

SLOVENSKA AKADEMIJA ZNANOSTI IN UMETNOSTI
ACADEMIA SCIENTIARUM ET ARTIUM SLOVENICA

RAZRED ZA NARAVOSLOVNE VEDE
CLASSIS IV: HISTORIA NATURALIS

Znanstvenoraziskovalni center SAZU
INŠTITUT ZA RAZISKOVANJE KRASA * INSTITUTUM CARSOLOGICUM

ACTA CARSOLOGICA
KRASOSLOVNI ZBORNIK

XII
1983



LJUBLJANA
1984

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKA AKADEMIJA ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984
IN NA SEJI PREDSEDSTVA
DNE 6. JUNIJA 1984

UREDNIŠKI ODBOR
SVETOZAR ILEŠIČ, JOŽE BOLE, IVAN GAMS, MARIO PLENIČAR,
RADO GOSPODARIČ, PETER HABIČ

UREDILA
PETER HABIČ IN RADO GOSPODARIČ

ZAMENJAVA — EXCHANGE:
BIBLIOTEKA SAZU,
NOVI TRG, 5/1, 61001, P. P. 323, JUGOSLAVIJA

Tiskano s subvencijo Raziskovalne skupnosti Slovenije in
Znanstvenoraziskovalnega centra SAZU

VSEBINA — INDEX

Habič, Peter

- Reliefne enote in strukturnice matičnega Krasa (s 3 slikami) 6
 Relief units and structural lines on classical Karst (with 3 Figures) 25

Gospodarič, Rado

- Jamski sedimenti in speleogeneza Škocjanskih jam (z 8 risbami in 2 fotografijama) 27
 Cave Sediments and Škocjanske jame Speleogenesis (with 10 Figures) 48

Kogovšek, Janja

- Vertikalno prenikanje vode v Škocjanskih jamah in Dimnicah (s 6 slikami) 49
 Vertical Water Percolation in Škocjanske jame and Dimnice (with 6 Figures) 65

Habič, Peter — Gospodarič, Rado — Kogovšek, Janja

- Kraške in hidrogeološke značilnosti Košanske doline ter njen prispevek k onesnaženosti Notranjske Reke (s 5 slikami) 67
 Karst and Hydrogeological Properties of Košana Valley and its Contribution to Notranjska Reka Pollution (with 5 Figures) 89

Čar, Jože — Gospodarič, Rado

- O geologiji krasa med Postojno, Planino in Cerknico (s 4 slikami in 2 prilogama) 91
 About Geology of Karst among Postojna, Planina and Cerknica (with 4 Figures and 2 Annexes) 105

Šušteršič, France

- Preprost model preoblikovanja udornic (z 8 slikami in 2 prilogama) 107
 A Simple Model of the Collapse Dolines Transformation (with 8 Figures and 2 Annexes) 131

Jakopin, Primož — Kenda, Ivan — Kranjc, Maja — Kranjc, Andrej

- Krasoslovna zbirka podatkov 139
 Karstological Data Bank 151

**RELIEFNE ENOTE
IN STRUKTURNICE MATIČNEGA KRASA**

(S 3 SLIKAMI)

**RELIEF UNITS AND STRUCTURAL LINES
ON CLASSICAL KARST**

(WITH 3 FIGURES)

PETER HABIČ

**SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984**

Vsebina

Izvleček — Abstract	7 (3)
UVOD	7 (3)
IZHODIŠČE	8 (4)
UGOTAVLJANJE STRUKTURNIH ENOT IN STRUKTURNIC	10 (6)
OMEJITEV PREUČEVANEGA OBMOČJA	10 (6)
RAZPORED RELIEFNIH ENOT	11 (7)
Vzpetine in kopasti vrhovi	
Ravnote in ravniki	
Doli in podolja	
STRUKTURNICE IN POGLAVITNE PRELOMNE CONE KRASA	19 (15)
RAZPRAVA IN SKLEPI	21 (17)
LITERATURA	23 (19)
RELIEF UNITS AND STRUCTURAL LINES ON CLASSICAL KARST (Summary)	25 (21)

Naslov — Address

dr. PETER HABIĆ, dipl. geogr., znanstveni svetnik
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Tibov trž 2
66230 Postojna
Jugoslavija

Izvleček:

UDK 551.442(234.422.1-16)

Habič Peter: Reliefne enote in strukturnice matičnega Krasa.

Strukturne reliefne enote matičnega Krasa med Tržaškim zalivom in Vipavsko dolino (NW Dinaridi) so opredeljene s pomočjo reliefnih strukturnic kot so robovi, brazde, razori, rebri, nizi vrtač ter žlebovi. Razčlenjeni vzdolžni hrbti, široke ravne površine in vanje poglobljeni vzdolžni in prečni doli so zasnovani na vzdolžnih, prečnih ter vmesnih prelomih in prelomnih conah, ob katerih so bili posamezni bloki med nekdanjim fluvialnim in kasnejšim kraškim preoblikovanjem karbonatnih kamnin tektonsko različno premaknjeni. Razpored in dinamika se skladata z netektoniko ob stiku Alp, Dinaridov in Jadranske morske kotline.

Abstract

UDC 551.442(234.422.1-16)

Habič Peter: Relief units and structural lines on classical Karst.

Structural relief units of classical Karst between Trieste Bay and Vipava Valley (NW Dinarids) were defined by the help of relief structural lines as are edges, karst furrows, fluvial gullies, flanks, series of dolines and denudation gullies. Dissected longitudinal ridges, broad levelled surfaces with transverse and longitudinal valleys cut in them developed on longitudinal, transverse and interlying faults and fault zones, where particular blocks between previous fluvial and later karst transformation of carbonate rocks were tectonically differently displaced. Distribution and dynamics correspond to neotectonics at the contact of Alps, Dinarids and Adriatic Sea depression.

UVOD

Ob novih spoznanjih o mladem tektonskem oblikovanju reliefa v zahodnem delu Slovenije (D. Kuščer in drugi, 1974, I. Gams 1976, P. Habič 1982) kot tudi v sosednji Furlaniji (A. Zafferrari in drugi, 1982) smo skušali na območju matičnega Krasa odkriti tiste reliefne poteze, ki so predvsem pogojene z geološko zgradbo in mladimi tektonskimi premiki.

Pregledali smo geomorfološke razprave o Krasu in ugotovili, da se izogibajo strukturnih vplivov na razpored in značaj reliefnih oblik. S pomočjo topografske karte v merilu 1:25.000, letalskih posnetkov in terenskega pregleda smo izdelali pregledno karto strukturnih reliefnih enot. Primerjali smo jo z osnovno geološko karto in ugotovili skladnost s tremi poglavitnimi prelomnimi conami. Z njimi se sklada tudi razpored temeljnih reliefnih oblik, vzpetin, ravnin in podolij. Skladnost je izrazita zlasti v vzdolžni dinarski smeri, poglavitne prečne reliefne značilnosti pa so zelo verjetno z njimi genetsko povezane.

V razporeditvi reliefnih enot in njihovi oblikovanosti kot tudi v poteku poglavitnih reliefnih strukturnic, pregibnic, rebernic, brazd in razorov odseva mlada tektonika. Tektonska dinamika je bila pomembna že v času prevladujočega fluvialnega in korozijskega oblikovanja površja, ko je bil Kras še z vseh strani zajezen in je bila gladina kraške vode blizu površja. Takrat so čezenj lahko tekle tudi reke s sosednjega fliša in odlagale različne naplavine. Odločilna je bila tektonika tudi pozneje pri lomljenju in diferenciranem premikanju morfoloških enot, tako hrbtov, uravnjav in dolov, kot tudi pri celotni izdvojitvi Krasa med Tržaškim zalivom, Goriško ravnino in Vipavsko dolino. Različno dviganje je tudi v vzdolžni dinarski smeri zapustilo sledove.

Kraško razčlenjevanje se je kasneje prilagajalo spremembam v razporeditvi in značaju zunanjih sil in sproščanju notranjih napetosti. S temi spoznanji smo dopolnili pestro podobo o morfogenezi Krasa, ki so jo sestavili številni dosedanji raziskovalci. Hkrati pa se je s tem odprla možnost za smiselno uskladitev marsikaterega spornega morfogenetskega vprašanja. Nakazana je pot za poglobljena hidrogeološka in speleološka preučevanja matičnega Krasa.

IZHODIŠČE

Doslej je bilo geomorfološko preučevanje matičnega Krasa med Tržaškim zalivom in Vipavsko dolino usmerjeno predvsem v analizo fluvialno-erozijskih sledov in kraških oblik (A. Marussi, 1941, 1975; A. Melik, 1956, 1960; D. Radinja, 1966, 1967, 1969, 1972, 1974). Predmet geomorfološkega preučevanja so bile tudi nekatere drobne kraške oblike v odvisnosti od litološke podlage in tektonike na ožjem območju Tržaškega Krasa (F. Forti, 1972, 1979; F. Cucchi, F. Forti, R. Semeraro, 1976, 1979; F. Cucchi, F. Forti, 1982). Tudi splošne reliefne značilnosti in večje kraške oblike so bile večkrat obravnave, vendar so jih geologi in gemorfologi različno razlagali. Pregled teh ugotovitev je podal I. Gams (1974, 196—199).

Doslej je pri nas geomorfološke znašilnosti Krasa najtemeljiteje preučeval D. Radinja in objavil razprave o Doberdobskem Krasu (1969), o Vremški dolini in Divaškem Krasu (1967) ter o Senožeškem podolju (1972). Bolj preglednega značaja sta prispevka iz leta 1966 in 1974. Relief matičnega Krasa je skušal razložiti z erozijsko denudacijskimi in korozijskimi procesi ob stiku apnencev s flišnim sosedstvom. Pri tem se je poleg oblik oprl na ostanke rečnih naplavin. Strukturnim reliefnim oblikam ni namenil posebne pozornosti, čeprav večkrat omenja, da je sedanji relief Krasa strukturen v tektonskem in petrografskem pomenu. V nasprotju s sedanjim naj bi bil starejši relief inverznega značaja, višji v flišu in nižji na apnencih. Danes je kraška antiklinala višja, sinklinalno sosedstvo pa nižje; trši apnenci so višji, mehkejši fliš nižji (D. Radinja, 1966). Nadalje ugotavlja, da obstajajo o genezi Krasa različna, tudi diametralno nasprotna pojmovanja. Eni razlagajo osnovno površje na Krasu z abrazijo, drugi z erozijo, tretji s korozijo. Problem je po njegovem v tem, da tolmačijo posamezne reliefne oblike z različnimi procesi. Tako so, na primer suhe doline, ki naj bi bile najbolj prepričljiv dokaz za erozijo in fluvialno fazo na Krasu, hkrati tudi najbolj sporne. Nastale naj bi bodisi s tektoniko, oziroma z lokalnimi procesi na manj čistih apnencih, ali pa na stiku apnenca in dolomita. Različna so tudi temeljna izhodišča o oblikovanju Krasa. D. Radinja (1966) je mnenja, da se je v hladnejši klimi začelo flišno obrobje Krasa hitreje zniževati in da je tedaj korozija na apnencih oslabela. I. Gams (1974, 199) pa sodi, da je erozija znižala fliš pod Kras po udoru Tržaškega zaliva in Soške ravnine.

Pri preučevanju Doberdobskega Krasa je D. Radinja (1969) določil osem nivojev ali stopenj v višinah med 70 in 280 m. Te stopnje je nato združil v štiri osnovne nivoje, končno pa je mnenja, da sta markantna in prevladujoča le dva nivoja, prvi je v višini 200—220 m, drugi pa v višini okoli 100 m. V Senožeškem podolju je v višinah med 520 in 720 m naštel osem teras (520 do 530, 560, 580, 620, 670—690, 720), na Vremščici pa je našel še dva nivoja v

višini 800—850 m in 1025 m). V Vremski dolini je med aluvialno ravnico in površjem Divaškega Krasa ugotovil pet teras (340, 365—370, 385, 400—410, 430—440, 450—460). Na Brkinih nad Vremsko dolino in Divaškim Krasom paje zasledil še osem nivojev v višinah med 480 in 800 m (480, 500, 520 do 530, 580, 620—630, 680, 760, 800), poleg teh pa so še trije pregibi na 450, 660 in 780, ki jih zaradi preskromnega obsega ni uvrstil v serijo teras. Medsebojnih zvez med stopnjami na Doberdobskem Krasu, v Senožeškem podolju in Divaškem Krasu ni pojasnil. Prav tako ni znano, koliko terasnih stopenj ali nivojev je še možno ločiti v vmesnem predelu Krasa in na njegovem zunanjem obrobju.

Nivoji so po D. Radinji različno stare uravnave, in sicer višje so starejše, nižje pa mlajše. Vse stopnje niso povsod ohranjene, pa tudi prehodi med njimi niso enako izraziti. Pri usklajevanju terasnih nivojev in morfogenetskih faz je očitno zadel na težave. Na Doberdobskem Krasu je opazil enake splošne morfološke značilnosti kot na celotnem matičnem Krasu, kjer so značilni trije nizi vzpetin z vmesnimi uravnavami in dolinskimi progami. Številnejši nivoji naj bi bili odraz bolj specialističnih morfogenetskih procesov. Dvojna nagnjenost površja naj bi bila posledica dveh razvojnih faz. Prečno čez Kras tekoče vode naj bi površje uravnemale in ga zniževale proti jugu. To naj bi potrjevali tudi ostanki rečnih naplavin. Teh je največ našel na Doberdobskem, Komenskem in Divaškem Krasu; na prvem prevladuje beli kremen, na drugem avtohtoni roženci, na tretjem pa raznobarvni kremen. V drugi fazi naj bi začel prevladovati odtok od vzhoda proti zahodu, kamor ga je pritegnilo grezajoče sosedstvo. Dokaz za to je po njegovem vrsta opuščenih dolin na južni strani Doberdobskega Krasa. Ni pa mogel opredeliti, katere dele površja so izdelale ene in katere druge vode. Pri tem si ni mogel pomagati niti s podrobno analizo ohranjenega fluvialnega gradiva, ki je razširjeno po Krasu ne glede na sedanji relief. S kremenovim prodom ni mogel pojasniti mlajših razvojnih faz, ne nastanka suhih dolin (1969, 240). Vkljub temu je skušal z rečno erozijo in zakrasevanjem razložiti nenavaden dolinski splet ob južni strani Doberdobskega Krasa. Toda njegova razlaga ni prepričljiva.

Tolmačenj N. Krebsa (1907), F. Kossmata (1916) in A. Winklerja (1926), da je relief v južnem delu Doberdobskega Krasa pogojen z dinarsko potekajočimi dislokacijami, ki naj bi sprva enotno planotasto površje razčlenile v posamezne reliefne stopnje, pa D. Radinja s svojim terenskim preučevanjem reliefa ni mogel potrditi. Čeprav se povsem le ni mogel izogniti »tektonskim faktorjem« v razvoju Dobredobskega Krasa, je skušal vse reliefne značilnosti razložiti s prvotnim fluvialnim uravnavanjem in kasnejšim korozijsko kraškimi razčlenjevanjem. Pri tem je upošteval »grezajoče sosedstvo«, spregledal pa možnost morfološkega razvoja ob diferenciranem dviganju posameznih delov in celotnega Krasa. Opazil je sicer nekatere pomembne strukturne posebnosti, in sicer, da je antiklinalna zgradba Krasa na zahodni strani prekinjena, njeno nadaljevanje pa nakazuje osamelec pri Medeji. Motnje v tektonski strukturi tega dela povezuje z grezanjem spodnje Soške doline. Na tektonsko dinamiko ga opozarjata tudi termalna vrelna pri Trziču in Krminu.

UGOTAVLJANJE STRUKTURNIH ENOT IN STRUKTURNIC

Strukturne oblike v kraškem reliefu smo skušali spoznati s pomočjo Osnovne geološke karte SFRJ, po listih Gorica (1968), Trst (1973), Ilirska Bistrica (1975). Reliefne brazde v kraškem površju in razore v sosednjih neprepustnih kamninah smo ugotavljali s pomočjo izohipsne podlage topografskih kart v merilu 1 : 25.000 ter letalskih posnetkov, ki smo jih dobili pri Geodetskem zavodu SRS. Osnovna geološka karta v merilu 1 : 100.000 prikazuje le najpomembnejše litostratigrafske enote in strukturne črte. Na podlagi geološke karte smo le v manjši meri spoznali odvisnost reliefnih oblik od geološke podlage. Razpoložljivi geološki podatki so za študij reliefnih oblik premalo natančni. O tem smo se prepričali tudi pri preučevanju Postojnskega in Notranjskega krasa. Zadovoljive podatke je tam dalo šele podrobno geološko kartiranje, ki sta ga opravila J. Čar (1982, 1983) in J. Čar, R. Gospodarič (1984).

Na podlagi izkušenj s Postojnskega krasa (P. Habič 1982) in po ugotovitvah L. Placerja (1981, 1982), o geološki zgradbi jugozahodne Slovenije in o morfologiji idrijskega preloma, smo skušali tudi na območju Krasa spoznati bolj pretrte drenažne cone, ki so povečini vezane na prelome in razpoke ter se odražajo v izoblikovanosti kraškega površja. To so predvsem žlebovi in brazde ter nizi vrtač in dolov. Če poleg teh oblik vrišemo na topografsko podlago še robove polic in vznožja strmih rebri, dobimo zanimivo mrežo reliefnih strukturnic, ki bodisi omejujejo ali prečkajo različne reliefne enote.

