistem bolj ali manj odprtih razpok. Če izberemo takšen merski volumen, ki bo prekrival samo glavni kraški kanal in njegovo neposredno okolico, bo izmerjena poroznost relativno visoka; če ta merski volumen postavimo na območje, kjer prevladujejo razpoke, bo poroznost relativno nizka. Temu ustrezno se bo poroznost spreminjala s premikanjem merskega volumna po drugih delih vodonosnika. Če bomo spremenili velikost merskega volumna, se bo poroznost zopet spremenila. Problem spreminjajoče poroznosti so v modeliranju hidrogeoloških procesov skušali rešiti z vpeljavo reprezentativnega elementarnega volumna – REV (Bear & Verruijt, 1987). To je takšen merski volumen, pri katerem se z njegovim premikanjem po prostoru poroznost merjenega medija ne spreminja. Z REV-om lahko opisujemo tudi druge lastnosti vodonosnika. V kraških vodonosnikih je REV relativno težko zagotoviti. Tako izbrani volumen ima pogosto zelo velike dimenzije, ki lahko podajo le splošne odnose.

Poleg različno izbranega REV-a so vzrok za njegovo raznolikost tudi različne metode določanja. Določamo jo lahko s črpalnimi poskusi, nalivalnimi poskusi, vtiskovalnimi testi (Vdp), kartiranjem, analizo hidrogramov, preiskavo vzorcev ali teoretičnimi izračuni. Vsaka od teh metod ima svoje slabe in dobre lastnosti, iz česar sledi, da so tako pridobljene vrednosti raznolike.

Dodatni vzrok za tako raznolike podatke predstavlja tudi izbor literature. Vred-

Tabela 1. Pregled literaturnih podatkov za poroznost v kraških kamninah in karbonatnih sedimentih

Table 1. Review of literature values concerning porosity in carbonate karst rocks and carbonate sediments

Sediment/sedimentna kamnina Sediment rock	Medianske velikosti Medians	Razpon poroznosti Porosity range	Vir Source
Apnenec – Limestone		0.5–13.5%	Aljovski, 1973
Apnenec – Limestone		1–20%	Driscoll, 1987
Apnenec – Limestone		0–20%	Freeze & Chery, 1979
Apnenec – Limestone		0.26–36%	Veselič, 1984
Apnenec – Limestone		5–15%	Domenico & Schwartz, 1990
(efektivna – effective)		0.1–5%	Domenico & Schwartz, 1990
Zakraseli apnenci – Karstified limestones		5–50%	Freeze & Chery, 1979
Zakraseli apnenci – Karstified limestones		5–50%	Domenico & Schwartz, 1990
Zakraseli apnenci s kavernami			
Karstified limestones with caverns	10%	5–50%	Brahana et al., 1988
Apnenec – Limestone Tennessee	1%	0.4–3.4%	Moore et al., 1962 ²
(efektivna – effective)		0.2–1.9%	
Apnenec, paleozoik, Zahodna Kanada			
Limestone, Paleozoic, West Canada		2–20%	Thomas, 1961 ¹
Apnenec – Limestone, Paleozoic			
malo razpokan – few fractures	2%	0.1–10%	Brahana et al., 1988
Apnenec, mezozoik – Limestone, Mesozoic			
Gigas Beds, Nemčija – Germany		1–20%	Schmidt, 1965 ¹
Apnenci, terciar – Limestones, Tertiary			
malo razpokani – few fracture	25%	20–35%	Brahana et al., 1988
Apnenec, karbon, ZDA			
Limestone, Carboniferous, USA		6%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenec, jurski, Saudska Arabija			
Limestone, Jurassic, Saud Arabia		5–27%	Powers, 1961 ¹
Apnenec, kreda, ZDA			
Limestone, Cretaceous, USA		5%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenci, holocen – Limestones, Holocene	35%	30–50%	Brahana et al., 1988
Apnenec, spartiten, perm, ZDA			
Limestone, sparite, Permian, USA		4%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenec, spartiten, perm, ZDA			
Limestone, sparite, Permian, USA		10%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenec, mikriten, karbon, ZDA			
Limestone, micrite, Carboniferous, USA		8%	Davis & DeWiest, 1966
Oolitni apnenci – Oolitic limestones		14–20%	Llamas et al., 1983
Oolitni apnenci – Oolitic limestones	15%	1–25%	Brahana et al., 1988
Oolitni apnenci – Oolitic limestones		22%	Davis & DeWiest, 1966
Kreda – Chalk		14–44%	Llamas et al., 1983
Kreda, Vanne – Francija			
Chalk, Vanne – France		30–44%	Llamas et al., 1983
Kreda, N Francija			
Chalk, N France		22–37%	Llamas et al., 1983
Kreda, kreda – Chalk, cretaceous		29%	Davis & DeWiest, 1966
Kreda – Chalk	30%	15–45%	Brahana et al., 1988
Kreda – Chalk		5–20%	Domenico & Schwartz, 1990
(efektivna – effective)		0.05–0.5%	Domenico & Schwartz, 1990
Kreda, kalkarenit – Chalk, calcarenite		8–44%	Veselič, 1984
Kalkarenit, devon – Calcarenite, Devonian		30%	Davis & DeWiest, 1996
Siga – Flow stone		20.2–32.2%	Aljovski, 1973
Siga – Flow stone		20%	Llamas et al., 1983
Travertini – Travertines		9–38%	Veselič, 1984
Kaliče – Calcrete		0.7–2.6%	Llamas et al., 1983
Karbonatno nelitificirano blato			
Carbonate mud, nonindurated	55%	40–70%	Brahana et al., 1988