Strukturnice lahko delimo po geoloških ali geomorfoloških načelih. Po slednjih ločimo korozijske brazde, erozijske razore, denudacijske žlebove ter razne pregibnice, rebernice, robove in čela v erozijskih bregovih, strukturnih in tektonskih rebreh ter stopnjah. Nizi vrtač z znižanimi vmesnimi robovi predstavljajo tipične kraške brazde. Te so posledica površinskega in globinskega spiranja pretrtih in zdrobljenih con v kamnini. Na nepropustni podlagi se v zdrobljenih conah oblikujejo grape in doline, ki jih v strukturi geomorfologiji lahko skupno označujemo kot erozijske razore. Na višjih bregovih in rebreh nastajajo razni denudacijski žlebovi. Posebna oblika strukturnic v kraškem reliefu so predoli med vzpetinami in hrbtji ter kopastimi vrhovi. Predoli so prav tako zasnovani na strukturnih razlikah v geološki podlagi. V kraškem površju pa se še na poseben način ohranjajo reliefne oblike, police, robovi in stopnje, ki so nastale neposredno s tektonskimi premiki.

Po obliki in razporeditvi so strukturnice in strukturno zasnovane reliefne enote zelo različne. V celoti jih lahko pripišemo geološki podlagi in tektonskim premikom ter pripadajočemu eksogenemu preoblikovanju. Tektogene in eksogene reliefne oblike in enote lahko zanesljivo ločimo le na podlagi podrobnega geološkega in geomorfološkega preučevanja. Analiza reliefnih sestavin je tako le eden od korakov v tej smeri. Pri preučevanju reliefnih značilnosti Krasa se je izkazalo, da je mogoče opredeliti enote, ki jim je *geološka podlaga in tektonika ter fluvialno oblikovanje ali kraško razčlenjevanje* vtisnilo poglavitni pečat. (Sl. 1, 2, 3).

OMEJITEV PREUČEVANEGA OBMOČJA

Strukturne poteze v reliefu smo preučevali na območju Krasa med Tržaškim zalivom, Goriško ravnino, flišno Vipavsko dolino, Brkini ter Istro. To je

širše območje matičnega Krasa, ki ga delimo po večjih naseljih na zaokrožene, a ne točno opredeljene enote kot so Doberdobski, Komenski, Tržaški, Sežanski, Divaški, Senožeški, Košanski, Matarski, Podgorski in Socerbski Kras. V nadaljevanju bomo za ves predel uporabljali le ime Kras, ki ga pišemo z veliko začetnico kot pokrajinsko ime, ne da bi mu posebej pristavljali pridevnik matični.

Na jugovzhodni strani se Kras nadaljuje onkraj republiške meje na Hrvaško, vendar se za ta predel, kamor so delno segle tudi naše raziskave, navadno to ime ne uporablja. Pri preučevanju strukturnih potez v reliefu smo segli tudi preko državne meje z Italijo, kjer je naravno nadaljevanje Krasa tja do Tržaškega zaliva. Širše zajeto območje olajšuje vrednotenje struktur, je pa še vedno preozko za končne sklepe. Ugotovitve bo treba preveriti še z raziskavo sosednjih predelov.

Proti Tržaškemu zalivu, Goriški ravnini in Spodnji Vipavski dolini je reliefna omejitev Krasa dovolj izrazita. V tem delu prevladujejo strme strukturne in tektonske rebri, ki se večinoma skladajo z mejo med flišem in apnencem ter soško prodno naplavino. Manj izrazita je meja Krasa v flišnih Vipavskih brdih in na prehodu v Pivško kotlino, kjer se razmejitev opira predvsem na geološko mejo in ne toliko na reliefne oblike. Flišni predel med Razdrtim, Pivko in Ilirsko Bistrico pomeni hidrogeološko mejo med jadranskim in črnomorskim porečjem, oziroma med kraškimi povodjem Timava in Ljubljance. K strukturni enoti Krasa spadajo še Brkini, Brgudsko in Matarsko podolje s Čičarijo, Slavnikom in Podgorskim Krasom. Morda bi ves ta predel morali imenovati drugače, žal pa nimamo drugega skupnega pokrajinskega imena.

RAZPORED RELIEFNIH ENOT

Vzpetine in kopasti vrhovi

Za Kras so značilni trije vzdolžni hrbti, ki razčlenjeni s kopastimi vrhovi in vmesnimi žlebovi in predoli prehajajo v nižje planote in ravnike ter strme zunanje rebri. Severnovzhodni pas vzpetin se razteza ob vipavskem robu od doberdobske Debele griže (276 m), preko Trstlja (343 m) ter dalje čez Gabrk in Vremščico (1027 m). Osrednji hrbet se začene nekako z Grmado (323 m) in se nadaljuje čez Trnovco (343 m), Volnik (546 m), Medvejk (473 m) in Zidovnik (575 m) na Stari Tabor (603 m). Ta dvignjeni reliefni pas se nadaljuje po razvodnih vzpetinah flišnih Brkinov od Ajdovščine (804 m) nad Rodikom čez Tatre (762 m) dalje proti jugovzhodu. Tretji vzdolžni hrbet je ob jugozahodnem robu Krasa manj izrazit, vendar ga lahko sledimo od Nabrežine čez Venno in mimo Opčin na najvišji Globonjar (453 m), po slemenih nad Glinščico pa prehaja v Slavnik in Čičarijo. Vsak od teh treh hrbtov je morfološka posebnost, vsem trem pa je skupen prehod v široko uravnano kraško ravnico, ki naj bi predstavljala dno dolin nekdanjih površinskih tokov, usmerjenih od jugovzhoda proti severozahodu (A. M a r u s s i, 1975) (Sl. 1, 2).

Hrbti so v prečni smeri razčlenjeni in ločeni z vmesnimi predoli. V severnem hrbtu je 120—180 m globoko zarezan Devetaški dol, pod Trsteljem so Železna vrata poglobljena v hrbet za 160—240 m, Dolci pri Malem dolu so zarežani 120—200 m globoko, širok predol pri Štjaku je poglobljen le 60—80 m.

Večina teh predolov je na meji različnih reliefnih enot, kar se odraža v različnih višinah slemen na obeh straneh predolov. V srednjem hrbtu sta najbolj tipična Grižni dol in Sabliško-moščeniška dolina, ki sta poglobljena v prvotnem podaljšku Devetaškega dola prečno čez Kras. Vzhodno od Grmade (323 m) je svojevrsten širok planotast predol nad Mavhinjami, ki pomeni le 100 do 150 m globoko vrzel v osrednjem vzdolžnem hrbtu. Med Šempolajem in Repnom ni izrazitega predola, čeprav so med vrhovi manjši prehodi. Pomembnejšo vrzel v osrednjem hrbtu Krasa pomenita repensko-vrhoveljski predol na zahodni strani Medvejka ter sežanski predol med Taborom (484 m) in Zidovnikom (575 m). Ker sežeta oba predola skoraj do široke uravnave na obeh straneh vzdolžnega hrbta, pomenita ugoden prometni prehod za cesto in železnico iz Trsta čez Kras, proti Gorici in proti Postojni.

Naslednji širok predol je med Lokvijo in Preložami na eni ter Kačičami in Rodikom na drugi strani osamljene vzpetine Velikega Gradišča (742 m), ki je nekoliko zamaknjen od vzdolžne smeri osrednjega hrbta na prehodu Krasa v Brkine. Tudi ta dva predola sta prometno pomembna.

Morfološko zanimive drobne razlike v oblikovanosti vzdolžnih hrbtov bi kazalo posebej obravnavati. Omeniti velja značilno stopnjasto razporejene vrhove in police v Trsteljskem hribovju, na Grmadi in Volniku. Še bolj izrazite strukturno pogojene stopnje in police s kopastimi vzpetinami so na Slavniku in v Čičariji. Posebnost Taborskega hrbta med Divačo in Sežano so skoraj krožne in v drobnem še posebej razčlenjene poglobitve pri Merčah in Plešivici nad Povirjem. Zelo podobne in sorodne oblike so tudi pri Vogljah in Repentabru. V Čičariji spominjajo nanje uvale pri Skadanščini, Golcu in Plešivici. Vse našete polkrožne in krožne kraške depresije so razporejene na obrobju hrbtov in na prehodu v sosednjo uravnavo. Z njo so genetsko povezane.

Po reliefnih potezah se bistveno loči hrbet Gabrka s Petnjakom (530 m), Sopado (464 m), Čebulovico (643 m) in Selivcem (619 m) nad Senadolskim dolom ter Vremščico (1027 m) in Mlečnikom (830 m) med Senožečami, Košansko in Vremsko dolino. Morfološko zanimive so tudi nižje vzpetine v flišu in na apnencih v Brkinih in Brgudskem podolju ter med Novokračino, Klano in povirjem Ričine. Na eni strani izhajajo te reliefne razlike iz svojstvenega preoblikovanja zgradbenih enot, po drugi strani pa se v njih odražajo neposredni vplivi mlade tektonske dinamike. Oba vpliva bo treba na posameznih primerih podrobneje analizirati.

Ravnote in ravniki

Med navedenimi nizi vzpetin so vzdolžni pasovi uravnanega kraškega površja. To ni povsem enoten ravnik, temveč je razčlenjen na manjše in večje ravnote in ravnice. Takšni so Doberdobski, Selski, Lipsko-temniški, Komenski, Gorjanski, Gabroviški, Pliskovski, Dutoveljski, Tomajski, Divaški, Lipiško-sežanski, Bazoviški, Opensko-nabrežinski ter Kozinski, Matarski, Brgudski in Munski ravnik. Na južni strani Slavnika so še Podgorski, Socerbski ter Severnoistrski ravnik (Sl. 1).

Ravnote in ravniki se razlikujejo po razsežnosti in drobnosti oblikovitosti, pa tudi po višini. Ravniki so bolj izrazite in z vrtačami gosto posejane kraške

uravnave, so skoraj brez osamljenih vzpetin ali pa take z višjimi policami in položnimi kopastimi vzpetinami. Ravniki in ravnate so omenjene z izrazitimi robovi in globljimi reliefnimi brazdami, ali pa postopno prehajajo v višje police in vzpetine. Prehodi so ostri in strukturno pogojeni, zato jih ne moremo pripisati le fluvialno erozijskim in korozijskim procesom. Zunanji procesi so jih le modificirali. Po višini se ravnate razlikujejo za nekaj 10 do 100 in več metrov, kar pa se ne sklada v celoti z vzdolžno erozijsko korozijsko nagnjenostjo Krasa. Najnižja je res Doberdobska planota v višini okrog 100 m. Na vzhodni strani Devetaškega dola je Opajsko-selska ravnata okrog 100 m višje, saj je prevladujoči ravnik v višinah med 180 in 220 m. Prehod proti Devetaškemu dolu je položen, ni pa enoten, podobno kot proti višji Temniški planoti med Kostanjevico, Vojšćico, Svetim in Škrbino. Temniška planota sega v višine med 300 in 400 m in je razčlenjena z doli in slemenimi vzdolž in počez. Naslednja vzhodna ravnata je nižja od Temniške, saj sega Gorjanski ravnik le v višine med 220 in 260 m. Še nekaj nižja je sosednja ravnata med Gabrovico in Pliskovico s prevladujočimi višinami med 230 in 250 m. Gabroviška ravnata obvisi nad Malim dolom, ki je zarezan počez čez Kras, in planota na njegovi vzhodni strani ni enako visoka. Južno od Gabroviške ravnate je višji Pliskovski ravnik z višinami okrog 260 m in z najvišjimi slemenimi do 290 m. Tudi severni del osrednje planote Krasa okrog Gabrovice in Tomačevce sega v višine med 260 in 280 m. Pri Hruševici je polica že višja od 300 m, pri Kobji Glavi pa celo od 350 m. Skrajni severni rob planote je še za stopnjo višji. Ta razporeditev polic v osrednjem delu Krasa je prav značilna in je ne moremo razložiti samo z erozijskim ali korozijskim preoblikovanjem. Nenaavadno je tudi nadaljevanje osrednje planote onkraj Velikega dola in Žekenske rebri, kjer sta najvišja kopasta hrbta Trnovice (343 m) in Volnika (546 m). Iz osrednje planote se torej dvigajo police tako proti Komnu in Škrbini kot proti Dutovljam in Avberju. Ker so prehodi med posameznimi policami dovolj izraziti, jih ne moremo prezreti in njihove višinske razčlenjenosti razlagati z enakomerno nagnjenostjo celotne uravnave Krasa.

Strukturna zasnova polic in njihova višinska razporeditev se potemtakem tudi ne sklada z morebitnimi zunanjimi morfogogenetskimi dejavniki, z domnevnimi površinskimi dotoki s sosednjega fliša ali z drugimi erozijskimi vplivi na poglobljanje in razčlenjevanje sklenjenega ravnika. Razčlenjenost in višinske razlike so po naših analizah odraz mlade tektonske dinamike v času oblikovanja ravnika in po njem.

Južno od Velikega dola je po obliki in legi zanimiv Mavhinjski ravnik, ki predstavlja nekakšno reliefno vrzel v notranjem vzdolžnem hrbtu med Grmado (323 m) in Trnovico (343 m). Površje sega v višine med 180 in 220 m ter stropnjasto prehaja proti Nabrežini in Sosljanu. Tu se praktično zaključijo široko Opensko-nabrežinsko podolje, ki morfološko ni enotno. Severno od osi tega podolja so police razporejene skladno z reliefnimi enotami osrednjega hrpta, na južni strani pa prevladuje položno pobočje zunanjega robnega slemenca, ki se vleče vzdolž vsega Krasa nad Tržaškim zalivom.

Openski ravnik z višinami med 280 in 330 m stopnjema prehaja v višjo Sežansko-orleško ravnato z višinami med 350 in 380 m na eni ter Trebensko-bazoviškem podoljem v približno enakih višinah na drugi strani. Vmes je

osamljena vzpetina gropajskega Golega vrha (477 m), ki je obdana s policami v višinah med 420 in 440 m.

Sežansko-orleška ravnata prehaja v Lipiško-lokevsko polico med Tabor-skim hrbtom in Velikim Gradiščem (742 m). Prevladujejo višine med 400 in 450 m. Pregib z 20 do 40 m visokim robom med Sežano in Bazovico poteka v smeri sever—jug. Z ozkim Lokevskim prehodom pa se Lipiška polica odpira v Divaško-kačiški ravniki.

Tomajska ravnata spada med bolj razčlenjene uravnave, kjer je poleg nižjih delov ravnika nekaj slemenastih in kopastih hrbtov v višinah med 300 in 380 m. Takšno površje sega na vzhodu in jugovzhodu do Raše in do vznožja Gabrka. Pri Danah se začneja osrednji ali Veliki dol in ob njem poteka južna meja Tomajske ravnate. Kraška planota se vzhodno od črte Dane—Štorje pa tja proti Divači zoži v dvojno Senadolsko in Povirsko podolje z vmesnim slemenom Sopade in Gabrka.

Senadolski dol se ob vznožju Gabrka zaključuje, pri Štorjah pa obvisi nad nižjim Kazeljsko-dobroveljskim podoljem. Sosednji Povirski dol se na zgor-njem koncu prevale čez Divaški prag proti Škocjanu in Vremski dolini. Proti zahodu prehaja Povirski dol v Tomajsko ravnato, kjer so nad lokalno znižanim dnem ohranjeni višji hrbti, slemena in brda, kot sta Grahovo in Filipčje.

Posebej je treba opozoriti na morfološko neizrazito nadaljevanje Povir-skega podoblja proti Velikem dolu. Severni rob Velikega dola je visok in izrazit predvsem med Doberdobom in Brestovico, proti vzhodu pa se mimo Gorjanskega in Pliskovice višinska razlika med dnem dola in robom planote manjša, med Krepljami in Šmarjem se skoraj povsem izgubi. To pomembno reliefno črto sredi Krasa moremo severno od Dan slediti le še v značilni vrtačasto dolasti brazdi po Povirskem podolju. Reliefna razlika ob stiku zgornje in spodnjekrednih apnencev je opazna le še v drobnih razčlenjenosti površja. Na spodnjekrednem dolomitu južno od preloma je več prepereline in v drobnem bolj razčlenjeno površje, na bolj čistih apnencih severno od preloma pa je manj razčlenjen grizast kraški ravniki.

Diviški Kras se vzhodno od najvišjega praga med Čebulovico in Gore-njem stopnjema znižuje od 460 in 440 m proti dnu Vremške doline v višini nekaj nad 300 m. Stopnjaste police je D. R a d i n j a (1967) razvrstil v sistem erozijsko korozijskih teras ob ponorih Notranjske Reke. Nastajale naj bi s postopnim poglobljanjem in zniževanjem, zoževanjem in krajšanjem slepe doline. Takšna razlaga je na prvi pogled kar sprejemljiva in skladna s preoblikovanjem površja ob ponikvah na stiku fliša in apnenca. V reliefnih potezah Vremške doline pa je opaziti pomembno neskladnost z opisano shemo teras in korozijskih polic. Težko je namreč smiselno razložiti nastanek in razvoj široke erozijsko-korozijske ravnine v dnu Vremške doline hkrati z oblikovanjem ozke kanjonske doline Reke in Sušice. To morfološko neskladnost je sicer mogoče pojasniti s predpostavko o udornem nastanku kanjona. Razvil naj bi se z udorom jamskega stropa nad podzemeljskim vodnim rovom. Za tak razvoj pa ni prepričljivih dokazov. Kanjonska dolina je namreč precej enotna in prej antecedentna kot podorna. Oblikovanje kanjona Reke in Sušice hkrati s široko Vremsko dolino je mogoče pojasniti s strukturnimi posebnostmi in

mlado tektoniko. Zasnova Vremske doline je pogojena z grezanjem ali vsaj zastajanjem ožje strukturne enote ob divaškem prelomu. Ob njem se je sosednji blok s kanjonsko dolino hitreje dvigoval, da si je vanj Reka poglobila ozko dolino. V sosednjem še hitreje dvigajočem se bloku pa je našla končno pot v kraško podzemlje. Podrobnejše dokaze za takšno razlago morfološkega razvoja Vremske doline bo treba poiskati ob študiju speleogeneze Škocjanskih jam.

S tektonsko zasnovo Vremske doline se sklada tudi usmerjenost kanjona Sušice proti vzhodu, to je proti območju domnevnega tektonskega grezanja in ne obratno v smeri odtoka in ponikanja površinskih voda. Morfološki razvoj Vremske doline in Divaškega Krasa je treba primerjati tudi s širšim obrobjem predvsem z Vremščico in njenim južnim vznožjem na eni ter Brkini na drugi strani. Že groba primerjava reliefnih enot opozarja na više dvignjene vzhodne predele (Vremščica 1027 m, Artviže 817 m, Ajdovščina 804 m) v primerjavi z manj dvignjenimi zahodnimi predeli (Cebulovica 643, Stari Tabor 603 m, Veliko Gradišče 742 m). Vmes med temi hrbti so ob dinarskih prelomih pogreznjene in ne le korozijsko ali erozijsko znižane zgradbene enote s samo-svojo obliko.

V značilnem prečnem prerezu med Vremščico in Artvižami (sl. 3) je izražena široka slemenska ravnota v višini med 650 in 700 m. Poglavitne morfološke poteze, ki se odražajo v široki uravnavi, nakazujejo genetsko zvezo s splošno uravnavo na sosednjih apnencih, ki je dobrih 200 m niže. Na prehodu Divaškega ravnika v flišne Brkine so potemtakem nastale različne reliefne posebnosti. Na eni strani je globel Vremske doline s ponori Notranjske Reke, na drugi strani pa reliefni rob Brkinov, ki je najbolj izrazit nad Kačičami in Rodikom. Takšnih reliefnih razlik ni mogoče zadovoljivo razložiti samo z razlikami v eroziji in denudaciji na stiku fliša in apnenca.

Kozinsko matarski ravnik med Brkini in Slavnikom je v literaturi večkrat omenjen kot Podgrajsko ali Matarsko podolje (W. Maucci, 1953, A. Melik, 1960, I. Gams, 1962). Izoblikovale naj bi ga površinske vode z južne strani Brkinov, ko so otekale proti severozahodu v Nabrežinsko podolje in proti jugovzhodu v Brgudsko podolje. Takšna usmerjenost odtoka je precej verjetna, vendar je možno izoblikovanje ravnika med Brkini in Slavnikom tudi strukturno utemeljiti. Premočrtna reber Slavnika nad Matarskim podoljem je prej tektonskega kot erozijskega porekla. Pomembne so reliefne razlike na brkinski strani podolja, ki so strukturno pogojene tudi v prečni smeri. Z njimi je povezana oblika in razporeditev prečno na podolje usmerjenih ponikalnic. Primerjamo lahko globoki slepi dolini Brezovice in Odoline s plitvimi zatrepji Malih in Velikih Loč.

Matarsko podolje se pri Kozini tudi nenavadno zapira, čeprav bi pričakovali v skladu z normalnim erozijskim razvojem razširitev doline. Podolje namreč zapira nekaj sto metrov visok hrbet Velikega Gradišča (742 m), ki je izrazita strukturno pogojena reliefna oblika. To tudi potrjuje našo domnevo, da je celotno Matarsko podolje strukturno zasnovano. V zastajajočem vzdolžnem pasu ob vznožju Slavnika (1029 m) se je oblikoval tipični kraški ravnik v nivoju kraške talne vode. Ohranjene so značilne poteze kraškega uravnvanja. Razvite so številne vrtače, ohranjeni pa so tudi nizki griči in vzpetine

kot posledica nepopolne korozijske izravnave. V drobnem oblikovanju so se uveljavile litološke in drenažne razlike.

Matarski ravnik je v sredini skledasto poglobljen in proti jugovzhodu nekoliko dvignjen, nato pa stopnjasto preide v nižje in širše Brgudsko podolje. Tam so tudi višinske razlike med flišnim obrobjem in apnenci bistveno manjše kot v zahodnem delu Brkinov. Jasneje so izražene strukturne poteze v reliefu na apnencih samih. Pri tem velja posebej opozoriti na ravnik ob Jelšanskem potoku, kjer ni niti zametka slepe doline. Že v neposredni bližini ob Novokrajskem potoku pa je izrazita slepa dolina z dvojno stopnjo in še višjo suho dolino, ki obvisi nad danjim ravnikom. Na zastajajoči zgradbeni enoti ponikalnica ni mogla poglobiti slepe doline, v ozkem dvigajočem se hrbtu pa je nastala prečna suha dolina in na stiku s flišem tudi dvostopenjska slepa dolina.

V Brgudskem in Mnskem podolju je prvotno sklenjeni kraški ravnik premaknjen različno visoko. V morfološkem pogledu so poleg robov in stopnic med policami zanimivi tudi postopni prehodi kopastih in slemenastih hrbtov v nižjo uravnavo. Prvotni ravnik je najvišje dvignjen okrog Starada (680 m), od koder se znižuje proti severozahodu in jugovzhodu. Podobno razporeditev lahko sledimo tudi na južni strani Čičarije, kjer so deli obsežnega ravnika najvišje dvignjeni okrog Lanišča.

Ravnik na južni strani Čičarije je razčlenjen v posamezne kraške hrbe, ki jih obdajajo ob vzdolžnih flišnih progah poglobljene grape in žlebovi. Strukturni relief je tu zelo jasno izražen, še posebno v predelu med Zazidom in Movražem ter med Hrastovljami in Kubedom, kjer se tudi stopnjasto zniža.

Socerbsko-podgorski Kras je največji sklenjeni ravnik ob zahodnem vznožju Slavnika. Na vzhodni strani je omejen s 100—500 m visoko strmo rebrijo Slavnika, na zahodni pa odrezan ob flišnem bregu z narivnim apniškim robom med Socerbom in Črnim Kalom. Večji del ravnika sega v višine med 450 in 500 m, višje se vzpenjajo le posamezne položne vzpetine na vzhodni strani Podgorskega Krasa. Uravnava v podaljšku Kozinske in Bazoviške ravnote je razčlenjena s površinskimi grapami v povirju Glinščice in Ocizelskih ponikalnic.

Ob luskasti narivni zgradbi na prehodu Istre v Čičarijo so reliefne oblike predvsem pogojene z razporeditvijo apnenca in fliša. V tem predelu po oblikah ni mogoče ugotoviti mladih tektonskih stopenj. V mešanem kraškem in erozijskem reliefu se namreč menjavajo mladi žlebovi in doline ter različno odporne strukturne stopnje. Pomembnejšo tektonsko linijo je mogoče slediti le v povirju Osapske Reke in Rižane ter dalje proti jugovzhodu v povirje Mirne. Podobna tektonska linija poteka tudi ob samem vznožju Slavnika in Čičarije, kjer so police razporejene v več stopnjah, slednjič pa prehajajo v strme rebri.

Strukturne stopnje prevladujejo v območju Zazida, Gračišča in Movraža. Vzhodno od Movraške vale (P. Habič in drugi, 1983) prevlada sklenjeno planotasto površje, ki se nadaljuje na obeh straneh Laniške vale. Poleg narivne zgradbe z reliefnimi stopnjami med flišem in apnencem se v površju pojavljajo značilne vzdolžne brazde in nizi vrtač ob dinarsko usmerjenih prelomih. Mlada tektonska dinamika se kaže v obliki in razporeditvi višjih stopenj

na prehodu v Slavnik in Čičarijo kot tudi v spuščeni in znižani reliefni enoti v povirju Mirne okrog Buzeta.

Doli in podolja

Opuščenim rečnim dolinam podobne oblike so na Krasu že večkrat vzbudile zanimanje geomorfologov (A. Marussi, 1941, 1975, A. Melik, 1956, D. Radinja, 1969). V njih so videli predvsem dokaze o prvotnem fluvialnem oblikovanju reliefa, ki ga je kasneje zamenjalo zakrasevanje. Nekateri raziskovalci so po podrobnem preučevanju teh oblik naleteli tudi na probleme. Predvsem so imeli težave z rekonstrukcijo celotne rečne mreže na Krasu. Površinske vode naj bi se najdalj ohranile samo v dolih, pa tudi v njih niso povsod enako učinkovito poglobljale svojih strug (I. Gams, F. Lovrenčak, B. Ingolič, 1971). Ker pa so bili po umiku površinskih voda iz dolov le ti tudi korozijsko in kraško preoblikovani, je prvotna višinska razporeditev rečnih dolin še toliko težje določljiva. Najbolj zapletena je razporeditev suhih dolov na Dolnjem Krasu, kjer je tudi pomembna podzemeljska sovođenj kraških voda. Prepletanje dolov v tem delu Krasa je takšno, da ga preprosto ni mogoče pojasniti samo z erozijskimi procesi (D. Radinja, 1969 252—265).

Od severa proti jugu prečka Kras Devetaški dol in deli nižjo zahodno Doberdobsko planoto od 100 m višje Opajsko-selske. Po obliki dol sicer spominja na zavito rečno dolino, vendar njegovo dno ni ravno pa tudi ne enotnega strmca, temveč je strukturno pogojeno in kraško razčlenjeno z 10—40 m globokimi uvalami. Površinski tok od severa, s flišne Vipavske doline je mogoč zasnovati in zarezati ta dol v prvi razvojni fazi, kasneje pa so ga preoblikovali tektonski in kraški procesi. V severnem delu je Devetaški dol poglobljen najmanj 100 do 120 m v široko polico, ki je na vzhodni strani za 30 m višja kot na zahodni. V srednjem delu je dol zarezan do prevalov med uvalami za 40 m v Doberdobski ravniki na zahodni strani in za 140 do 180 m v Opajski ravniki na zahodu. V južnem delu je preval v dnu dola 80 m pod planotastim površjem Črnega hriba (164 m) ter 120 m pod uravnavo na vzhodni strani. Takšne višinske in morfološke razlike so lahko nastale le z diferenciranimi tektonskimi premiki med vrezovanjem površinskega toka v prvotno sklenjeno uravnavo. Poleg kraškega smemo s tektonskim poglobljanjem računati tudi ob stiku prečnega Devetaškega z vzdolžnim Jameljskim dolom. Slednji je širši, predvsem pa globlji, tako da obvisi Devetaški dol nad njim za 80 m. Prvotni Devetaški dol pa se na južni strani Doberdobskega jezera nadaljuje v Grižnem dolu med Gorupo kupo (145 m) in Debelim vrhom (140 m). Dno tega dola je na prevalu okrog 20 m nad dnom Doberdobskega jezera in okrog 65 m niže od Devetaškega dola. Grižni dol obvisi na južni strani nad še bolj poglobljenim vzdolžnim Selškim dolom, ki je nekakšno južno nadaljevanje Velikega ali Brestoviškega dola. Grižni dol se onkraj Selškega nadaljuje čez nizek preval Prelosno (5 m) v Sabliško-moščeniško in Timavsko dolino.

Brestoviški dol se pri Komarjih pred Jamljami razcepi v dva kraka. Severni je usmerjen čez Jameljski preval (45 m) v široko podolgovato globel Doberdobskega jezera. Južno nadaljevanje Brestoviškega dola sega čez preval (43 m) v Selški dol, ki je najbolj poglobljen pri Laškem jezeru na križišču z Grižnim dolom in Sabliško dolino. Dno Selškega dola se proti zahodu nekoliko napne, onkraj 15 m visokega prevala pred Selcami pa se poglobi pod aluvial-

no ravnico med Vremljanom in Ronkami. Dno Jameljskega dola se zahodno od Doberdobskega jezera vzpne do roba planote in le položna reber nakazuje zavoj tega dola od Doberdoba proti zahodu. Takšnih reliefnih značilnosti med Doberdobom, Brestovico in Štivanom nikakor ni mogoče zadovoljiv pojasniti le s kombinacijo fluvialnega in kraškega preoblikovanja ob sicer pomembni površinski in podzemeljski sovodnji kraških voda. Veliko sprejemljivejšega je po našem mnenju razlaga, ki se opira na mlade tektonske premike na stiku in križanju različnih, značilno povitih prelomov. Tako so ves Veliki dol in oba njegova kraka zahodno od Brestovice strukturno in tektonsko zasnovani. Površinske vode in kraški procesi so dole le nekoliko preoblikovali. Kraška naj bi bila skledasta poglobitev pri Brestovici, Klaričih, Komarjah in pod Doberdobom. Podobne kraške globeli so tudi v drugih prečnih in vzdolžnih dolih. V Selškem dolu je kriptodepresija z Laškim jezerom, južno od njega je podobna globel Sabliškega jezera, ki se prevale v Moščeniško dolino. Skalnega dna Timavske doline in dna pod aluvialno ravnico Liserta ne poznamo. Podobne kraške globeli so v Devetaškem dolu in so značilno razporejene po strukturnih enotah med vzdolžnimi prelomi. Ti prečkajo Devetaški dol in sekajo planote na obeh straneh. Ni izključeno, da so tudi kraške globeli vsaj delno tektonsko pogojene.

Podobno kot Devetaški dol je različno razčlenjen drugi prečni dol v kraškem hrbtu in planoti med Škrbino in Brjami. V razliko z Velikim dolom, do katerega seže, a se ne nadaljuje čez Kras proti jugu, ga imenujemo Mali dol. Kraško strukturno je še bolj razčlenjen kot Devetaški, tako da si le težko predstavljamo tam nekdanjo sklenjeno rečno dolino. Položaj in razčlenjenost Malega dola se bolj skada s strukturnimi značilnostmi kot z domnevno rečno mrežo. Prečni dol je zasnovan na stiku različno premaknjenih tektonskih blokov, ki se odražajo v značilnih reliefnih enotah različnih višin na obeh straneh in vzdolž dola.

Opozorili smo že, da tudi dno osrednjega Velikega dola morfološko ni enotno. Poleg kraških globeli so v njem še različne police, zdaj na eni, zdaj na drugi strani osrednjega žleba, ki pa jih ne kaže zamenjati z rečnimi terasami. Osrednji žleb je širši v spodnjem delu, navzgor proti Šmarju in Danam pa se močno zoži. Čeprav ne moremo povsem izključiti selektivnega členjenja dna dola z občasnimi površinskimi tokovi predvsem na manj prepustnih dolomitih v teku kvartarja (I. Gams, F. Lovrenčak, B. Ingolič, 1971), nam podrobna reliefna analiza kaže, da je dno tega podolja predvsem tektonsko zasnovano in preoblikovano. To stališče bomo skušali še bolj utemeljiti v naslednjem poglavju.

Posebna morfološka oblika na Gornjem Krasu je 5 km dolg in 100 do 150 m globok ter 200 do 500 m širok Senadolski dol, ki se ga morfologi v svojih razpravah nekam izogibajo. Poteka v dinarski smeri z dnom v višini med 440 in 460 m in se razmeroma strmo zapira na zgornji strani, ni pa odprt proti sosednjemu flišu ali nižjemu obrobju kot večina drugih dolov na Krasu. Na spodnji strani pri Štorjah obvisi za 60 m nad nižjo uravnavo, hkrati z njim pa se tam končata obe vzdolžni slemenii, Selivec (619 m) na severni in Čebulovica (643 m) s Sopado (580 m) na južni strani. Dno je širše v srednjem kot v spodnjem delu in le malo kraško poglobljeno.

Vzporedno s Senadolskim dolom poteka ožji in plitvejši dol ob raškem prelomu takoj onkraj vzdolžnega Selivca (619 m). Ta dol povezuje širše Senožeško podolje z dolino Raše, tako da nad njo obvisi za dobrih 150 m. Po obliki in legi sklepamo, da sta oba dola nastala na podoben način. V zdrobljeni coni ob vzporednih prelomih je imela pomembno vlogo predvsem površinska denudacija, ki je že ob majhnem potoku lahko izoblikovala široko dolino. O tem se lahko prepričamo v neposrednem sosedstvu v sami dolini Raše.

STRUKTURNICE IN POGLATVITNE PRELOMNE CONE KRASA

Na Krasu so jasno izražene tri poglavitne prelomne cone, potekajoče v dinarski smeri, kar se sklada s prevladujočo neotektonsko razčlenjenostjo zahodne Slovenije. To so tržaška, divaška in raška prelomna cona z razvejano mrežo povitih spremeljajočih prelomov ter prečnih in vmesnih razpoklinskih con (Sl. 1).

Ob tržaškem prelomu je Kras odrezan in ob njem je jugozahodni blok pogreznjen in potopljen v Tržaškem zalivu pod morsko gladino, severovzhodni blok Krasa pa je bolj dvignjen na vzhodni kot zahodni strani. Na severozahodni strani je tržaški prelom prekrit z rečnimi naplavinami Furlanske nižine, proti jugovzhodu pa se nadaljuje preko severne Istre. V tem delu ni jasno opredeljena poglavitna prelomna ploskev, ker se prelomna cona razdeli v več povitih prelomov vzdolž kraškega roba Čičarije in flišnega povirja Rižane ter Mirne. Pri Tržiču je Kras obdan z obmorsko aluvialno ravnico, južneje ob Tržaškem zalivu sega morje skoraj do kraškega roba, dalje proti JV pa ga spremlja vse širši obrežni paš fliša. Z njim je Kras hidrogeološko zajezen, tako da so vode prisiljene odtekati proti severozahodu. Na JZ robu Krasa ni razen strukturnega čela opaziti drugih tektonsko pogojenih reliefnih značilnosti.