Sediment/sedimentna kamnina Sediment rock	Medianske velikosti Medians	Razpon poroznosti Porosity range	Vir Source
Marmor – Marble		0.1–0.6%	Llamas et al., 1983
Marmor – Marble		0.11–0.6%	Veselič, 1984
Marmor – Marble Carrara		0.1–0.2%	Llamas et al., 1983
Marmor, razpokan – Marble, fissured	0.7%	0.1–2%	Brahana et al., 1988
Dolomit – Dolomite		1.5–22%	Aljtovski, 1973
Dolomit – Dolomite		1–22%	Veselič, 1984
Dolomit – Dolomite		1–20%	Driscoll, 1987
Dolomit – Dolomite		0–20%	Freeze & Chery, 1979
Dolomit – Dolomite		0.9–1.5%	Llamas et al., 1983
Dolomit – Dolomite		0–15%	Domenico & Schwartz, 1990
(efektivna – effective)		0.1–5%	Domenico & Schwartz, 1990
Dolomit, ordovicij			
Dolomite, Ordovician		6%	Davis & DeWiest, 1966
Dolomit (interkristalna poroznost)			
Dolomite (intercrystal porosity)		12%	Davis & DeWiest, 1966
Saharoidni dolomit, karbon			
Saccharoidal dolomite, Carboniferous		28%	Davis & DeWiest, 1966
Primarni dolomit – Dolomite primary	1%	0.1–5%	Brahana et al., 1988
Sekundarni dolomit – Dolomite secondary	3%	0.1–20%	Brahana et al., 1988
Apnec blizu površja, Dinarski kras			
Limestone near surface, Dinaric karst		8–10%	Komatina, 1968 ²
Masivni apnenci, Dinarski kras			
Massive limestones, Dinaric karst		do 20%	Komatina, 1968 ²
Apnenci v globini, Dinarski kras			
Limestones in depth, Dinaric karst		do 3%	Komatina, 1968 ²
Dinarski kras – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.5–1.5%	Komatina, 1984
Dinarski kras – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.1–5%	Bonacci & Jelin, 1988
Dinarski kras – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.5–3%	Bonacci, 1985
Apnenci, kredni, Izrael			
Limestones, Cretaceous, Israel			
(efektivna – effective)		3–10%	Llamas et al., 1983
Florida			
(efektivna – effective)		25%	Llamas et al., 1983
Francija, kreda – France, Cretaceous			
(efektivna – effective)		1%	Llamas et al., 1983
Edwards vodonosnik – Aquifer			
(efektivna – effective)		1–5%	Llamas et al., 1983
Kreda, NE Francija – Chalk, NE France			
(efektivna – effective)		3%	Llamas et al., 1983
Gornja Zeta – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.79%	Vlahović, 1970 ²
Budeš Konak (G. Zeta – lokalno)			
Dinaric karst			
(efektivna – effective)		6.07%	Vlahović, 1970 ²
Zaledje izvira Trebišnjice			
(efektivna – effective)		1.2–1.5%	Torbarov, 1975 ²
Izvir Omble			
(efektivna – effective)		1.4–3.5%	Milanović, 1979 ²
Izvir Cetine			
(efektivna – effective)		0.167–0.306%	Stepinac, 1975 ²
Nepričava Lajkovac			
(efektivna – effective)		3–7.5%	Mijatović, 1980 ¹

¹ Povzeto po Mijatović, 1990
After Mijatović, 1990

² Povzeto po Milanović, 1979
After Milanović, 1979

nosti poroznosti v delih avtorjev, ki se ukvarjajo z raziskavami na nafto, bodo višje kot drugod. Vzrok je v tem, da te raziskave posegajo le v tiste kamnine in formacije, za katere že naprej pričakujejo visoke vrednosti.

Razvoj kraške poroznosti je odvisen od predkraške poroznosti, ta pa od raznolikih geoloških razmer, kot so sedimentacijske danosti, litologija in tektonika. V nadaljevanju si bomo ogledali vrednosti poroznosti v odvisnosti od različnih geoloških razmer.

Splošno podane vrednosti poroznosti imajo zelo široke razpone glede na posamezno kamnino (tabela 1). Nezakraseli apnenci in dolomiti imajo podoben razpon vrednosti, med 0–20%. Za zakrasele apnence podajajo avtorji zelo širok razpon vrednosti, med 5 in 50%. Tako visoke vrednosti so prav gotovo posledica efekta merila.

Sediment ima praviloma višje vrednosti poroznosti kot sedimentna kamnina, ki nastane iz njega. Nelitificirano karbonatno blato ima poroznost med 40–70%. Mikritni in sparitni apnenci imajo praviloma nižjo poroznost kot kalkarenit. Siga in lehnjak imata poroznost podobno kot sediment. Poroznost marmorja je zelo nizka. Iz tega sledi, da je poroznost v veliki meri odvisna od diagenetskih procesov. Z izrazitejšo kompakcijo se zmanjšuje tudi poroznost.

Tudi glede na starost sedimentnih kamnin se poroznosti med seboj močno razlikujejo. Starejše kamnine imajo praviloma nižjo poroznost kot mlajše. Po literaturnih podatkih imajo holocenski apnenci poroznost med 30 do 50%, terciarni med 20 in 35%, mezozojski do 20% in paleozojski do 10%. Poudariti je potrebno, da odnos med starostjo in poroznostjo ni enoznačen, saj so lahko tudi stari apnenci zelo visoko porozni.

V krasu efektivna poroznost z globino upada. V vrhnjih delih Dinarskega krasa znaša poroznost do 10%, v globljih do 3%. Povprečne vrednosti na Dinarskem krasu znašajo do 5%. Tudi efektivna poroznost je zelo spremenljiva, vendar v splošnem lahko sklepamo, da ne presega 10%, njene srednje vrednosti pa ne 5%. Razvoj kraške poroznosti je odvisen od prevodnosti razpok v predkraški poroznosti. Slednja je povezana z njeno odprtostjo, hrapavostjo, zapolnjenostjo (tektonske gline, siga) in hidravličnim gradientom, ki vtiska vodo vanjo. Razpoke, ki prevajajo vodo v začetku zakrasevanja, imenujemo inicialne razpoke, odprtost, pri kateri prevajajo vodo, pa prevodna odprtost (Haw Lee & Farmer, 1993). Literaturni podatki za prevodno odprtost kraških kamnin so zelo skopi, vendar kljub temu zelo raznoliki. Večinoma so pridobljeni na podlagi teoretskih predvidevanj. Vrednost, ki jo zastopa večina, se giblje nad 10 μm . Terenske študije nakazujejo, da je ta odprtost nekoliko višja, 0,2 mm (Motyka & Wilk, 1984).

Pogoji vodnega toka v kraškem vodonosniku

Glede na raznolikost poroznosti v krasu, lahko pričakujemo dokaj različne pogoje kroženja vode. Vsaka od treh poroznosti ima svojske zakone pretakanja, ki so odvisni od njene geometrije.

Pretok v kamnini je v splošnem definiran kot:

$$Q = KAi$$

Q – volumenski pretok,

i – hidravlični gradient,

K – koeficient vodoprepustnosti,

A – presek vodnega toka.

V nadaljevanju si oglejmo zapis tega zakona za posamezne poroznosti. Podane so le formule, izpeljave lahko bralec najde v ustrezni literaturi (Steinman, 1992; Bear & Verruijt, 1987).

Tok v medzrnski poroznosti opisuje Darcyjev zakon:

$$Q = vA$$

$$v = Ki$$

če je

v – povprečna hitrost toka.