Drugače je ob divaškem prelomu, ki poteka po sredi vzdolž Krasa skoraj vzporedno s tržaškim prelomom. Protij severozahodu se razcepi v več krakov in izgubi pod naplavinami Soče. proti jugovzhodu pa se nadaljuje preko flišnih Brkinov in delno po dolini Notranjske Reke. V območju te osrednje prelomne cone Krasa je vrsta zanimivih reliefnih potez, ki so jih doslej geomorfologi pripisovali predvsem erozijskemu in korozijskemu delovanju površinske Notranjske Reke. Po strukturni analizi pa se te oblike bolj skladajo z morfologijo in dinamiko prelomne cone, pri čemer seveda ne izključujemo delnega fluvialnega, predvsem pa korozijsko denudacijskega modeliranja neotektonsko pogojenih reliefnih oblik. Osrednja prelomna cona Krasa obsega od 0,5 do 1,5 km širok znižan reliefni pas, ki je na severovzhodni strani omejen s premim, le malo razčlenjenim prelomnim robom, na jugozahodni strani pa z višjo strmo rebrijo osrednjega vzdolžnega hrbta. Podobno kot to obrobje je tudi vmesni pas reliefno razčlenjen. V predelu med Divačo in sežanskimi Danami skoraj ni pravega tektonskega roba ob stiku zgornjekrednih apnencev in spodnjekrednega dolomita. Drobne reliefne razlike v tem predelu so bolj pogojene z različno litološko podlago kot s tektonsko dinamiko. Med Danami, Šmarjem in Brjami ter dalje proti Brestovici in Doberdodu se ob isti prelomni črti vse bolj izraža reliefna stopnja s premočrtno rebrijo in ostrim zgor-

njim robom ter jasno spodnjo rebernico, ki označuje prehod rebri v vrtačasto ravnico Dola. Zanimivo je, da se ta reliefna značilnost ohrani tudi v predelu pri Vojščici, kjer se reber cepi v dve manjši stranski veji. To je prav tam, kjer osrednja prelomna cona zavija proti zahodu iz dinarske v bolj alpsko smer. Ta zavoj Krasa je izražen tako na južni strani od Sosljana dalje, v osrednjem delu med Brjami in Tržičem ter v severnem delu med Branikom ob raškem prelomu ter Sočo ob severnem robu Doberdobskega Krasa. Verjetno je prav s tem zasukom povezan tudi položaj prečnega Malega dola, ki ima izrazite strukturne poteze, podobno kot Devetaški dol ob vzhodnem robu Doberdobske planote.

Od omenjenega zavoja dalje proti zahodu je osrednja vmesna prelomna cona reliefno razčlenjena v različno znižane vzdolžne police na obeh straneh najgloblje zarezano brazde. Morfološka pestrost te cone se še stopnjuje na prehodu s Krasa v obalno ravnico pri Tržiču. Od Brestovice dalje se namreč enotna cona razdeli v dve ožji, ki sta lokalno različno pogobljeni. V severni je Doberdobsko jezero, južna pa od Komarjev prehaja v Selški dol z najnižjim Laškim jezerom. Med obema dolinskima progama je ostanek prvotno sklenjene Doberdobske planote. Tudi južno od Selškega dola je znižan hrbet ob tržiškem prelomu. Ob njem je del kraškega roba še bolj pogreznjen, saj skalnati hrbet Sv. Antona (15 km) komaj moli iznad obrežne ravnice. Na južni strani tega hrbita je domnevni nabrežinski prelom, ki je povezan s tržiškim. Ob tržiškem prelomu priteka skozi obrežne naplavine ob severnem vzhodju Sv. Antona topli izvirek, kjer so znane rimske toplice pri Tržiču. V morfološko zelo razgibanem predelu med Brestovico in Tržičem se potemtakem del osrednje prelomne cone Krasa naslanja na poglavitni tržiški prelom. Prav v tem delu pa je tudi najpomembnejša sovođenj kraških podzemeljskih voda. Doli in suhe doline ob južnem obrobju Doberdobskega krasa nakazujejo nekdanjo hidrografsko funkcijo tega predela, ki pa je, kot kažejo geološke in reliefne razmere, strukturno oziroma tektonsko pogojena.

V severnem sosedstvu osrednje prelomne cone Krasa prevladuje uravnano planotasto površje. Verjetno gre za prvotno enoten kraški ravnik, ki je bil kasneje tektonsko razlomljen in različno dvignjen. Južno od osrednjega preloma prehaja višja strma reber v osrednji vzdolžni hrbet z značilnimi kopastimi vrhovi, ki segajo v višine med 300 in 600 m in so razporejeni v bolj ali manj zaokroženih conah. Te so omenjene s prečnimi strukturnicami, ki izhajajo iz osrednje prelomne cone. Bloki ob njih so različno dvignjeni ali spuščeni, kot kažejo prevladujoče reliefne oblike. Osrednji hrbet se stopnjasto znižuje v ravnote in police ob Nabrežinskem podolju. Morfološko pa izstopa območje v že omenjenem zavojju Krasa, kjer je izdatno dvignjen blok Grmade z globlje pogreznjenim zahodnim obrobjem.

Ob raškem prelomu so nekatere morfostrukturne oblike podobne onim ob divaškem, druge pa se od njih razlikujejo. Še največja je podobnost v poglavitni izoblikovanosti južnega obrobja raškega preloma. Predstavlja ga severni kopasto razčlenjeni hrbet Krasa, ki se stopnjema znižuje proti osrednji planoti. Ta hrbet je ob raškem prelomu različno dvignjen in napet. Enega od vrhov doseže v Trstelju (643 m) nekako tam, kjer se severni rob Krasa zasuka iz dinarske v alpsko smer. Proti zahodu se s Trstlja hrbet stopnjema zniža

do Devetaškega dola in onkraj njega se najvišje vzpenja Debela griža (276 m), katere stopnjasto nadaljevanje je odrezano in pogreznjeno pod soško naplavino.

Jugovzhodno od Trstlja je v hrbtu pomembna vrzel, kjer dno železnih vrat seže skoraj do planotastega vznožja pri Škrbini. Vzhodno od te zajede se hrbet stopnjema zniža do roba kraške planote pri Štanjelu v višini okrog 300 m. Dalje proti jugovzhodu pa je površje ob raškem prelomu manj razčlenjeno in nizko ter šele od Štorij dalje se vse bolj vzpenja v hrbet Gabrka, ki doseže višek v Vremščici (1027 m). Raški prelom, ob katerem je med Branikom in Dolenjo vasjo pri Senožecah globoko zarezana dolina Raše, prečka Vremščico nekako po sredi čez vrh. Celotna Vremščica pa je razrezana s spremljajočimi prelomnimi in razpoklinskimi conami, ki se cepijo od glavnega preloma in se z njim spet združujejo. Reliefne oblike nakazujejo prav svojevrstno razrezano kupolasto zgradbo. Proti jugovzhodu sledi ob tem prelomu podolgovata kotlasta globel Košanske doline s stopnjasto znižanim površjem pripadajočih pogreznjenih blokov (P. H a b i č, R. G o s p o d a r i č, J. K o g o v š e k, 1984). Vmesna prelomna cona ob raškem prelomu ni tako izrazita kot pri divaškem prelomu. Razlika v reliefu je predvsem pogojena z učinkovitejšim razčlenjevanjem flišnega sosedstva, povezana pa je tudi z erozijskimi vplivi izdatno poglobljene Vipavske doline. Vkljub temu se je ob vznožju Štjaka ohranila na apnencih nizka polica nad dolino Raše, ki bi jo lahko pripisali znižani vmesni coni ob raškem prelomu. Podobno je znižano ob tem prelomu Senožeško podolje, ki ga v celoti le ne moremo pripisati erozijskemu zniževanju apniškega površja ob stiku s flišem. Erozijske stopnje in terase, ki jih je ugotovil D. R a d i n j a (1972) so vsekakor strukturno in tektonsko zasnovane, kar se kaže tudi v dvignjenem Teru (673). Na severovzhodni strani raškega preloma se relief bistveno razlikuje od onega ob osrednjem divaškem prelomu, ker se tu že uveljavljajo zgradbene pa tudi tektonske značilnosti Vipavske doline. Te bo treba v strukturnem pogledu posebej analizirati, podobno kot območje flišnih Brkinov.

Na Krasu bo treba analizirati še druge strukturne poteze v reliefu. Razne strukturnice, zlasti brazde in rebernice nakazujejo poleg vzdolžnih še prečne in spremljajoče črte, ki omejujejo posamezne reliefne enote, hrbte, police in ravnote. Oblikovanost ter višinska in prostorska razporeditev teh enot je očitno tesno povezana z morfologijo in dinamiko treh poglavitnih prelomnih con. Dinamike posebej še nismo analizirali, vsaj delno pa jo poleg oblik nakazujejo višinske razmere. Toda za razjasnitev teh vprašanj bodo potrebne še poglobljene in metodološko izpopolnjene raziskave in preučevanja. Premikanje vmesnih tektonskih blokov je povezano z razporeditvijo napetosti ob poglavitnih prelomnih zmikih. Napetosti se spreminjajo, prav tako pa tudi smeri njihovih sprostitvev, v reliefu se odražajo le prevladujoče, ki izhajajo iz različnih kombinacij.

RAZPRAVA IN SKLEPI

Z analizo reliefne sestave, razporeditve reliefnih enot in strukturnic smo dopolnili dosedanja gledanja na morfološki razvoj Krasa. Reliefne oblike, ki jih ni bilo mogoče smiselno razložiti ne s prvotnim predkraškim fluvialnim oblikovanjem karbonatnih predelov, ne s korozijskim delovanjem deževnice na Krasu

in površinskih voda iz sosednjih flinših predlov, so postale razumljivejše. Strukturne črte v reliefu, kot so pregibnice, rebernice, brazde in razori, se ponekod skladajo z geološko ugotovljenimi prelomi, marsikje pa take skladnosti še ni bilo mogoče ugotoviti. Vzroki za to so lahko različni. Na eni strani upravičeno domnevamo, da na osnovni geološki karti niso zarisani vsi ugotovljeni prelomi. Splošno geološko kartiranje tudi ne zajema vseh strukturnih in tektonskih pojavov, ki se tako ali drugače odražajo na površju in v razporeditvi reliefnih oblik. Po drugi strani se zavedamo, da se strukturne značilnosti kamninske podlagev reliefu ne odražajo vselej in povsod enako. Strukturnice, kot smo jih sledili po terenu, na karti in s pomočjo letalskih posnetkov, se ne skladajo vedno z razlikami v geološki podlagi. Upoštevati moramo namreč zakonitosti erozijskega poglobljanja, mehanskega razpadanja in korozijskega razčlenjevanja. Marsikje je z erozijskimi in drugimi površinskimi procesi prvotna strukturna zasnova zabrisana ali vsaj zamaknjena, zato se reliefne oblike ne skladajo v celoti s sedanjo razporeditvijo zgradbenih in tektonskih enot.

Ne glede na te razlike med geološko zgradbo in geomorfološki strukturi pa nakazuje uporabljena geomorfološka metoda zanimive možnosti za poglobljeno preučevanje kraškega pa tudi nekraškega reliefa. S sedanjo obliko in stopnjo analize reliefne zgradbe Krasa prav gotovo še ne moremo zadovoljivo in zatrdno pojasniti vseh oblik, njihovih dimenzij po širini, dolžini in višini ter njihove razporeditve v prostoru. Pregledna karta reliefnih enot in strukturnic odpira vrsto vprašanj in hkrati nakazuje nekatere odgovore.

Z morfološki se v določeni meri skladajo hidrološke značilnosti Krasa. Značilen je že položaj najpomembnejših izvirov Timava ob severozahodni strukturnici Grmade (323 m). Prav zanimivo bi bilo ugotoviti hidrogeološki pomen drugih pglavitnih strukturnic. Ni izključeno, da imajo vsaj nekatere površinske kraške brazde globlje v podzemlju pomembno hidrološko funkcijo. Aktivnih drenažnih con globoko v podzemlju pa ni mogoče preiskati drugače kot z dragim geološkim vrtanjem in črpanjem (P. Krivic, F. Drobne, 1980).

Vlogo in pomen strukturnic bi kazalo preučiti tudi posredno s primerjavo speleoloških objektov. Ugotoviti bo treba, koliko in kako so kraške jame pogojene s strukturnimi značilnostmi kamninske podlage, kakor se ta odraža v reliefnih enotah in površinskih strukturnicah.

Z ugotovitvijo strukturnic in od njih odvisnih reliefnih enot smo nedvomno spoznali nekatere nove poteze v geomorfologiji Krasa. Relief se nam ne kaže več kot neskladen skupek oblik, ki jih ni mogoče pripisati ne fluvialnim ne korozijskim zakonitostim oblikovanja. Tako vsaka zase ne predstavlja več nejasne morfo-genetske posebnosti, ki bi potrebovala posebno fazo vrezovanja in uravnavanja. Kras se kaže kot povezana celota oblik in pojavov, ki so posledica zunanjih procesov na heterogeni in dinamični kamninski podlagi s svojevrstno razporeditvijo notranjih napetosti in odpornosti.

V tektonem tipu krasa se potemtakem uveljavlja poseben sklop napetosti v kamnini, ki je izpostavljena površinskemu in podzemljskemu preoblikovanju. Kraški proces je tedaj poleg zunanjih klimato-biogenih razmer pogojen tudi z razporedom notranjih sil.

LITERATURA

- Buser, S., M. Pleničar, R. Pavlovec, 1968: Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Cucchi, F., F. Forti, R. Semeraro, 1976: Studio geomorfologico della Grotta di Padriciano (VG 12). Atti e memorie della Comm. Grotte E. Boegan, V. XV (1975), 21—55, Trieste.
- Cucchi, F., F. Forti, S. Semeraro, 1979: Indizi di neotettonica in cavità della Val Rosandra (Trieste). Atti e memorie della Comm. Grotte E. Boegan, V. XVIII (1978), 105—109, Trieste.
- Cucchi, F., F. Forti, 1982: Esempio di »Carta della carsificabilità epigea« di un'area del Carso Triestino. *Geologia applicata e idrogeologia*, Vol. XVII, 495—505. Atti del II° Simposio Internazionale sulla »utilizzazione delle aree carsiche«, Bari.
- Čar, J., 1982: Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja. *Acta carsologica*, X (1981), 75—105, Ljubljana.
- Čar, J., 1983: Vpliv geoloških elementov na razvoj kraških pojavov na širšem območju Pivke in Črne jame. Tipkopis, RPC Idrija — Atelje za projektiranje, arhiv IZRK, Postojna.
- Čar, J., R. Gospodarič, 1984: O geološki zgradbi krasa med Postojno, Planino in Cerknico. *Acta carsologica*, XII (1983), Ljubljana.
- Forti, F., 1972: Le »Vaschette di corrosione«. Rapporti tra geomorfologia carsica e condizioni geolitologiche delle carbonatiti affionanti sul Carso Triestino. Atti e memorie della Comm. Grotte E. Boegan, V. XI (1971), Trieste.
- Gams, I., 1962: Slepe doline v Sloveniji. *Geografski zbornik*, 7, 263—306, Ljubljana.
- Gams, I., 1974: Kras. Zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Slovenska matica, str. 360, Ljubljana.
- Gams, I., 1976: Potres 6. maja 1976 in neotektonska morfologija Starijskega podolja. *Geografski obzornik*, XXIII/1—2 (1976), 13—15, Ljubljana.
- Gams, I., F. Lovrenčak, B. Ingolič, 1971: Krajna vas. Študija o prirodnih pogojih in agrarnem izkoriščanju krasa. *Geografski zbornik*, 12, SAZU, Ljubljana.
- Habič, P., 1982: Kraški relief in tektonika. *Acta carsologica*, X (1981), 23—44, Ljubljana.
- Habič, P., Gospodarič, A. Mihevc, F. Šušteršič, 1983: Movraška in Smokavska vala ter Jama pod Krogom. *Acta carsologica*, XI (1982), 77—97, Ljubljana.
- Habič, P., R. Gospodarič, J. Kogovšek, 1984: Kraške in hidrogeološke značilnosti Košanske doline. *Acta carsologica*, XII (1983), v tisku, Ljubljana.
- Kossmat, F., 1916: Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo — und oberen Savegebiet. *Zeit. d. Ges. f. Erdkunde*, Berlin.
- Krebs, N., 1907: Die Halbinsel Istrien; Landeskundliche Studie. *Pencks Geogr. Abh. B*, IX, 2, Leipzig.
- Krivic, P., F. Drobne, 1980: Hidrogeološke raziskave Tržaško-Komenskega Krasa. Problemi hidrogeologije in inženirske geologije Jugoslavije. Zbor. ref. 6. jug. simpozija o hidrogeologiji in inženirski geologiji, 1, 223—239, Portorož.
- Kuščer, D., K. Grad, A. Nosan, B. Ogorelec, 1974: Geološke raziskave Soške doline med Bovcem in Kobaridom. *Geologija*, 17, 425—476.
- Marussi, A., 1941: Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso Triestino. *Boll. Soc. Adv. Sc. Nat. Trieste*, 38, 104—126, Udine.
- Marussi, A., 1975: Geomorphology, Paleohydrography and Karstification in the Karst of Trieste and upper Istria. *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 27, 45—53, Graz.
- Maucci, W., 1953: Inghiottoi fossili e paleoidrografia epigea del Solci di Aurisina (Carso Triestino). *Premier Congrès international de spéléologie*, 2/1, 1—45, Paris.
- Melik, A., 1956: Pliocenska Soča. *Geografski zbornik*, IV, 129—183, Ljubljana.
- Melik, A., 1960: Slovensko Primorje. Slovenska matica, Ljubljana.
- Placer, L., 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. *Geologija*, 24/1, 27 do 60, Ljubljana.