Zakon velja le za laminarni tok. Pri opisu hidrogeoloških razmer v krasu ga zelo redko uporabljamo. Njegova uporaba v krasu je smiselna le z uporabo reprezentativnega elementarnega volumna.

Tok v razpoklinskih sistemih nekoliko odstopa od Darcyjevega zakona. Enačbe toka za laminarno področje se izvajajo na podlagi podmene o geometriji razpok. Te lahko obravnavamo kot kapilare ali pa kot razpoke v obliki med seboj vzporednih ploskev.

Tok v kapilarah:

$$Q = v\pi R^2 = \frac{\pi R^4}{8\eta} i$$

R – polmer kapilare,

η – dinamična viskoznost.

Tok med vzporednima ploskvama:

$$Q = vWd = \frac{\rho g W d^3}{12\eta} i$$

d – odprtost razpoke

W – širina razpoke,

g – gravitacijski pospešek,

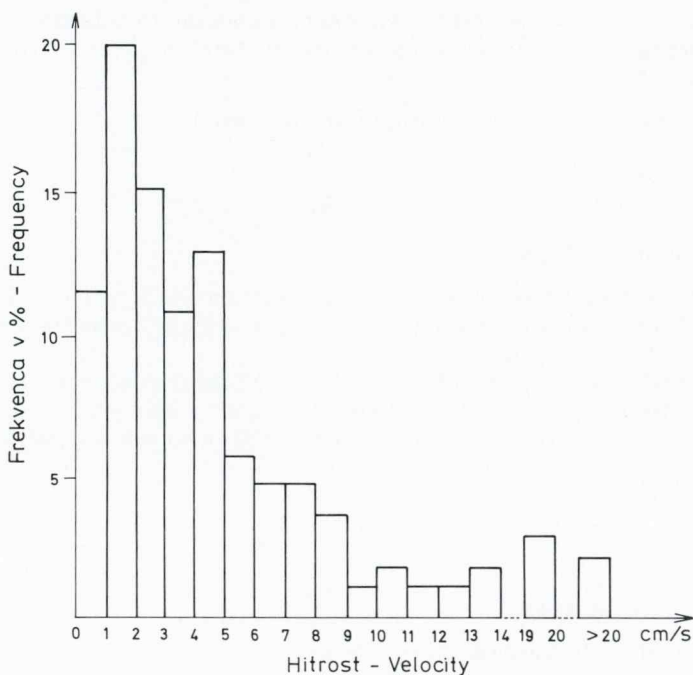
ρ – gostota vode.

Ob prehodu iz laminarnega v turbulentni tok se odnosi spremenijo. Uporabiti moramo enačbe, ki opisujejo turbulentni tok. V hidravliki so razvite številne teoretične in empirične enačbe, ki obravnavajo tok skozi cevi pod pritiskom (npr. Darcy Weisbachova enačba). Podobno so razvite tudi enačbe za tok med dvema vzporednima ploskvama.

V kraškem vodonosniku imamo pogosto opraviti tudi s tokom v kanalih s prosto gladino. Tudi tukaj se za opis toka poslužimo ustreznih teoretičnih ali empiričnih odnosov (npr. Manningove enačbe).

Na podlagi sledilnih poskusov so bile v krasu ugotovljene zelo različne hitrosti pretakanja (sl. 3) (Milanović, 1979). Tako pestro porazdelitev hitrosti lahko razložimo le z obstojem različnih pretočnih režimov – od toka v kapilarah do toka v odprtih kanalih. Pri obravnavi teh možnosti se poslužimo zgoraj nakazanih enačb in zakonitosti.

Pri praktičnih študijah določamo z najrazličnejšimi postopki, podobno kot pri poroznosti, koeficient prepustnosti K . Koeficient prepustnosti je odvisen od efektivne poroznosti in stopnje razvoja krasa. Kamnine z nizko efektivno poroznostjo imajo praviloma nizek koeficient prepustnosti in obratno. Neenakomerno porazdelitev koeficienta prepustnosti v kraški kamnini so dokazali tudi s črpalnimi poskusi. Za področje Brestovice na Krasu navaja Krivic (1983) tri razrede koeficienta prepustnosti, do



Sl. 3. Razpored hitrosti toka vode v Dinarskem krasu
(po Milanović, 1979)

Fig. 3. Distribution of flow velocities in Dinaric karst
(after Milanović, 1979)

10^{-3} m/s, med 10^{-3} in 10^{-6} m/s in pod 10^{-6} m/s. To nakazuje neenakomerno porazdelitev prepustnosti v masivu in na območja, ki so bolj prepustna od drugih.

Na podlagi vtiskovalnih testov (Vdp), kjer so testirali prepustnosti na različnih odsekih vrtin, je bilo ugotovljeno, da prepustnost upada z globino. Milanović (1979) je na podlagi 146 globokih vrtin za področje Dinarskega krasa ugotovil, da zakrasevanje (za kriterij zakrasevanja je štel prepustnost), upada z globino eksponentno. Podoben odnos so ugotovili tudi francoski avtorji (Burger & Pasquier, 1984):

$$K = C \exp\left(-\frac{Z}{Z_K}\right)$$

C – empirična konstanta,

Z – globina,

Z_K – poprečna globina zakrasevanja.

Tako porazdeljena prepustnost definira specifično obliko gladine kraške podzemne vode.

Kljub intenzivnemu razvoju krasoslovne misli v tem stoletju se zdi, da dilema o obstoju gladine podzemne vode v krasu še ni rešena. Že od samih začetkov razvoja krasoslovja potekajo intenzivne razprave in celo prepiri o gladini podzemne vode na krasu. V začetku tega stoletja sta se izoblikovali dve glavni teoriji.

Prva, Grundova (1903) teorija zagovarja enotno telo kraške vode brez integrirane drenažne mreže. Druga, Katzerjeva (1909) trdi, da se voda v krasu pretaka le po izoblikovanih kanalih, ki med seboj niso nujno povezani. Ta teorija zanika obstoj enotne gladine podzemne vode. Prisotnost obeh gledišč v krasoslovju zasledimo še danes, čeprav mnogi dokazi govore o obstoju gladine podzemne vode, ki pa je sicer ne moremo interpretirati tako premočrtno, kot lahko to storimo v medzrnskih vodonosnikih. Glavna napaka obeh teorij je, da upoštevata predvsem alohtone vode ne pa tudi avtohtonih. Po White-u (1988) je zmešnjava okoli obstoja ali neobstoja gladine podzemne vode posledica nerazumevanja samega koncepta podzemne vode. Od starejših raziskovalcev je bil današnjemu razumevanju hidrogeoloških razmer na krasu še najbližje Cvijić (Šušteršič, 1991), ki je poleg alohtonih voda upošteval tudi avtohtone.