- Placer, L., 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. *Geologija*, 25/1, 1—208, Ljubljana.
- Pleničar, M., A. Polšak, D. Šikić, 1973: Osnovna geološka karta SFRJ, list Trst, s tolmačem, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Radinja, D., 1966: Morfogenetska problematika matičnega Krasa. *Geogr. obz.*, 13, 3—4, 108—114. Ljubljana.
- Radinja, D., 1967: Vremenska dolina in Divaški Kras. Problematika kraške morfogeneze. *Geografski zbornik*, X (1967), 157—269, SAZU, Ljubljana.
- Radinja, D., 1969: Doberdovski Kras. Morfogenetska problematika robne kraške pokrajine. *Geografski zbornik*, XI (1969), 223—279, SAZU, Ljubljana.
- Radinja, D., 1972: Senožeško podolje. Pokrajina na stiku fluvialnega in kraškega reliefa. *Geografski zbornik*, XIII (1972), 81—127, SAZU, Ljubljana.
- Radinja, D., 1974: Matični Kras v luči širšega reliefnega razvoja. *Acta carsologica*, VI (1973), 21—33, Ljubljana.
- Šikić, D., M. Pleničar, M. Šparica, 1975: Osnovna geološka karta SFRJ, list Ilirska Bistrica, s tolmačem, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Winkler, A., 1926: Zur Eiszeitgeschichte des Isonzotals. *Z. f. Gletscherkunde* XV, Leipzig.
- Zanferrari, A. et al., 1982: Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. *Memorie di scienze geologiche*, Vol. XXXV, 355—376, Padova.

RELIEF UNITS AND STRUCTURAL LINES ON CLASSICAL KARST**S u m m a r y**

According to recent knowledge about the relief shaping in Western Slovenia we tried to state on the Karst between Trieste Bay and Vipava Valley (NW Dinarids) those relief properties, which are mostly conditioned by young tectonic faults and displacements. The previous geomorphological treatises on Karst avoided the study of structural forms. A. Marussi, W. Maucchi, A. Melik, D. Radinja and other geomorphologists studied mostly erosional and accumulation traces in karst relief, evolved from pre-karstic fluvial transformation of cretaceous limestones anticline ridges, surrounded from all parts by eocene flysch. By surface collapse in Trieste Bay and Gorica region and with this connected accelerated erosion in flysch Vipava Valley the karstification prevailed; but this karstification could not eliminate the existing fluvial forms and all the traces of fluvial sediments on Karst. F. Forti, F. Cucchi, R. Semeraro and others studied small karst forms dependent on lithological and tectonical base. In general very different opinions on relief origin exist.

According to experiences from Postojna karst (P. Habič, 1982) and to statements of L. Placer (1982) on the morphology of Idrija fault, we have elaborated the map of relief units and structural lines for Karst area. Karst furrows, erosional fluvial gullies, denudation gullies and structural edges and flank foots are bordering or traversing the relief units. Three longitudinal relief ridges are characteristic of Karst, dissected by ample summits and interlying "predols" passing to lower levelled plateaus and steep exterior flanks. Among series of elevations there are longitudinal belts of levelled karst surface, dissected to differently broadly extended and unequal high plateaus where dry valleys and "dols" are cut in. Numerous levels on these levelled plateaus were explained by gradual erosional relief deepening from 1.000 m to about 100 m and even lower towards the seaside. Unequal inclination and dissection of levelled surfaces better correspond to younger tectonic dynamics than to gradual erosional lowering of the surface (Fig. 1, 2, 3).

Karst is traversed by three longitudinal, dinaric oriented fault zones in NW—SE direction; one along the coast, the second in the middle of the plateau and the third on the Vipava side. The exterior, Trieste, the central, Divača and the interior, Raša fault zones are accompanied by interjacent and cross faults, dismembering the entire carbonate karst plateau, as well as the adjacent flysch regions, to differently shaped and unequally big units. During general tectonic dynamics they differently moved, therefore the secondary processes, as erosion, corrosion and denudation, transformed them differently.

The highest upraised units are dissected by ample summits and interlying "dols". Along Divača and Raša faults the blocks were lifted obliquely, therefore on one side steep, rectilinear flanks prevail, while on the other side the surface passes in steps into lower levelled plane. Edges, karst furrows and denudation gullies show the distribution of faults even on levelled surface. The edges are somewhere scarcely visible therefore the transitions from lower to higher lifted blocks are gentle.

Along the central Divača fault the plateaus are cut by steep edge, underlying is narrow belt of lowered surface. We can follow it in the central Karst »podolje« from Vreme to ponors of Notranjska Reka on SE side to series of "dols" at Timavo springs on NW side of Karst. Some saw in these hydrological and morphological properties the trace of the previous surface river net. But longitudinal and cross "dols" are mostly tectonically controlled thus the exterior fluvial and karst processes could transform them only partly. Structural forms prevail on scarcely visible fluvial ones and on more expressive karst forms, which mostly contribute to morphological variety of "podoljes".

Characteristic longitudinal distribution of relief units, ridges, undulated karst planes and "podoljes" corresponds to main directions of neotectonic faults and wrench-faults. But transverse structural lines are also expressed in the relief and along them there are deeper notches in the ridges, while on plateaus there are smaller gradients. As a rule they are uplifted towards SE, but not proportionally

and not equally intensive on particular longitudinal belts. The least is dissected the SW part of Karst, where first of all the unit of Grmada (323 m) near Timavo springs and Veliko Gradišče (742 m) on SE side step out. Northern part of the Karst is more heterogeneous. Beside the lowest Karst of Doberdob the Trstelj ridge (643 m) steps out between transverse Devetaški and Mali "dols". The central Karst part is relatively low, pretty high is lifted the oblong dome-shaped summit of Vremščica (1027 m) being in longitudinal section cut by Raša fault with accompanying fault zones. Separate morphological structural unit is presented by Slavnik (1024 m) with Čičarija in SE additional karst piece. In the altitudes between 700 and 1000 m undulated karst surface prevails, surrounded by steep, longitudinal flanks. In morphological variety of this region intensive uplifts, vast deundation and permanent karst dissection are reflected. In distribution and size of relief forms the structural properties are strengthened.

At northern Slavnik foot levelled Podgrajsko podolje lies, from the foot of flysch Brkini series of transverse blind valleys are coming to. The valley is inclined from Starad (680 m) towards NW to Kozina (500 m) and towards SE to Brgudsko podolje and at the contact with Brkini flysch could be explained mostly by tectonic setting. On the southern Slavnik side there are lower levelled surface distributed in steps in the altitudes between 450 and 700 m, dissected by longitudinal flysch belts and overthrust limestone faces on the transition to flysch Istria.

By the analysis of the relief composition, distribution of relief units and structural lines we completed the previous knowledge on karst morphological development. Relief forms, which could not be reasonably explained neither by previous fluvial transformation of carbonate regions, nor by corrosional activity of rain water on karst and by superficial waters from adjacent flysch regions, became more intelligible.

Relief structural lines somewhere correspond to geologically stated faults, but on many places such accordance was not possible to be found out. The reasons are heterogeneous. It is not excluded, that the structural lines beside morphological have also important hydrological function. In rough lines it corresponds to main fault zone while the detailed dependence can be studied only by exacting piece of hydrogeological researches. We must still find out how speleological karst properties correspond to stated relief and structural units and how is the tectonic dynamics reflected in distribution and forms of speleological objects.

**JAMSKI SEDIMENTI
IN SPELEOGENEZA ŠKOCJANSKIH JAM**

(Z 10 SLIKAMI)

**CAVE SEDIMENTS AND ŠKOCJANSKE JAME
SPELEOGENESIS**

(WITH 10 FIGURES)

RADO GOSPODARIČ

**SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984**

Vsebina

Izvleček — Abstract	29 (3)
UVOD	29 (3)
KRATEK GEOLOŠKI IN MORFOLOŠKI OPIS JAME	31 (5)
NAHAJALIŠČA JAMSKIH SEDIMENTOV	33 (7)
Sedimenti v Černigovi jami	
Sedimenti v Brihta jami	
Sedimenti v Oknu	
Sedimenti v Tominčevi jami in Šmidlovi dvorani	
Sedimenti v Dvorani ponvic	
Sedimenti v Tihi jami	
SESTAVA, IZVOR IN STAROST JAMSKIH SEDIMENTOV	42 (16)
SEDIMENTI IN RAZVOJNE FAZE ŠKOCJANSKIH JAM	45 (19)
SKLEPI	45 (19)
LITERATURA	47 (21)
CAVE SEDIMENTS AND ŠKOCJANSKE JAME SPELEOGENESIS (Summary)	48 (22)

Naslov — Address

dr. RADO GOSPODARIČ, dipl. ing. geol., znanstveni svetnik, izr. prof.
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Jugoslavija

Izvilleček

UDK 551.442(234.422.1-16)

Gospodarič Rado: Jamski sedimenti in speleogeneza Škocjanskih jam.

Ponorne Škocjanske jame (dolžina 5.100 m, globina 250 m) imajo tri etaže, ki so med seboj povezane in prekinjene z udornicami. Najbolj izrazita je današnja vodna etaža kanjonskega tipa, ki jo oblikuje Notranjska Reka (Timava) s $Q_{max} = 387 \text{ m}^3/\text{s}$. Morfološke etaže ter v njih ohranjene alohtone naplavine in avtohtone sige iz mlajšega pleistocena in holocena so omogočile spoznati paleohidrološke razmere ter razvojne faze podzemlja v srednjem pleistocenu, würmu in holocenu. Izrazita so poplavna in sigotvorna obdobja, oblikovanje udornic v würmskem stadialu ter majhne strmec srednjepleistocenske etaže. Rezultati osvetljujejo speleogenezo kraških jam na kontaktu apnenca in fliša v NW delu Dinarskega krasa.

Abstract

UDC 551.442(234.422.1-16)

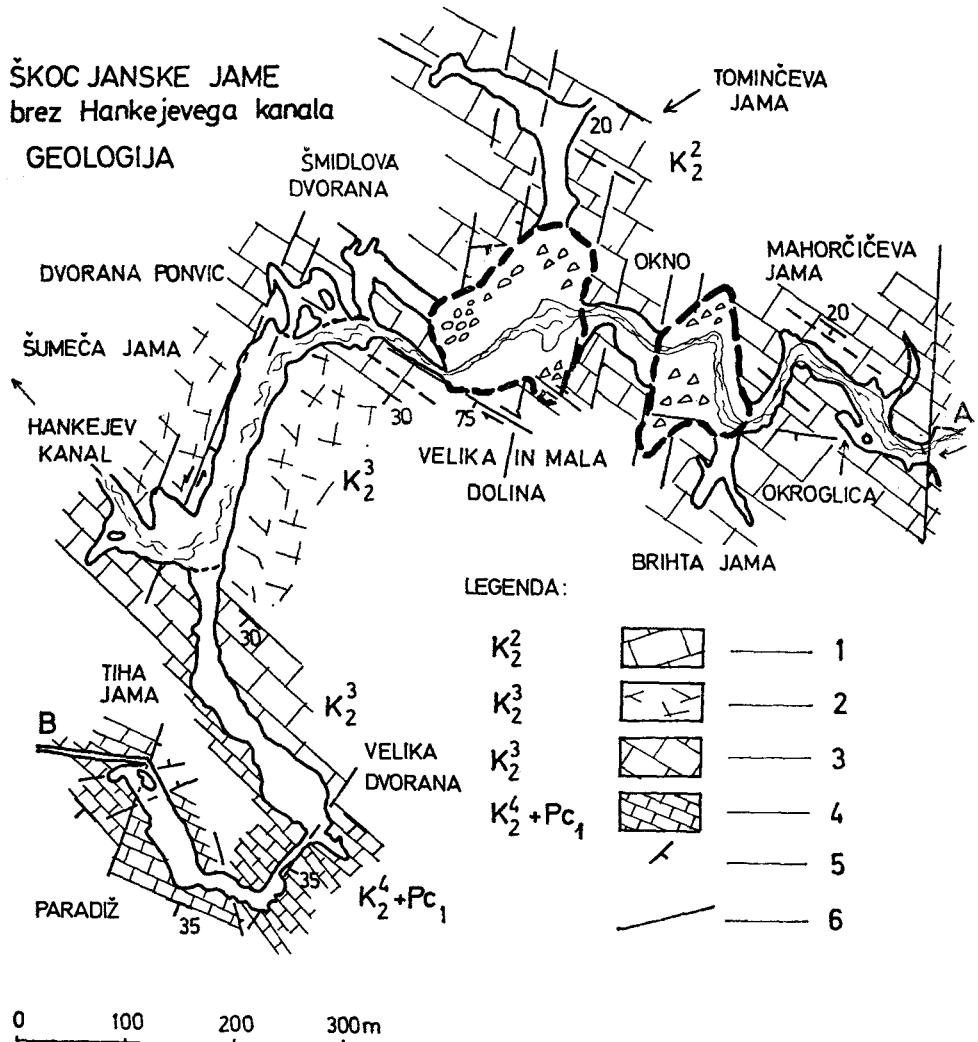
Gospodarič Rado: Cave Sediments and Škocjanske jame Speleogenesis.

The ponor Škocjanske jame (length 5.100 m, depth 250 m) consists of three levels which are connected among them and discontinued by collapse dolines. The most expressive is the actual water level of canyon type, which was formed by Notranjska Reka (Timavo) having $Q_{max} = 387 \text{ m}^3/\text{s}$. Morphological levels and allochthonous deposits and autochthonous flowstones from upper Pleistocene and Holocene preserved in them enabled to establish the paleohydrological conditions and development phases of the underground in the Middle Pleistocene, Würm and Holocene. Expressive are flood and flowstone formation periods, development of collapse dolines in Würm stadial and slight inclination of Middle Pleistocene level. The results throw light upon the speleogenesis of karst caves on the contact between the limestone and flysch in NW part of Dinaric karst.

UVOD

Nastajanje podzemeljskega sistema in udornic Škocjanskih jam pri Divači je bilo doslej le obrobno študirano. Pri geomorfološkem preučevanju Vremske doline in Divaškega krasa je D. Radinja (1967) spoznal, da je predhodnica Notranjske Reke tekla po površju čez Kras še v pliocenu. Ko pa je v kvartarju zašla v podzemlje, je ob ponornem območju izoblikovala terase (škocjansko 430—440 m, nakelsko 400—410 m, završko 385 m in vremsko 365—370 m ter dve niže ležeči holocenski ravnici), v podzemlju pa rove Škocjanskih jam (med današnjim površjem na 425 m in ponorom Reke na 317 m). O morfologiji Škocjanskih jam sta pisala R. Gospodarič (1965) in P. Habič (1972), o razvoju jame pa je na kratko poročal tudi I. Gams (1967/68, 1974). Svojo domnevo, da je rov Tihe jame lahko izoblikovala ponikalnica, ki je pri Danah ponirala v tamkajšnjo slepo dolino, je oprl tudi na analizo dveh vzorcev jamske ilovice, ki sta se pokazali različni v vhodni Tominčevi jami in v Tihi jami.

O sedimentih v Škocjanskih jamah sicer več govorijo arheološka poročila že od l. 1886 dalje. Zgodovinski in vsebinski pregled ustreznega preučevanja (F. Leben, 1956, 1959, 1971) kaže, da so tudi stratigrafsko, ne samo arheološko zanimive plasti würmskega stadiala v Roški špilji ter holocenske ilovice v Černigovi jami in Tominčevi jami, v rovih, ki so sestavni del obravnavanega jamskega sistema.



IZRK ZRC SAZU - R. Gospodarič 1982

Sl. 1. Geologija Škocjanskih jam. 1. debeloskladnati apnenec, turonij, 2. neskladnati apnenec, senonij, 3. debeloskladnati apnenec, senonij, 4. drobnoskladnati apnenec, maastrichtij in danij, 5. smer in vpod skladov, 6. prelomi, A) ponor Notranjske Reke (nadm. višina 317 m), B) vhodni tunel (nadm. višina 365 m), A—B) vzdolžni prerez jame na sl. 2.

Fig. 1. Geology of Škocjanske jame. 1. thickbedded limestone, Turonian 2. massive limestone, Senonian, 3. thickbedded limestone, Senonian, 4. thinbedded limestone, Maastrichtian and Danian, 5. strike and dip of beds, 6. faults, A) ponor of Notranjska Reka (altitude 317 m), B) entrance tunnel (altitude 365 m), (A—B) longitudinal cave section on the Fig. 2.

Podatke o petrografski, morfometrični in granulacijski sestavi nekaterih recentnih in fosilnih naplavin je pred kratkim objavil A. Kranjc (1982), podobne raziskave proda na kraškem površju pa že prej D. Radinja (1967). Oba govorita o transportni oziroma erozijski sposobnosti ponorne Notranjske Reke pri oblikovanju Škocjanskih jam, ne pojasnjujeta pa posledic in časovnega poteka tega oblikovanja. Na te zanimive speleogenetske probleme Škocjanskih jam pa je zadel R. Gospodarič (1983) pri spoznavanju njene geologije, morfologije in paleohidrografije. Našel je jamske sedimente v različno starih, med seboj povezanih ali nepovezanih rovih, ki pa jih ni mogel uspešno primerjati zaradi nezanesljivih višinskih kot na obstoječem načrtu jame (I. Michler, 1949). K sreči so bile v novejšem času v turistične in ureditvene namene preverjene nadmorske višine posameznih rovov (I. Kenda, 1982), tako da je bilo možno ugotovljene terenske podatke kvalitetno obdelati ter iz njih razbrati nekatere speleogenetske značilnosti.