Gladina kraške podzemne vode je zelo nepravilna in se hitro spreminja, »živahna« je (Milanović, 1979). Odvisna je od prepustnosti kamninskega bloka in od hidravličnega gradienta. Kjer je kamninski blok slabo prepusten, je zaradi velikega upora gladina vode v njem relativno visoka, kjer je kamnina zelo prepustna, pa relativno nizka in odpornost majhna. Zaradi tega so v kanalih pretoki hitri, v razpokah okoli kanalov pa je prisoten počasen difuzni tok. Hidravlični gradient je v krasu zelo spremenljiv in odvisen od sezonskih padavin. Zaradi predelov, ki so prepustnejši kot drugi, hitro naraste in prav tako tudi hitro pade.

Modeliranje zakrasevanja

Razvoj laboratorijskih tehnik je podal možnosti eksperimentalnega opazovanja kinetike raztapljanja mineralov. Kinetiko raztapljanja kalcita so študirali številni avtorji (Plumer et al., 1978, 1979) in je tako njegovo raztapljanje v različnih razmerah dokaj dobro poznano. Žal temu ni tako pri drugih mineralih. Sklepe o teh opazovanjih so pričeli v krasoslovju uporabljati v prvi polovici osemdesetih let (Palmer, 1984; White, 1984) in jih razvili v modele, ki skušajo kombinirati kinetiko raztapljanja kalcita s hidrodinamičnimi pogoji. Ti modeli so bili razviti predvsem z namenom, da bi simulirali časovni razvoj krasa. Izvajanja modelov slone na termodinamskem opisu sistema $\text{CaCO}_3\text{--CO}_2\text{--H}_2\text{O}$.

Oglejmo si le nekaj specifičnih postopkov modeliranja. Voda, ki vstopi v razpoko, lahko zadrži agresivnost le do neke razdalje, ko njena moč upade. Razdaljo, na kateri moč raztapljanja upade na 10% začetne vrednosti, imenujemo penetracijska razdalja. Če je ta razdalja enaka ali daljša, kakor je razdalja med ponorom in izvirom, pride do nastanka rova, v nasprotnem le do krajših slepih kanalov. V literaturi je podanih več enačb, ki definirajo penetracijsko razdaljo. Njen izračun je odvisen od procesa, ki kontrolira raztapljanje, in od nasičenosti raztopine. Izračun je odvisen tudi od geometrije prevodnika.

Raztopina, ki raztaplja kamnino, se vzdolž poti približuje ravnotežju, vendar je to približevanje vedno počasnejše. Zaradi tega se penetracijska dolžina z bližanjem ravnotežju povečuje. Penetracijska dolžina je linearno povezana s hitrostjo toka. Če je hitrost toka večja, voda penetrira globlje v razpoko. Iz tega sledi, da do razvoja jam pride tam, kjer je hidravlični gradient večji.

Kritični radij kanala je definiran kot radij kapilare ali razpoke, pri katerem pride do prehoda iz laminarnega toka v turbulentni tok. Ob pojavu slednjega se spremeni hitrost raztapljanja in poveča penetracijska dolžina.

Če se ozremo na nekoliko večje merilo, kakor je sistem večjih razpok, je nastanek kanalov odvisen od gostote razpok. Kjer je prisotna večja gostota razpok, je tok v posamezni razpoki manj koncentriran, kjer pa je gostota manjša, je koncentriranost toka večja. Če ta podmena drži, lahko sklepamo, da do razvoja rogov pride mnogo težje tam, kjer so prisotni sistemi razpok z večjo gostoto.

Model čistega krasa

Model čistega krasa je postavil Šušteršič (1986) z namenom, da bi pojasnil oblikovanost kraškega površja. Postavil je osem hierarhično si sledenih pogojev, ki morajo biti izpolnjeni, da lahko pride do nastanka pravega kraškega površja. V nadaljevanju izvajanj se bomo naslonili le na idejo, ki je v članku bistvena in predstavlja velik korak naprej v razmišljanjih o razvoju krasa. To je ideja o čistem krasu, o krasu, v katerem nastopajo samo kraški pojavi in procesi. Takšen način omogoča, da pri preučevanju krasa zanemarimo kakršen koli regionalni vpliv. Čisti kras v naravi verjetno ne obstaja. To je predvsem idealizacija, abstrakcija, s katero skušamo opredeliti tipično kraške procese. S tako zastavljenim modelom lahko opazujemo številne procese in njihove kombinacije. Na podlagi teh, simuliranih opazovanj lahko dokazujemo njihovo kraškost ali pa jo zavržemo.

Model čistega krasa razumemo kot model z jasno definirano strukturo in kontrolnim volumnom v smislu teorije sistemov. Tako s spreminjanjem vhodnih vrednosti in njihovih pogojev opazujemo spreminjanje strukture sistema in spremembe izhodnih vrednosti. Tako ravnanje omogoča, da postavimo različne scenarije, za katere predvidevamo, da bodo privedli do nastanka čistega krasa. Povedano nekoliko drugače: iščemo procese in pogoje ter njihove kombinacije, ki privedejo do nastanka čistega krasa. Opazovani sistem ni več definiran s kavzalnim zaporedjem procesov, marveč z različnimi odnosi in kombinacijo le-teh. Tako zastavljeno opazovanje, modeliranje omogoča, da kot kraške razpoznamo tiste procese in danosti, ki privedejo do nastanka čistega krasa.

Pri tako podrobnem razglabljanju o razvoju čistega krasa bi pričakovali, da bo pojem čisti kras definiran jasno in enoznačno. Žal temu ni tako. Jasni eksplicitni definiciji se skušamo izogniti namenoma. Vzrok za to je prav gotovo ta, da je sam pojem čistega krasa nejasen, zato ker je tudi sam predmet raziskovanja. Zanima nas, kdaj in kje se razvije. Tako mora biti začetna definicija dovolj široka, da omogoča sklepanje v smislu povratne zanke, ki dognanja modela ponovno vključi v raziskovanje.

Nekoliko natančnejši razmislek pokaže, da skušajo teorije o razvoju krasa razložiti predvsem njegovo morfologijo. Tako si tudi čisti kras predstavljamo kot morfološko kategorijo. Površje grade centrične globeli in vzpetine (Šušteršič, 1986), podzemlje pa je prevotljeno s kanali. Iz tega sledi, da so vsi kriteriji, ki opredeljujejo, kdaj se je čisti kras razvil, predvsem morfološki in hkrati nenatančni, saj je obliko mnogo težje definirati kvantitativno, kot lahko to storimo na primer s fizikalnimi spremenljivkami.

Čisti kras se razvije predvsem tam in vsaj takrat, kjer masni transport v sistem in iz sistema poteka le v raztopini, pri tem pa zaradi raztapljanja pride do prehoda iz razpoklinskega v kraški vodonosnik. Masni transport v kateri koli drugi obliki (npr. koloidi) nam v tako zastavljenem modelu predstavljajo nekraški element. Poroznost preide iz razpoklinske v mešano, ki jo sestavljata razpoklinska in kanalska poroznost. Čisti kras je razvit tedaj, ko penetracijska razdalja preseže razdaljo med ponorom sistema in izvirom sistema in ko prvi od tako nastalih kanalov preseže kritični polmer. Tako so podane razmere, da lahko znotraj kontrolnega volumna govorimo o statistični pri-

sotnosti turbulentnega režima pretakanja in je ta odvisen od porazdelitve hidravličnega gradienta. Od tod dalje prihaja le do različnih realizacij čistega krasa.

Oglejmo si sedaj model, ki bo opisal prehod iz razpoklinskega v kraški vodonošnik in ga definiramo kot čisti kras. Tako postavljen model je še vedno do neke mere konceptualen, saj njegove strukture in komponent ne bomo definirali matematično. Menimo pa, da je tako postavljen model možno opisati matematično in ga modelirati numerično.

Model

1. Kontrolni volumen: blok kraške kamnine z definiranimi dimenzijami.
2. Začetna struktura sistema:
 - 2.1. Kamnina: definiramo jo z enim mineralom ali sistemom mineralov s kongruentnim raztapljanjem, za katere poznamo vse potrebne termodinamične vrednosti, ravnotežne konstante in njihovo kinetiko raztapljanja.
 - 2.2. Poroznost: razpoklinska poroznost s statistično definiranimi parametri: dolžina, širina, vpad in odprtost razpok.
3. Mejni pogoji: točke na robovih sistema, kjer je sistem odprt ali zaprt.
4. Vhodne vrednosti:
 - 4.1. Kemične lastnosti vode: stanje njihove podnasičenosti ali prenasičenosti, glede na minerale, ki sestavljajo kamnino.
 - 4.2. Hidrodinamični pogoji: začetni hidravlični gradient – ob podmeni, da je po povezavi ponora in izvira konstanten, akumulacija v sistemu pa nična.

Iz opisne definicije krasa sledi, da je prehod iz razpoklinskega v kraški vodonošnik odvisen od velikosti kamninskega bloka, v katerem kras nastaja. Zaradi tega moramo pri modeliranju razvoja definirati velikost kamninskega bloka. Pri istih pogojih, enaki penetracijski dolžini in hidravličnem potencialu bo do nastanka kraškega kanala prišlo prej na krajši kot na daljši razdalji med ponorom in izvirom v sistem. To je neodvisno od geometrije sistema in je izključno posledica kinetike raztapljanja mineralov.

Pri dosedanjih simulacijah razvoja krasa je kamninsko maso predstavljal mineral kalcit (Dreybrodt, 1988, 1990, 1992), za katerega so zelo dobro poznani vsi termodinamični podatki, ravnotežne konstante in kinetika raztapljanja. Kalcit praviloma gradi večino kraških kamnin, vendar ni edini mineral v njih. Tudi struktura teh kamnin je dokaj raznolika. Zaradi tega je to le grob približek kraške kamnine. Vedenje drugih mineralov, njihova termodinamika, ko nastopajo v kraški kamnini (npr. dolomita), je tudi pod laboratorijskimi razmerami dokaj slabo poznana. Prav tako je slabo poznan tudi vpliv primesi v kamnini in njene strukture na raztapljanje. Tako moramo vsaj v začetnih fazah modeliranja razvoja krasa kamninsko maso predstaviti s kalcitom. Domnevamo homogeno, izotropno in kongruentno topno kamnino, kjer procesi raztapljanja potekajo enako v vseh točkah kamninskega bloka.

Poleg topnosti moramo v strukturi modela definirati tudi predkraško poroznost in njen razpored znotraj kontrolnega volumna. Predkraško poroznost definiramo z razpoklinsko poroznostjo. Pri terenskih študijah lastnosti razpok običajno opišemo statistično, na podlagi podmene, da se njihova distribucija ujema z eno od teoretičnih distribucij. Tega načina se poslužimo tudi pri modeliranju. Vsaka od teh distribucij je enoznačno definirana s statističnimi parametri. Pri modeliranju s temi vrednostmi definiramo sistem razpok v modelu. Razpored razpok v bloku simuliramo s pomočjo Monte Carlo tehnik. Verjetnostno simulacijo izvedemo za vsako od lastnosti razpok. Te simulirane vrednosti kombiniramo v sintetično porazdelitev, ki definira prostorski

razpored simulirane razpoklinske poroznosti znotraj kontrolnega volumna. Z mejnimi pogoji definiramo prevsem odprtost in zaprtost sistema. Na ta način lahko posredno določamo razdaljo med vhomom in izhodom.

Od vhodnih vrednosti je potrebno poznati kemične karakteristike v sistemu dotekajoče vode, to je stanje njene nasičenosti glede na minerale, ki nastopajo v kamnini. Od stopnje nasičenja vode je odvisna kinetika raztapljanja mineralov. Če je raztopina zelo podnasičena, je hitrost raztapljanja mineralov večja, kot če je raztopina blizu ravnotežja. Hidrodinamične pogoje v sistemu definiramo s hidravličnim potencialom na mejah. Običajno ga predstavimo s tenzorjem kot lastnostjo prostora. Glede na njegovo smer in velikost bodo prevajale le razpoke, ki bodo nudile manjši odpor.

Kot dodatno zahtevo pri modeliranju čistega krasa bi lahko upoštevali tudi mehanske lastnosti kamninskega bloka. Od teh je v začetni fazi odvisna odprtost razpok, kasneje pa stabilnost kanalov.

Kot rezultat tako postavljenega modela pričakujemo morfološko preoblikovan kamninski blok in sestavo vode, ki bo na izviru drugačna kot na ponoru. Poleg tega bo tako postavljeni model podal delež difuznega toka nasproti koncentriranemu toku. S tako postavljenim modelom bi lahko opazovali predvsem razvoj globalne drenažne mreže, ne pa tudi posameznih morfoloških podrobnosti, kot npr. razvoj prečnega profila rova.

Sklep

V prispevku so nakazani nekateri problemi, povezani s teorijo krasa s poudarkom na prehodu iz razpoklinske poroznosti v mešano poroznost. Ker številna osnovna vprašanja konceptualne narave, ki bi dovolj enoznačno omogočila takšno obravnavo, niso rešena, je prikazana širša, splošnejša zasnova, na podlagi katere bi bilo, predvsem skozi hidrogeološka očala, mogoče postaviti model razvoja krasa.