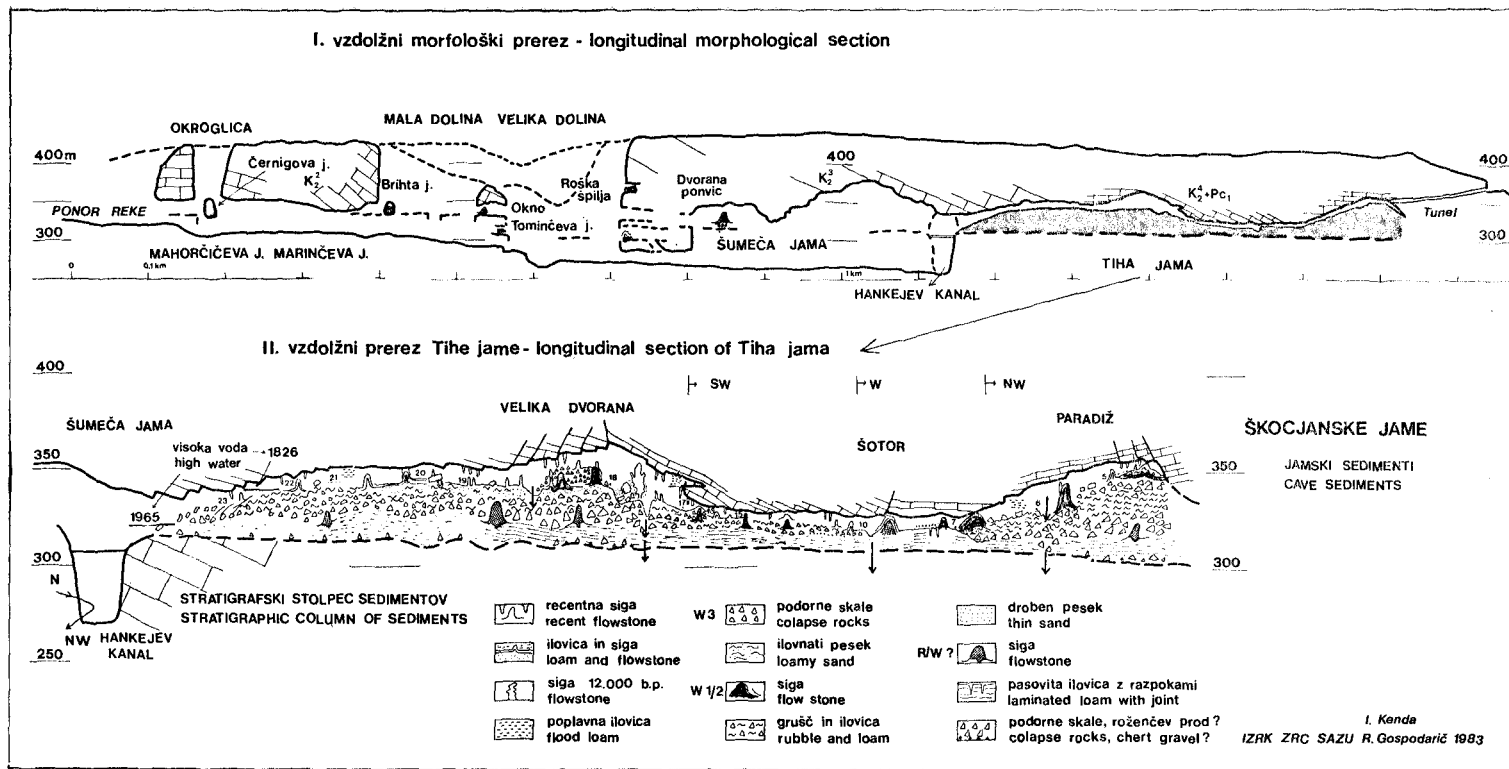
V pričujoči razpravi obravnavamo predvsem nahajališča, sestavo in stratigrafska zaporedja jamskih sedimentov s poudarkom na Tihi jami kot lokaciji, kjer so sedimenti najbolj ohranjeni. Govorimo tudi o pogojih sedimentacije v podzemeljskem prostoru ter o izvoru in starosti sedimentov. Vzporedno spoznavamo speleogenetske procese, pri katerih so se razvijali podzemeljski prostori in udornice med najstarejšimi kanali in današnjim, obsežno izvotljenim ponornim sistemom. V sklepnem delu podajamo k ugotovitvam tudi nekatere regionalne primerjave in nerešene probleme.

KRATEK GEOLOŠKI IN MORFOLOŠKI OPIS JAME

Geološki podatki (sl. 1) kažejo, da so dostopni rovi izdolbljeni v turonij-skem in senonijskem, pretežno debeloskladnatem apnencu (K^2_2 , K^3_2) z izjemo Tihe jame, ki je izvotljena tudi v drobnoskladnatem apnencu maastrichtija in danijskega ($K^4_2 + P_1$). Ta litološkostratigrafska razlika apnencev se odraža v morfologiji rovov. Ob redkih lezikah ter dolgih razpokah in prelomih v zgornjekrednem apnencu potekajo kanjonski vodni rovi med ponorom Reke (317 m) in začetkom Hankejevega kanala (260 m). Prostorna Mahorčičeva jama in Mariničeva jama v njenem nadaljevanju sta usmerjeni proti severozahodu in proti jugozahodu. Ob obeh jamah vidimo na višini 330 m skalna dna udornice Okroglice in Brihta jame kot ostanka nekdanjega, više ležečega, manj prostornega, a bolj vijugavega ponornega rova kot je današnji.

Pri vrhu v smeri N-S razpotegnjena, pri dnu pa prečno na to smer zožena in kanjonska, je udornica Mala dolina. Od tod hiti reka v 40 m globok gravitacijski kanjon pod Oknom in dalje v udornico Veliko dolino. Okno je ostanek vodoravnega, 15 m širokega rova s skalnim dnom na višini 330 m. Tu je ohranjene nekaj sige, ki se je nedvomno odložila v sklenjen podzemeljski rov tedaj, ko dolini še nista bili razdvojeni in poglobljeni, in sta imeli skalno dno še na višini okrog 330 m.

Velika dolina ima navpične, 140 m visoke stene v debeloskladnatem apnencu. V njeni severni steni se odpira vhod v 200 m dolgo Tominčevo jamo, ki ima nasipna tla v višini 315 m, skalno dno pa domnevno na 308 m. Tod so ohranjene holocenske naplavine z vmesnimi kulturnimi plastmi (F. Leben, 1967). V zahodni steni doline je dostop v Šmidlovo dvorano, ki ima skalno dno v višini



Sl. 2. Škocjanske jame. Vzdolžni morfološki prerez (I) in vzdolžni prerez Tihe jame (II), razlaga v tekstu
Fig. 2. Škocjanske jame. Longitudinal morphological section (I) and longitudinal section of Tiha jama (II), explanation in the text

300 m (sl. 2). Iz dvorane pridemo navzdol do vodnega kanjona Rudolfove dvorane s skalnim dnom na 270 m, navzgor pa v Dvorano ponvic. Tu, že v pravem podzemeljskem okolju, intenzivno nastaja siga, ohranjene pa so tudi še starejše sige in naplavine v višini okrog 325 m, medtem ko poplavno ilovico najdemo v tukajšnjih špranjastih rovih na višini okrog 340 m. Ti, občasno še vedno poplavljeni rovi so povezani s 40 m širokim in do 100 m visokim kanjonom Šumeče jame. Zarezan v debeloskladnati in neskladnati senonijski apnenec se ta enotni kanal pred Hankejevim mostom razdvaja. Proti severozahodu, v neskladnati apnenec, je usmerjen vodni Hankejev kanal, proti jugu pa suha Tiha jama. Njeno skalno dno na višini 315 m je sprva še v debeloskladnatem, nato pa že v drobnoskladnatem apnencu.

Tiha jama je v grobem sestavljena iz dveh podolgovatih podornih dvoran (Velike dvorane in Paradiža), prostorsko razmaknjenih za manj kot 100 m. Ker je današnji prehodni prostor v območju dvoran med 340 m in 350 m, skalno dno pa domnevno na 315 m do 310 m, imamo opraviti s 40 m visokim prostorom v skali, ki je domala zasut s sedimenti. V nizkem rovu med obema dvoranama pa imamo strop na 320 m. Ker se ga sedimenti dotikajo, je tu zasipa največ 10 m. Tak vzdolžni profil Tihe jame (sl. 2) kaže, da je tri četrtine rova zasutega z alohtonimi in avtohtonimi sedimenti, ki so po nadmorski višini sodeč stratigrafsko najstarejši v predelu Šotora med obema dvoranama, najmlajši pa vrh Paradiža in Velike dvorane. Žal, imamo razgaljene le vrhnje plasti ilovice, sige in grušča, ne pa celotnega zasipa v skalnem rovu.

NAHAJALIŠČA JAMSKIH SEDIMENTOV

Med današnjim ponorom in Hankejevim kanalom so pri dnu vodne struge odložene prodne sipine. Material je morfometrično in petrografske pregledal A. Kranjc (1982) in v primerjavo vključil tudi fosilni prod v Černigovi jami. Naknadni podrobnejši pregled in izmera pa sta pokazala, da so v tej jami dobro ohranjeni sedimenti zanimivi tudi za naše razpravljanje.

Sedimenti v Černigovi jami (sl. 3)

Rov se dviguje iz Mahorčičeve jame proti severu do višine 345 m, kjer so njegova ravna nasipna tla. V začetnem delu je razgaljen 40 m visok elipsast profil z erozijsko polico nekako 5 m pod stropom. V nadaljevanju pa je ta skalni rov zasut z okrog 15 m debelim zasipom ilovice, peska, proda in podornih skal. Zasip pokrivajo sige in delno tudi poplavna ilovica do višine 345 m. V špranjastem sklepnem delu rova se vrh zasiganega zasipa gibljemo pod stropom. Ti končni deli prehodnega rova so že blizu današnjega skalnega pobočja kanjona v Dolu nad Malni. Upoštewane so višinske kote, dobljene pri novejši izmeri, kajti starejši podatki (F. L e b e n, 1959) imajo izhodiščno višino v Mahorčičevi jami precenjeno. Z novejšimi podatki smo lahko Černigovo jamo mnogo bolj logično vključili v morfologijo in zasipavanje obravnavanega podzemlja.

Sestave celotnega zasipa med skalnim dnom na višini okrog 330 m in stropom na višini 345 m, žal, ni mogoče v celoti videti. Sicer razgaljen zasip je namreč ob Mahorčičevi jami prekrit z recentnimi naplavinami in posut z materialom stropovja ter vrhnjega dela zasipa. Le z odkopavanjem smo uspeli

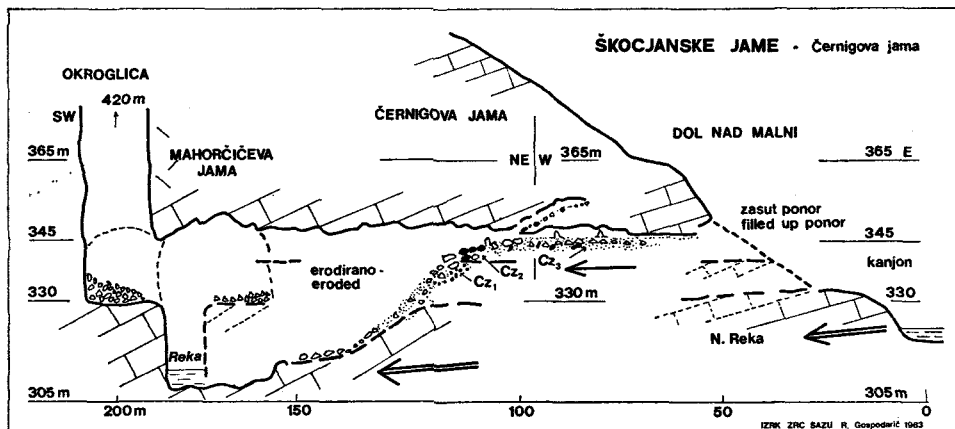
priti do intaktnega materiala vzorcev Cz 1, Cz 2 in Cz 3. Sekundarno zasutje tudi preprečuje, da bi videli skalno dno fosilnega rova. Kljub temu ga domnevamo na višini okrog 330 m, ker se s to višino ujema njegovo nadaljevanje onkraj vodnega korita v Okroglici ter v skalni polici in stranskih rovih Mahorčičeve jame. Kot bomo videli kasneje, se domnevna višina skalnega dna ujema tudi z dnevi v više ležečih rovih Male doline, npr. v Brihta jami in v Oknu.

V sklepnem delu Černigove jame imajo stene erozijske fasete in k Mahorčičevi jami nagnjene stalaktite iz starejše sige, ki dokazujejo, da so bili ponornica in zračni tokovi usmerjeni iz severa proti jugu k današnjemu vodnemu koritu. Černigova jama je torej fosilni, zasuti rov Škocjanskih jam z dnom v višini 330 m in stropom v višini 350 m. Skozi ta rov je tekla predhodnica današnje Reke v eni izmed starejših razvojnih faz podzemlja.

V spodnjem delu zasipa v višini 335 m smo v materialu vzorca Cz 1 ugotovili 30 % glinene, 19 % peščene in 51 % prodne frakcije (sl. 4). V peščeni frakciji je bilo apnenca 3 %, roženca 43 %, kremenca in kremenovega peščenjaka pa za 54 %, v prodni frakciji pa 8 % apnenca, 2 % flišnega peščenjaka in 90 % prodnikov raznobarvnega roženca in njegovih odbitkov.

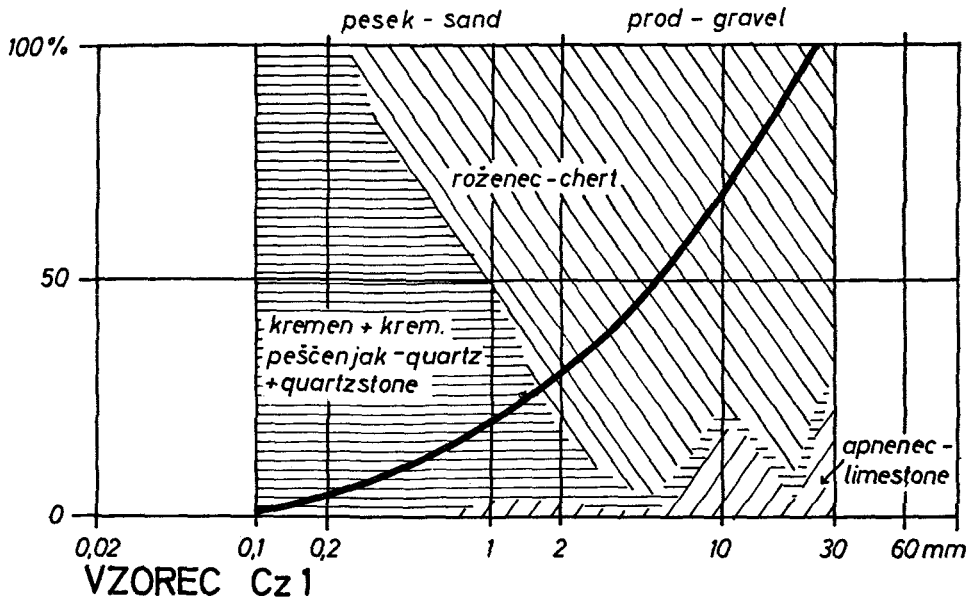
Vzorec Cz 3 iz vrhnjega dela zasipa na višini 345 m je pokazal 39 % glinene, 11 % peščene in 60 % prodne oziroma gruščnate frakcije. V gruščnati frakciji je največ kosov apnenca (89 %), ki so obdani z rjavkasto sigo, nadalje 10 % prodnikov flišnega peščenjaka in le 1 % prodnikov alohtonega roženca. V peščeni frakciji je apnenca in sige 20 %, roženčevih odbitkov 15 %, prevladujeta pa kremen in flišni peščenjak (65 %).

Sestavo vzorca Cz 2 iz višine 340 m povzemamo po podatkih A. Kranjca (1982), ki je analiziral le prodno frakcijo. Podatki kažejo, da so v tem delu zasipa zaobljeni prodniki apnenca (80 %) in flišnega peščenjaka (20 %), kar se dokaj ujema s sestavo našega vzorca Cz 3.



Sl. 3. Škocjanske jame. Černigova jama s sedimenti in zasutim ponorom, razlaga v tekstu

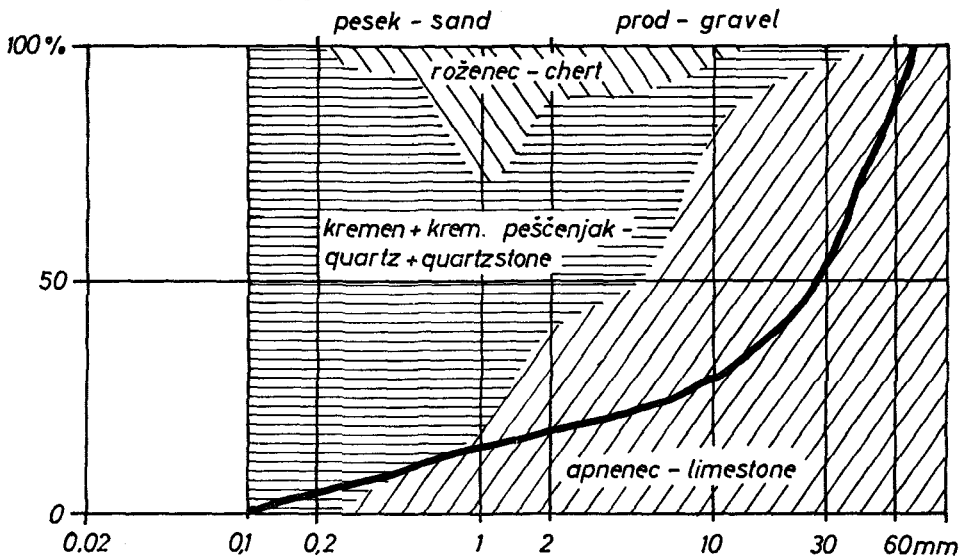
Fig. 3. Škocjanske jame. Channel Černigova jama with sediments and filled up ponor, explanation in the text



— - krivulja zrnivosti - granulation curve

VZOREC Cz 3

IZRK - ZRC - SAZU 1983



Sl. 4. Černigova jama. Petrografska sestava in krivulje zrnivosti materiala v zasipih (vzorci Cz 1, Cz 3), razlaga v tekstu
 Fig. 4. Channel Czoernigova jama. Petrographical setting and granulation curves of fills (examples Cz 1, Cz 3), explanation in the text

Opisani vzorci kažejo, da je zasip v Černigovi jami fosilen in v grobem sestavljen iz dveh plasti. Spodnja, starejša plast na višini med 330 in 340 m se odlikuje po množini rožencev, zgornja, mlajša plast na višini 340—345 m pa po večji prisotnosti fliša in apnenca ter komaj zaznavni količini rožencev. Pri tem je zanimivo, da se še ujemata višini zgornjega dela zasipa in že prej omenjene skalne police pod stropom rova. Vse to dopušča sklepanje, da gre za dve starostno različni fazi akumulacije.