Kras je zelo zapleten hidrogeološki sistem, ki terja veliko natančnega in pogosto zelo zamudnega dela tako na praktičnih primerih kot na povsem teoretičnem področju. Zato se je reševanja problemov potrebno lotiti postopoma in v osnovi zelo podrobno. Šele ko bodo nekatere podrobnosti rešene (raztapljanje kamnine, pokanje kamnine itd.), se bomo lahko lotili postavljanja modela razvoja celotnega krasa.

V prispevku je združen hidrogeološki pogled na kras, ki sloni predvsem na praktičnih študijah, in teoretski speleološko geomorfološki postopek z namenom krasoslovju približati nekatere metode, ki so mu dokaj tuje (npr. koncept različnih poroznosti in reprezentativnega volumna – REV). Večina teorij, ki se ukvarja z razvojem krasa, v svoji osnovi tolmači predvsem njegovo oblikovanost. Tako pogosto prezre povsem specifične fizikalne pogoje in procese, ki vladajo v krasu. Smiselna uporaba hidrogeoloških postopkov bi v znatni meri pripomogla k drugačnemu razumevanju nastanka krasa.

Zahvala

Za spodbudo pri pisanju članka in nekatere sugestije se zahvaljujem prof. dr. Francetu Šušteršiču in prof. dr. Miranu Veseliču.

Conceptual approach to modeling karst development

Summary

In spite of very intensive development of the karst theory in the last century many open problems are left, especially in the interpretation of karst development. Not much is known about transition from prekarst to karst features.

Modern science has developed many methods and approaches which can be used in karst studies. The most important among them is numerical modelling. From the application of this method substantial progress in the understanding of karst development can be expected. Some fundamentals that could help constructing models of karst development from prekarst to karst stage are discussed in this paper. In it the knowledge of karst hydrogeology, speleology and geomorphology is combined.

The approach is mainly conceptual and is based on the data from the Dinaric carbonate rock karst. This is the reason why the intergranular porosity is not treated as prekarst porosity.

Natural phenomenon are extremely complex and may never be fully understood. This is true also and maybe even more for the karst. However, in studying the natural processes they may be represented in a simplified way. This is enabled by the idea of the system. A system is a set of connected parts that form a whole. The components can be grouped into subsystems that can be treated separately. The results are combined according to the interactions between subsystems (Chow et al., 1988).

In the article karst is described as a specific subsystem of global hydrological cycle that in majority of its components interacts with the subsystem of underground water. For our purpose we define karst as hydrogeological system where interact the subsystems of underground water and surface water depended upon the karst rock.

We consider the karst as the rock mass in which water is transferred. Owing to that we use equivalently the term karst aquifer. The term aquifer is discussed more thoroughly than it is usual in hydrogeology. Our definition includes also aquitard. For the needs of our conceptual model we take the aquifer as a part of the rock massive which contains and transmits water.

Karst is a system in which structure changes with time. Its components are numerous and interactions between them are complex. This complexity is simplified in the proportion that we can model its components separately (e.g. diffuse flow, dissolution of rock).

The basis of the conceptual model depicted in Fig. 1 are the general ideas of the global hydrological system (Chow et al., 1988). Detailed classification of the flow in karst rock is based on partial compilation from conceptual models of Smith et al. (1976) and White (1988).

In general the karst hydrogeological system can be divided into subsystems of surface and underground water. In the karst the subsystem of surface water is rarely realized, only some components of them are present. These components are mainly connected at the contact between karst and nonkarst systems.

The subsystem of underground water consists of the vadose and phreatic zones. In the vadose zone Palmer (1984) distinguished between the allogenic and authigenic waters. Precipitations recharge authigenic flow. They infiltrate into soils and there they percolate in the form of diffuse flow into discontinuities which transfer water towards the ground water surface. Where soils are not developed infiltration occurs directly into discontinuities. Along the course the diffuse flow can be trans-

ferred from slow diffuse flow to concentrated flow, and can be a consequence of closed depressions at the surface.

The allogenic recharge is a consequence of swallowed streams. This recharge is very often in the contact area between karst and nonkarst systems. Usually the zone of sinking is also the beginning of the groundwater surface.

The vadose zone continuously passes across the capillary zone to the groundwater surface. The latter continually changes with time. It can be a free surface water in the open channels or water in interconnected discontinuities. Statistically speaking, the ground water surface in karst is a very irregular, continually changing and connected surface. If in the phreatic zone hydraulic gradient exists, circulation of water is established. Circulation can be deep or shallow. This depends on the value of the hydraulic gradient.

In karst, the flow of water mainly depends on the tectonic setting of the rock which controls the arrangement of porosity inside the rock block. Discontinuous porosity and channel porosity are prevailing in the karst system. Their ratio depends on the degree of development of karst. The effect of mixed porosity and different proportion between discontinuous and channel porosity is clearly seen from Tab. 1 where data from various sources are presented. The reason for high variability of values is not only the nature of karst but also differing methodology for determination of porosity (e.g. pumping test, mapping, different representative elementary volume, etc.). Porosity has an influence on the hydraulic regime in rocks. The flow can be unconfined or confined. We could speak of laminar flow in joints and fissures. The flow could be described as flow between parallel plates. Sometimes we can approximate it with the Darcy flow. In the case of turbulent regime which usually appears in channels we can talk about open channel flow or about channel flow under pressure. The model of the karst development must strictly predict the flow conditions because water is the only transport medium in the proposed model.

Model of the pure karst was developed by Šušteršič (1986) with the aim to explain the morphology of the karst surface. He proposed eight hierarchical conditions that must be satisfied for the karst surface to develop. When all eight conditions are satisfied, the pure karst is developed. In the pure karst only karst phenomena and processes occur. With this approach all regional influences are neglected. Pure karst never exists in the nature. This is only an idealization that helps in determination of the typical karst processes and in understanding of their numerous combinations.

The model of pure karst described in the article should be understood in the context of the systems theory with clearly defined structure and control volume. With alteration of the input values and conditions we can observe the modification of the structure and variation of output values. This approach could help us in the realization of various scenarios that led to development of the pure karst. We are looking at the processes, conditions and their combinations under which pure karst can develop.

Many theories of the karst evolution primarily tend to explain the karst morphology. Alike we could realize the pure karst as a morphological category where the surface consists of centric depressions and hills (Šušteršič, 1986), and the underground is perforated by channels. From this it follows that all criteria that define when pure karst has begun to develop are mainly morphological, and for that very reason not exact.

The pure karst can develop where the mass transport through the system is in the solution and where aquifer with discontinuous porosity is transformed into the

karst aquifer with mixed porosity. Mass transport in any other form (e.g. colloids) in our model approach represents a non-karst element. The discontinuous porosity is changed into the mixed porosity represented by the channel and discontinuous porosities.

The pure karst is fully developed when the penetration length (Dreybrodt, 1988) exceeds the distance between the sink into the system and the outflow from the system, and when the first of the channels exceeds the critical distance.

When this conditions inside the control volume are satisfied we could talk about the statistical presence of the turbulence regime which depends on the hydraulic gradient. From that point onwards only different realizations of pure karst are possible.

Further the model with the application of the system theory approach is described. This model is still conceptual but more rigorous than the model in Fig. 1.

The model consists of:

1. Control volume: the block of karst rock defined by its dimensions.
2. Initial structure of the system:
 - 2.1. Rock is defined by one mineral or as a system of minerals with congruent dissolution. For these minerals all necessary thermodynamic values, equilibrium constants and chemical kinetics are known.
 - 2.2. Porosity: discontinuous porosity with defined statistical parameters: length, width, dip and aperture.
3. Boundary conditions: sites at the system edges at which the system is opened or closed.
4. Input values:
 - 4.1. Chemical properties of water: the state of water saturation due to minerals in the control volume.
 - 4.2. Hydrodynamic conditions: initial hydraulic potential, with the assumption that after connection between inflow and outflow with one channel the potential remains constant. Accumulation in the system is negligible.

From these definitions it follows that the transition from the discontinuous aquifer to the karst aquifer depends on the size of the rock block. Under the same conditions of the penetration length and hydraulic potential the karst channel will be developed faster on the shorter distance as on the longer distance between the inflow and the outflow from the system. This effect that is independent of the system geometry is the consequence of mineral dissolution kinetics.

Till now in all simulations of the karst development the rock of the mass was represented by the mineral calcite (Dreybrodt, 1988, 1990, 1992). For calcite all thermodynamical data, and kinetics of dissolution are known. In the majority of cases the calcite is the prevailing mineral in the carbonate karst rocks, but it is not the only one. For other minerals that are also present in karst rocks (e.g. dolomite) their properties are less well known. Similarly the influences of impurities and rock structure upon the rock dissolution are unclear.

Because of all these problems we must, in the early stages of modelling, present the karst rock as a calcite mass. We assume homogeneous, isotropic and congruently dissolvable rock in which all processes of dissolution at any point within the control volume are the same.

Besides the solubility of rock we define the prekarst porosity and its distribu-

tion within the control volume. The prekarst porosity is presumed as discontinuous porosity. In the field studies of joints and fissures we usually use the statistical approach. Field data are fitted to some theoretical distribution or empirical distribution is found. This procedure could also be used in modelling studies. Each theoretical distribution is precisely defined by statistical parameters. In the modelling we suppose these values and the arrangement of discontinuities are simulated with the Monte Carlo techniques. The probability simulation must be done for every studied property of discontinuities, and later combined into a synthetical distribution that defines the spatial arrangement of the simulated prekarst discontinuous porosity within the control volume.

With boundary conditions we define the openness and closeness of the system. In this way we indirectly define the length between the sink and the outflow in the system.

Among the input values we must know the chemical characteristics of inflowing water, mainly its saturation state with respect to minerals in the control volume. Upon the saturation state depends the kinetics of dissolution. More undersaturated is the inflowing solution, faster will be the dissolution.

Hydrodynamic conditions are defined by the hydraulic potential at the borders of the system. Usually we could represent the hydraulic potential in the tensor form, as a property of space. Depending upon its principal direction and size only discontinuities with lower resistance will transfer water.

As an additional condition we could introduce in the model the mechanical properties of rock. From this condition depends initially the aperture of discontinuities and in the later stages the stability of the channels.

As a result of the model we could expect the morphologically remodeled rock block and the chemical composition of water in the spring that differs from the inflow waters. At the outflow we can define the ratio between diffuse and concentrate outflow.

With such a model we could observe the development of the global karst drainage network. For the observations of a particular feature (e.g. cross profile of karst channel) we must construct a somewhat different model.

Literatura

- Aljtovski, M. E. 1973: Hidrogeološki priročnik. – Građevinska knjiga, 616 pp., Beograd.
- Bear, J. & Verruijt, A. 1987: Modeling ground water flow and pollution. – D. Riedel Publishing Company, 413 pp., Dordrecht.
- Bonacci, O., 1985: Hydrological investigation of Dinaric karst at Krčić catchment area and the river Krka springs. – *Journal of Hydrology* 82, 317–326, Amsterdam.
- Bonacci, O. & Jelin, J. 1988: Identification of karst hydrological system in the Dinaric karst (Jugoslavija). – *Hydrological sciences journal* 33, 5–10, Oxford.
- Brahana, J. V., Thraillkill, J., Freeman, T. & Ward, W. C. 1988: Carbonate rocks. In: Back, W., Rosenheim, J. S. & Seaber, P. R. (eds.): *Hydrogeology – The geology of North America. Vol O – 2*, 333–352 – The geological society of America, Boulder.
- Brenčič, M. 1992: Košelevc. – *Naše jame* 34, 41–51, Ljubljana.
- Burger, A. & Pasquier, F. 1984: Prospection à captage d'eau par forages dans la vallée de la Breuine (Jura, Suisse). In: Burger, A. & Dubertret, L. (eds.), *Hydrogeology of karstic terrains 1*. – Heise Verlag, 145–149, Hannover.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. & Mays, L. W. 1988: *Applied hydrology*. – McGraw Hill Book Company, 527 pp., New York.
- Cvijić, J. 1895: *Karst, geografska monografija*, 135 pp., Beograd.