Sedimenti v Brihta jami

Onkraj mostu pred vstopom v Malo dolino se proti jugu cepi približno 100 m dolg rov Brihta jame. Njegovo skalno dno na višini 330 m je pokrito s 5 m debelim zasipom, ki je tu in tam pokrit s sigo. V enem primeru je stara siga kot erozijski ostanek ohranjena na steni poldrug meter nad tlemi, kar pomeni, da je bil rov nekoč bolj zapolnjen s sedimenti kot danes. Le z izkopom bi lahko spoznali, kako je zasip v celoti sestavljen.

Sedimenti v Oknu

Okno je ostanek rova med Malo in Veliko dolino s stropom v višini 336 m in skalnim dnom na višini 330 m. V to dno je kanjonsko za 40 m poglobljena struga današnje reke. V zgornjem širšem rovu Okna vidimo podorne skale, kopo starejše sige, ob zahodni steni pa zlepljen gruč pod sigo. Brez dvoma je siga nastajala, ko je bil ta predel še povezan z drugimi rovi te višine, morda s prej omenjeno Brihta jamo, in ko udornic ter omenjene kanjonske poglobitve še ni bilo.

Sedimenti v Tominčevi jami in v Šmidlovi dvorani

Tominčeva jama je v severni steni Velike doline, kjer je njen 8 m visok in 25 m širok današnji vhod s tlemi na 312 m in skalnim dnom na višini okrog 308 m. Rov je prehodni 200 m daleč proti severu in severozahodu, kjer je zasut, in se verjetno nadaljuje v smeri bližnje udornice Lisičine. Opraviti imamo s samostojno etažo Škocjanskih jam, ki jo je izoblikovala ponornica, ko je ponirala nekje pod vasjo Gradišče v višini 320 m. Ta etaža je morfološko mlajša kot zgoraj večkrat omenjena etaža na 330 m, a starejša od nastanka Velike in Male doline. Strop Tominčeve jame neopazno prehaja v stene in v skalno dno, kajti skalni prostor zapolnjujejo okrog 7 m debele naplavine. Zgornji del teh naplavin je razgaljen blizu vhoda, kjer je kot arheološki spomenik ograjen in čuvan pred erozijo današnje visoke vode. Vsebuje namreč kulturni plasti železne in bronaste dobe (F. L e b e n, 1971, 81. tab. 29).

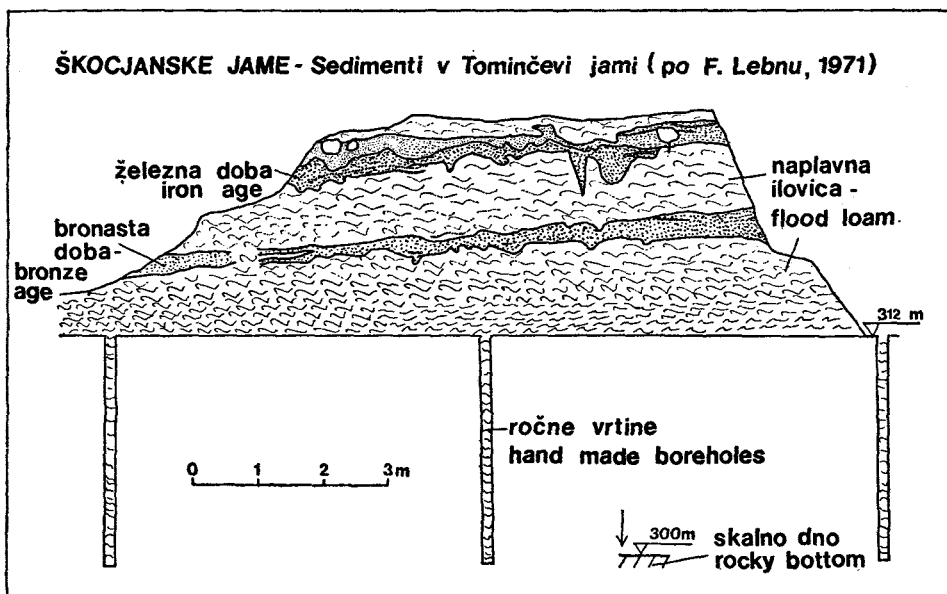
Med kulturnima plastema je meter debela sterilna poplavna ilovica (sl. 5), ki je bila, časovno gledano, odložena med okoli 1.500 in 500 leti b. p. v neoatlantskem klimatskem obdobju. Če takšno hitrost odlaganje ilovice (1 m/1000 let) privzamemo tudi za usedanje sterilne, prav tako poplavne ilovice v talnini kulturne plasti iz bronaste dobe, potem se pokaže, da se je lahko odložila med 1.500 in 6.500 leti b. p. v subatlantskem, vmesnem subborealnem in atlantskem klimatskem obdobju holocena, kjer je bilo vsaj slednje obdobje izrazito humidno. Obravnavane naplavine je odložila voda, ki je ponirala v današnji ponor pred Škocjanom, in tedaj bolj ali manj trajno zalivala kanale do višine 314 m, občasne poplave pa so lahko segale, kot bomo videli kasneje, še do višine

350 m. Morebitni neolitski človek se seveda takrat ni mogel zadrževati v Tominčevi jami, pač pa je lahko imel zatočišče ob vodi v bližnji Roški špilji v višini 360 m in v drugih jamah v soseščini.

V zahodni steni Velike doline se odpira Šmidlova dvorana. Njeno skalno dno na višini okrog 300 m lahko morfološko povežemo z dnom v Tominčevi jami. Ker so tudi razsežnosti obeh rovov podobne, smo že predčasno domnevali (R. Gospodarič, 1965) na njuno skupno razvojno etažo. Šmidlova dvorana ima nekako 6 m debela nasipna tla, sestavljena iz skal in ilovice. Ob južni steni ohranjen ostanek podornih skal in kope sige na njih kaže, da je precej sedimentov tudi že odstranjenih. Ta kopa sige tudi dokazuje, da je bila odložena tedaj, ko udorna Velika dolina še ni razdvajala obravnavane etaže na več samostojnih rovov, kakršne poznamo danes. Ostanki holocenskih ilovic v stranskih rovih dvorane kažejo na podobne poplave kot v Tominčevi jami, pa tudi na erozijsko učinkovanje današnje nihajoče gladine Reke, ki nasipna tla odstranjuje (kot npr. l. 1965, F. Habe, 1966) in jih odplavlja v kanjonsko korito Šumeče jame, koder sicer teče.

Sedimenti v Dvorani ponvic

Dvorana je sestavni del morfološke etaže 330 m, ki je bila ob kasneje zastavljeni etaži 320 m in kanjonskem poglobljanju Reke oddvojena od drugih, podobno starih rovov. To sklepamo po višini ohranjenih tal dvorane na višini



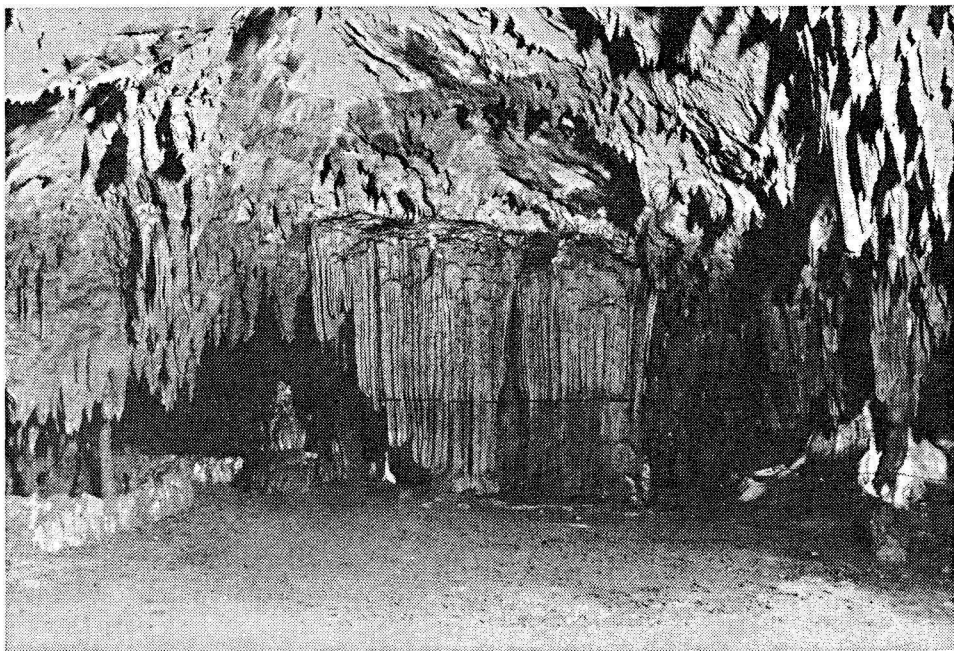
Sl. 5. Škocjanske jame. Holocenske naplavine in arheološke plasti v Tominčevi jami

Fig. 5. Škocjanske jame. Holocene fills and archeological layers in the channel Tominčeva jama

okrog 325 m in po delno erodirani kopi sige ene njenih starejših generacij, ki je tu še ohranjena. Med plastmi te sige najdemo ilovnati pesek svetloolivno-rjave barve (2.5 Y 5/4), ki ima 60 % ilovice in 40 % drobnega peska, a je brez organskih in karbonatnih sestavin. V peščenih frakcijah prevladujejo zrna velikosti 0,25—0,125 mm, in sicer oglata zrna motnega kremenca, delci sljude in temnih mineralov. Debelejša zrna peska so iz flišnega peščenjaka. Stratigrafija kaže, da je bil ilovnati pesek odložen iz ponornice, ki je večkrat prekinila rast sige in počasi tekla ter nihala v višini okrog 325 m. Sestava peska in sige je podobna oni v Oknu, v Brihta jami in v zgornjem delu zasipa v Černigovi jami, pa tudi v Tihi jami, kot bomo videli kasneje. V primerjavi z vhodnimi rovi, kjer so sedimenti bolj prodnati, so sedimenti v Dvorani ponvic bolj peščeni, ker so bili odloženi globlje v podzemlju.

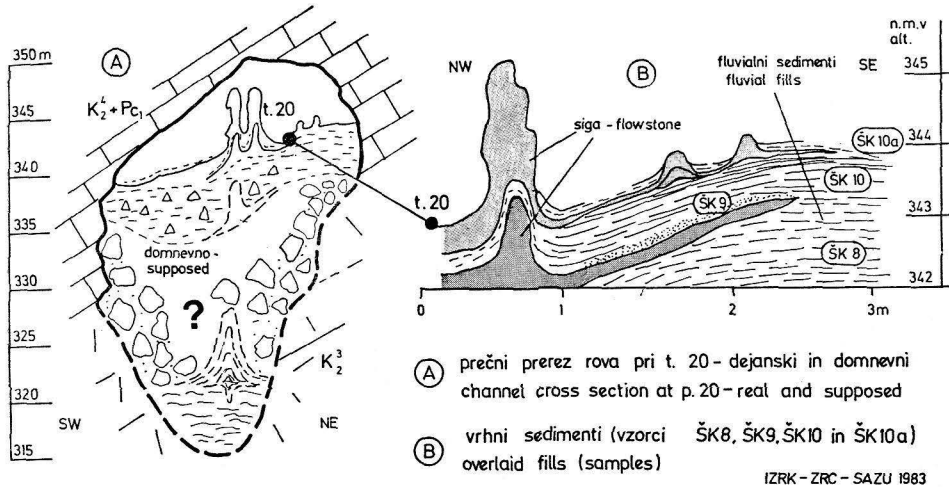
Nad sigo v Dvorani ponvic imamo ohranjeno tudi poplavno ilovico do višine 340 m, ki pa je bila odložena iz poplavne vode v holocenu, ko se je občasno vzpenjala iz spodnjega kanjona v dvorano.

Razen recentnih naplavin v strugi in njenih zajedah, ni v kanjonski Šumeči jami ohranjenih nobenih drugih naplavin. Zato pa so obsežno ohranjene v Tihi jami, ki jo zategadelj podrobneje obravnavamo.



Sl. 6. Škocjanske jame. Sigovo okrasje na zasipu Tihe jame skoraj zapolnjuje dostop v Veliko dvorano, prekinjena črta označuje višino poplavne ilovice na višini 345 m. Foto: F. Bar

Fig. 6. Škocjanske jame. Flowstone formations on the fills of Tiha jama nearly closed the access to Velika dvorana, the interrupted line indicates the altitude of flood loam on 345 m. Photo: F. Bar



Sl. 7. Škocjanske jame. Prečni profil Tihe jame pri t. 20 (A), kjer je nahajališče analiziranih naplavin (B), razlaga v tekstu

Fig. 7. Škocjanske jame. Cross section of channel Tiha jama at point 20 (A), where the analysed fill layers are to be seen (B), explanation in the text

Sedimenti v Tihi jami

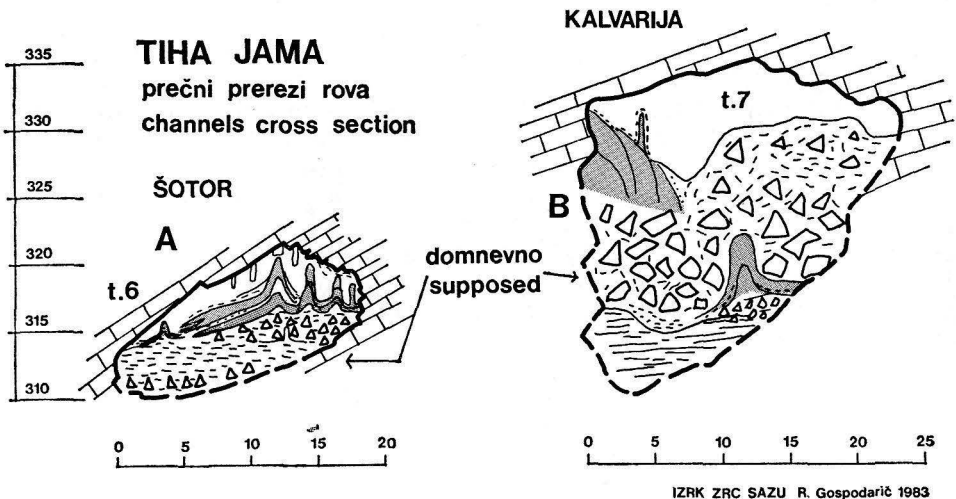
Tiha jama je danes 525 m dolg slep rov Škocjanskih jam izven vodne funkcije. Po ilovnatem, delno zasiganem pobočju se vanjo povzpemo iz Šumeče jame (profil II. na sl. 2). Stene so tu in tam obdane s stebrasto, cvetačasto sigo, ki je zaradi recentnih poplav in menjavajočih se zračnih tokov ter različne temperature izgubila značilen lesk. Zadnja poplava leta 1965 je segala do višine 322 m, zadnja najvišja leta 1929 pa celo do višine 340 m, skoraj do uravnanih tal jame. Pri tem odložene tanke ilovnate prevleke so vidne tudi na stropu in njegovih stalaktitih. V uravnanih tleh med t. 21 in 20 (tako imenovana Cava) so izpod ilovice odkopavali podorne skale, ko so gradili turistično stezo. Te skale so se odlomile od stropa, kar pomeni, da je tukajšnji 20 m širok rov podoren in sekundaren. Iz ilovnatih tal štrlijo številni kopasti in svečasti stalagmiti in druge oblike sige značilnega imena (Orgle, Banane). Skupina kapnikov pri t. 19 je celo tako obsežna, da domala zapira prehodni prostor (sl. 6). Ko so nadelali turistično stezo, so nekaj sige in vrhnjih naplavin razgalili in omogočili pogled v njihovo sestavo.

V profilu t. 20 imamo spodaj rumenkastorjavo (10 YR 5/4) ilovico (sl. 7) s tretjino drobnega peska iz zrn kremenca, bele sljude in temnih mineralov ter 5 % karbonatnega in organskega materiala (vzorec ŠK 8). Ta ilovica je pokrita s posevno lečo drobtinčaste sige, ki je nanjo odloženo nekaj ilovnatega, pretežno kremenčevega peska temnorumenkastorjave barve (10 YR 4/6, vzorec ŠK 9). Vse pokriva nadaljnja temnorumenkastorjavo ilovica (10 YR 4/4), ki navzgor preide v lamelno rumenkastorjavo ilovico (10 YR 5/4) vzorca ŠK 10. Pod mikroskopom je videti, da so ilovnate lamele manj kot milimeter debele. Očitno gre za zaporedno večkratno odlaganje ilovice iz poplavne vode v višini okrog

345 m. Lamelna ilovica je pokrita s stalagmiti, ki so zopet obdani z ilovico vzorca 10 a.