- Čar, J. 1982: Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja. – *Acta Carsologica* 10, 78–105, Ljubljana.
- Davis, S. N. & DeWiest, R. J. M. 1966: *Hydrogeology*. – John Wiley & Sons, 463 pp., New York.
- Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. 1990: *Physical and chemical hydrogeology*. – John Wiley & Sons, 824 pp., New York.
- Dreybrodt, W. 1988: *Processes in karst systems, physics, chemistry and geology*. – Springer Verlag, 288 pp., Berlin.
- Dreybrodt, W. 1990: The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution. – *Journal of Geology* 98, 639–655.
- Dreybrodt, W. 1992: Dynamic of karstification: A model applied to hydraulic structures in karst terranes. – *Applied hydrogeology* 1, 20–32.
- Driscoll, F. G. (ed.) 1987: *Ground water and wells*. – Johnson Division, 1089 pp., St. Paul.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. 1979: *Ground water*. – Prentice Hall, 604 pp., Englewood Cliffs.
- Grund, A. 1903: *Die Karsthydrographie Studien aus Westbosnien*. – *Geograph. Abhandlungen* (3), 1–200, Wien.
- HawLee, C. & Farmer, I. 1993: *Fluid flow in discontinuous rocks*. – Chapman & Hall, 169 pp., London.
- Kasting, E. H. 1984: Hydrogeomorphic evolution of karsted plateaus in response to regional tectonism. In: La Fleur, R. G. (ed.), *Ground water as a geomorphic agent*. – Allen and Unwin, 248 pp., London.
- Katzer, F. 1909: *Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel*. – Kajun, Sarajevo.
- Komatina, M. 1984: Hydrogeologic features of the Dinaric karst. In: Mijatović, B. (ed.), *Hydrogeology of the Dinaric karst, International contribution to hydrogeology* 4, 55–72, Heise Verlag, Hannover.
- Krešić, N. A. 1993: Review and selected bibliography on quantitative definition of karst hydrogeological system. In: La Moreaux, Assad, F. A. & McCarley, A. (eds.), *Annotated bibliography of karst terranes, Vol. 5. International contributions to hydrogeology*, – Heise Verlag, Hannover.
- Krivic, P. 1983: *Interprétation des essais par pompage réalisés dans un aquifère karstique*. *Geologija* 26, 149–186, Ljubljana.
- Llomas, M. R., Davis, S. N., Galofre, A. & Custodio, E. 1983: *Exploration de aquas subterraneas*. In: Custodio, E. & Llomas, M. R. (eds.), *Hidrologia subterranea, Tomo II*. – Ediciones Omega, S. A. – Platon, 1491–1509, Barcelona.
- Mijatović, B. F. 1980: Reprezentativnost hidrauličkih parametara dobijenih probnom crpljenjem u kraškim akviferima. – *Zbornik referatov VI Jugoslovanskega simpozija o hidrogeologiji in inženjerski geologiji, knjiga 1*, 241–253, Portorož.
- Mijatović, B. F. 1990: *Kras – hidrogeologija kraških vodonosnika*. – Geozavod, 304 pp., Beograd.
- Milanović, P. 1979: *Hidrogeologija karsta i metode istraživanja*. – Hidroelektrarne na Trebišnjici, Institut za korišćenje i zaštitu voda na kršu, 302 pp., Trebinje.
- Moore, G. K., Burchett, C. R. & Bingham, R. H. 1969: *Limestone hydrology in upper Stones river basin Central Tennessee*. Department of conservation division of water resources and planning USGS, Washington D. C.
- Motyka, J. & Wilk, Z. 1984: Hydraulic structure of karst fissured Triassic rocks in the vicinity of Olkusz (Poland). – *Kras i speleologia* 14, 11–24, Katowice.
- Palmer, A. N. 1984: Geomorphic interpretation of karst features. In: La Fleur, R. G. (ed.), *Ground water as a geomorphic agent*. – Allen and Unwin, 227–248, London.
- Palmer, N. A. 1991: Origin and morphology of limestone caves. – *Geological society of America bulletin* 103, 1–21, New York.
- Placer, L. 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. *Geologija* 25/1, 7–94, Ljubljana.
- Plummer, L. N., Wigley, T. M. L. & Parkhurst, D. L. 1978: The kinetics of calcite dissolution in CO₂ water systems at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. – *American journal of science* 278, 179–216, New York.
- Plummer, L. N., Parkhurst, D. L. & Wigley, T. M. L. 1979: A critical review of the kinetics of calcite dissolution and precipitation. In: Jenne, E. A. (ed.), *Chemical modeling in aqueous systems*. – ACS Symposium Series 93, 537–573.

- Powers, R. W. 1961: Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks classification. In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks, A simposium*. 122–129, Washington D. C.
- Schmidt, V. 1965: Facies diagenesis and related reservoir properties in Gigas Beds (Upper Jurassic), Northwestern Germany. In: *Dolomitization and limestone diagenesis, a simposium*. – Society of economic paleontologists and mineralogists 13, 124–168, Hannover.
- Shuster, E. T. & White, W. B. 1972: Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. – *Water Resources Research* 8, 1067–1073, Washington.
- Smith, D. J., Atkinson, T. C. & Drew, D. P. 1976: The hydrology of limestone terrains. In: Ford, T. D. & Cullingford, C. H. D. (eds.), *The science of speleology*, – Academic Press, 179–212, London.
- Steinman, F. 1992: Hidravlika. – Fakulteta za arhitekturo gradbeništvo in geodezijo, 281 pp., Ljubljana.
- Stepinac, A. 1975: Studija zapremine šupljina u kršu na bazi konkretnih primjera. In: *Hidrogeologija i vodno gospodarstvo krša*, Dubrovnik, Izdanje Zavoda za hidrotehniko, Sarajevo.
- Šebela, S. 1992: Geološke značilnosti Pisanega rova Postojnske jame. – *Acta Carsologica* 21, 97–116, Ljubljana.
- Šebela, S. & Čar, J. 1991: Geološke razmere v podornih dvorinah vzhodnega rova Predjame. – *Acta Carsologica* 20, 205–222, Ljubljana.
- Sušteršič, F. 1986: Model čistega krša in nasledki v interpretaciji površja. – *Acta Carsologica* 21, 97–116, Ljubljana.
- Sušteršič, F. 1991: S čim naj se ukvarja speleologija. – *Naše jame* 33, 73–86, Ljubljana.
- Thomas, G. E. 1961: Grouping of carbonate rocks into textural and porosity units for mapping purposes. In: Ham, W. E. (ed.) *Classification of carbonate rocks, A simposium*. 122–129, Washington D. C.
- Torbarov, K. 1975: Proračun prevodljivosti i efektivne poroznosti u uslovima krša na bazi analize krive recesije. In: *Hidrogeologija i vodno gospodarstvo krša*, Dubrovnik, Izdanje Zavoda za hidrotehniko, Sarajevo.
- Veselič, M. 1984: *Hidrogeologija*. Nevezana fotokopirana skripta, Odsek za geologijo, Ljubljana.
- Vlahović, V. 1970: Poroznost krša sliva Gornje Zete. – *Geološki glasnik* 6, Titograd.
- White, W. B. 1984: Rate processes: chemical kinetics and karst landform development. In: La Fleur, R. G. (ed.), *Ground water as a geomorphic agent*. – Allen and Unwin, 227–248 London.
- White, W. B. 1988: *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. – Oxford University Press, 464 pp., New York.
- Williams, P. W. 1983: The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology* 61, 45–67, Amsterdam.