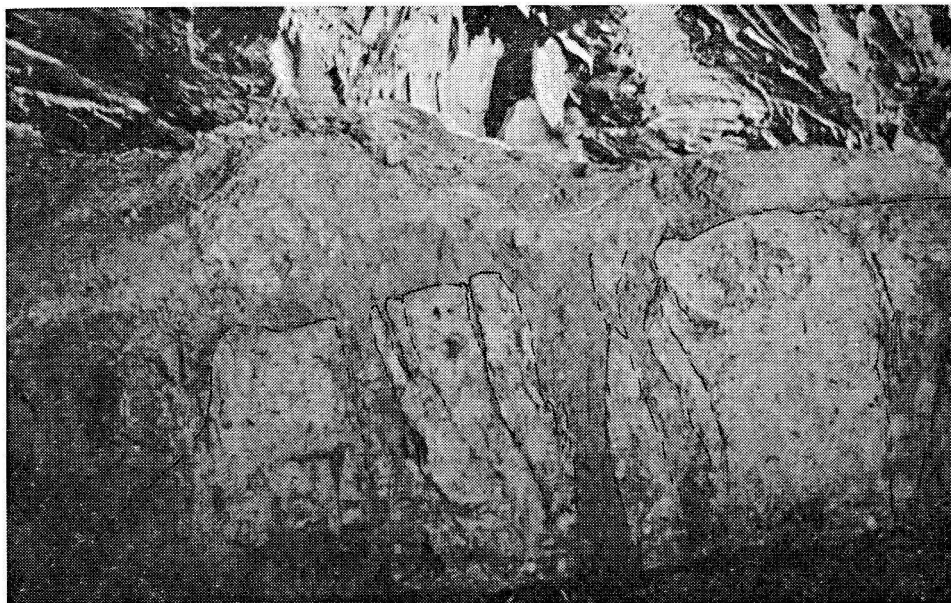
Razkriti profil kaže na menjavanje avtohtone in alohtone sedimentacije v rovu na višini okrog 343 m vrh skupnega zasipa, ki je domnevno debel okrog 30 m. Alohtone naplavine je sem nanesla visoka voda iz smeri današnjega poniranja reke. Relativno visoko ležeče nahajališče, pogostne poplave in dve ali tri generacije sige dajo sklepati, da so zgornje lamelne ilovice poznoglacijalne, spodnje pa vsaj interstadialne, če niso še starejše.

Velika dvorana je najbolj markantni prostor Tihe jame tako po razsežnostih kot po orjaških stalagmitih, podornem stožcu in ilovnatih naplavinah. Dvorana je 30 m dolga in 20 m široka ter do 25 m visoka in ima 50 m debel strop. Tega sestavljajo do pol metra debeli skladi apnenca, ki vpadajo za 20° proti SSW. Vzhodna stena je skoraj navpična ob prelomu, zahodna pa je zakrita z materialom podornega stožca in s sigo na njem. Zgornji, mlajši podorni stožec leži na spodnjem, več kot 20 m debelem zasipu in na starejših kopastih stalagmitih (glej profil I., sl. 2). Spodnji zasip je na višini okrog 340 m uravnan tako kot v prej omenjenem prostoru med t. 22 in 19. Uravnava je segala nekoč do višine skalne zajede nad t. 17, vendar so jo tokovi kapnice kasneje delno erodirali in material odnesli v nizki rov Šotor. V nastalem jarku (med t. 18 in 17) so nato v poznem glacialu zrastle sigovi Orjaki kot so pokazale ¹⁴C analize te sige (R. Gospodarič, 1984). Delno z ilovico pokriti in tudi razlomljeni Orjaki pričajo, da jih je oblivala kalna visoka voda in da se je posedanje tal in s tem povezano rušenje kapniških tvorb nadaljevalo še v holoцен.



Sl. 8. Škocjanske jame. Prečna prereza Tihe jame (A in B) z ugotovljenimi in domnevnimi sedimenti

Fig. 8. Škocjanske jame. Cross sections of channel Tiha jama (A and B) with stated and supposed fills



Sl. 9. Škocjanske jame. Sedimenti Tihe jame pri t.7, mlajša siga in peščeno ilovnate naplavine pokrivajo starejšo pasovito ilovico in zapolnjujejo njene izsušitvene špranje. Foto: R. Gospodarič

Fig. 9. Škocjanske jame. Fills at point 7 in Tiha jama, younger flowstone and loamy sand layers cover the older laminated loam and their dessication cracks. Photo: R. Gospodarič

Datirani Orjaki omogočajo kronološko opredeliti opisano dogajanje oziroma razpadanje podzemeljskega prostora. Uravnan spodnji zasip in stalagmiti na njem predstavljajo jamska tla iz starejšega ali srednjega würma. Njegovo erodiranje se je začelo v humidnem interstadialu, bilo je prekinjeno v zadnjem würmskem stadialu, ko se je oblikoval zgornji podorni stožec, ter nadaljevalo v poznem glacialu, ko so zrastle mogočne sige po vsej dvorani. Tako okrašeno dvorano so dosegale holocenske poplave do višine skoraj 350 m, ki so na sigo odložile svoj lebdeči tovor, se pravi poplavno flišno ilovico.

Rov s Šotorom med Veliko dvorano in Paradižem poteka prečno na slemenitev proti vzhodu in severovzhodu. Ker je strop domala raven, domnevamo v višini okrog 15 m njegovo primarno obliko. Stene in dno rova pa so zakrite s sedimenti (sl. 8, profil A). Zasip sestavljajo ilovice, ilovnati peski in podorne skale ter kopasti in svečasti kapniki, tako da je rov komaj prehodan, če odmislimo poglobljeno turistično stezo in 5 m globoko skalno špranjo pri t. 10, kjer je najnižja točka (310 m) jame, že prav blizu domnevanega skalnega dna. Sestavo zasia vidimo pri t. 7. V višini 315 m je vidna plast alohtone temnorumenkastorjave ilovice (10 YR 4/4), ki ima 9 % karbonatov in 2 % organskih snovi. Pokrita je z 20 cm debelo plastjo drobnega peska olivnorumene barve (2.5 YR 6/6), ki je zapolnil tudi 10 cm široke koničaste špranje v talni ilovici (sl. 9). Pesek je sestavljen iz 58 % zrn peščenjaka, 38 % zrn kremena in 4 %

zrn temnih mineralov. Prevladujejo zrna velikosti 0,5 do 0,125 mm. Krovna plast profila je zopet bolj ilovnata in v menjavi s sigo, ki prehaja v nizke stalagmite. Na severnem delu profila je talna ilovica pokrita z meter debelo plastjo sige, ki se najmanj 25-krat menjava s tankimi vložki ilovnatega peska. Zgornja plast sige prehaja tja do stene v štiri kopaste stalagmite, ki so obdani z rjavo (10 YR 5/3) ilovico. Ker takšno ilovico najdemo tudi na stropu, domnevamo, da se je odložila, ko je bil rov zalit z blatno vodo do vrha.

Opisani profil govori, da je dno prekrila najprej plastovita, lamelasta ilovica, ki je nato pri osušitvi razpokala. Sledilo je obdobje izmeničnega odlaganja sige in ilovnatega peska, nato pa posedanje in izpiranje tal ob večkratnih obiskih poplavne vode. To zaporedje procesov lahko primerjamo s procesi v Dvorani ponvic in drugod v Tihi jami. Pri Šotoru imamo razgaljeno v talni pasovito ilovico, ki je drugod še nismo našli, ker je verjetno skrita pod podornimi gruščmi in sigami. Je eden starejših sedimentov v Tihi jami in v Škocjanskih jamah nasploh (sl. 10).

Iz nizkega rova Šotora se po ilovnatih tleh vzpenjamo proti Kalvariji in Paradižu. Na stene 15 m širokega in 10 m visokega rova se naslanjajo fluvialne naplavine, podorne skale in siga. Pri Kalvariji vidimo v tleh pregibni rob, ob njem pa lijakasto vrtačo, ki odraža izpiranje in posedanje sedimentov (sl. 8, profil A). Ob zahodni steni je v višini 325 m razgaljena kopa plastnate, rumene sige, ki stoji na podornih skalah. Tudi med to sigo je rumenkasta ilovica (10 Y 5/4), na njeni kopi pa stoji vijugav mlajši stalagmit, prav tako pokrit z poplavno ilovico. Zaporedje sedimentov je podobno kot pri Šotoru.

Paradiž je zasigan, 12 m širok sklepni prostor Tihe jame. Odtod je speljan 50 m dolg umeten vpadnik do udornice Globočak. Prostor je na vzhodni strani skoraj do stropa zapolnjen s podornimi skalami in sigo, zasigan podorni stožec pa se k zahodni steni zniža in s sigovimi tlemi uravna. Vidimo le vrhnji del podornega griča, kako ga pokrivajo najprej temnorumenkastorjava ilovica (10 YR 5/6), nato plastnata siga, pa vnovič ilovica in končno najmlajša siga. Gibljemo se pod stropom sekundarnega podornega rova na višini okrog 350 m, katerega stene in dno so skrite pod domnevno 40 m visokim podornim gričem (sl. 10). Podorni grič se je v skladnatem in pretrtem apnencu lahko razvijal, saj so padavine intenzivno prenikale ter izmenično korodirale in odlagale sigo. Uveljavljalo pa se je tudi izpiranje in posedanje tal ter s tem povezano podiranje kapnikov. Razpadni procesi so podobni procesom v Veliki dvorani. V obeh primerih je tudi razvidno, da se poplavna ilovica pojavlja le do višine 350 m, kar imamo za zgornjo mejo holocenskih visokih voda v Tihi jami in v vseh drugih rovih Škocjanskih jam.

SESTAVA, IZVOR IN STAROST JAMSKIH SEDIMENTOV

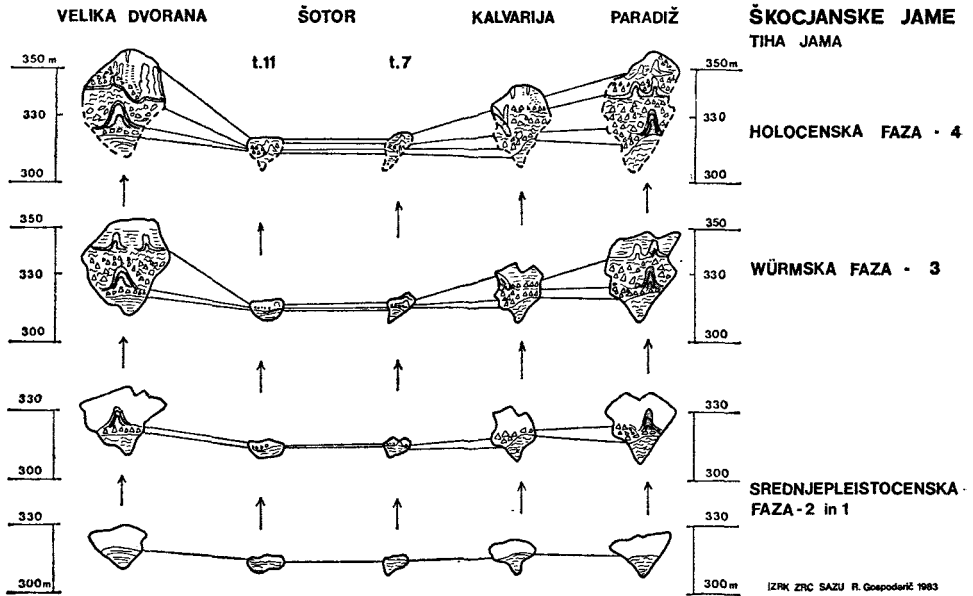
V Škocjanskih jamah so ohranjene alohtone prodne, peščene in ilovnate naplavine ter avtohtoni grušč in siga. Alohtoni prod v strugi Reke je recenten in ga v tej razpravi ne obravnavamo. Po podatkih A. Kranjca (1932) pa imajo njegove sipine v vhodni Mahorčičevi jami več flišnih, bliže sifonu v Hankejevem kanalu pa več apnenčevih prodnikov. Ta recentni prod je 2-krat manj zaobljen kot fosilni v zasipu Černigove jame. Analize so pokazale, da v zasipu Černigove jame prevladujejo roženci v spodnji, flišni in apnenčevi

prodniki pa v zgornji njegovi plasti, medtem ko sta petrološka sestava in zrnavost peskov približno enaki v obeh plasteh. Podobnega fosilnega prodnismo našli nikjer drugje v Škocjanskih jamah, pač pa so znana njegova nahajališča na terasah pred kanjonom Reke, kjer jih je odkrival D. Radinja (1967, 212). Glede peskov pa se ponuja primerjava z nahajališči v Dvorani ponvic na višini 320 m in v Tihi jami na višini 315 m.

Po višini in sestavi lahko spodnji, starejši del zasipa v jami imamo za podobnega materialu na vremski terasi (365 m), zgornji, mlajši del zasipa pa za presedimentiran material iz više ležeče završke terase (385 m), ki se odlikuje predvsem s flišnim prodom; pri tej presedimentaciji je bil v podzemlje nanesen tudi apnenčev grušč iz mehansko razpadlega apnenca v pobočjih nekdanjih ponorov. Če vzdvodno podaljšamo strmec obravnavane fosilne etaže, se namreč dejansko približamo višinam vremske in završke terase pri Naklem. Po majhni nagnjenosti skalnega rova Černigove jame in vseh nadaljnjih rogov njegove etaže tja do Tihe jame, lahko sklepamo, da so ponorni vhodi te etaže bili bliže apnenčevo-flišni meji kot današnji ponor Reke. Najmanj, kar lahko predpostavimo, je obstoj fosilnih, danes zasutih ponorov na višinah med 335 in 350 m v skalnem pobočju med Škocjanom in Gradiščem, to je tam, kjer širši del kanjona Reke v Dolu nad Malni ostro zavije iz severovzhodne v južno smer. Ko je predhodnica Reke ponirala v te ponore, površinski kanjon še ni imel današnje dolžine in obsega. Če nič drugega, je bil vsaj 20 m plitvejši.

Ko že govorimo o roženčevemrodu, je treba omeniti tistega, ki smo ga pri geološkem kartiranju našli v zasuti jami v obodu Sekelaka v višini škocjanske terase okrog 420 m. Tukajšnji drobn prod in debeli pesek sta sestavljena iz zelo zaobljenih enobarvnih rožencev in kremenov; ni pa videti oglatih roženčevih odbitkov, ki so v pesku Černigove jame tako pogostni. Poleg tega nimamo v sedimentu Sekelaka nič flišnega materiala. Oba zasipa se razlikujeta po sestavi in po nadmorski višini nahajališč, s tem pa tudi po starosti. Zasip v Sekelaku je znatno starejši od zasipa v Černigovi jami.

V drugih rovih Škocjanskih jam so ohranjeni ilovnati peski in ilovice, ki z gruščem in sigo sestavljajo stratigrafske sekvence. Te sedimente najdemo kot recentne v skalnih zajedah, kot holocenske v Tominčevi jami in Šmidlovi dvorani nad skalnim dnom v višini 308 in 300 m ter tudi med sigo in nad njo do višine 350 m v Dvorani ponvic in v Tihi jami. Nadalje smo jih našli med plastmi sige ter nad podornimi skalami in med njimi v Veliki dvorani in Paradižu Tihe jame, kjer smo jih ocenili kot würmske. Zanimiva je tudi plastovita ilovica v območju Šotora na višini 315 do 310 m, ki jo po stratigrafski poziciji štejemo med starejše najdene naplavine. Obravnavane ilovice imajo ne glede na starost do 10 % karbonatnih sestavin in skoraj nič organskega materiala. Po barvi se bistveno med seboj ne razlikujejo, saj sodijo v kategorijo temnorumenkastorjavih ilovic (10 YR 4/4 do 10 YR 5/6). Kjer je v njih več drobnega peska, imajo barvo kategorije 2.5 Y, se pravi svetloolivnorjavo, v takih primerih imajo 4 % organskih primesi, a so brez karbonatnih sestavin. Te skupne značilnosti kažejo, da so ilovice v podzemlje prenesena flišna preperelina. Zelo enakomerna zrnavost in enolična petrološka sestava ter drobna pasovitost kažejo na usedanje iz kalne ponorne vode, ki je včasih trajno, včasih sezonsko zalivala podzemeljske kanale.



Sl. 10. Škocjanske jame. Razvojne faze in sedimenti Tihe jame

Fig. 10. Škocjanske jame. Evolution phases and sediments of Tiha jama

Na podlagi arheološke datacije smo ugotovili, da se je ilovica v Tominčevi jami odložila v humidnih obdobjih holocena. Če je bilo tedaj njeno naplavljanje klimatsko pogojeno, potem ne bo narobe sklepati na takšno pogojenost tudi v würmu ali še prej, ko so se tudi menjavale enkrat bolj, drugikrat manj humidne razmere. Ilovice so torej s površja odnešen in v podzemlju odložen material s posredovanjem ponornice, ki ni imela večjega erozivnega strmca in je obstoječe rove dostikrat zalila do vrha. Stratigrafski položaj ilovnatih naplavin med gruščem in sigo ter med in pod njo kaže, da so takšne poplave bile trajnejše pred würmom 3 in v začetku würma, sicer pa so le občasno prekinjale odlaganje sige po tleh rovvov. Občasne visoke poplave so v holocenu nanesele flišno ilovico celo v Tiho jamo, saj jo tam najdemo med plastmi sige iz tega obdobja.

Grušče in podorne skale imamo ohranjene v zgornjem podornem stožcu Velike dvorane in Paradiža ter v spodnjem podornem zasipu Tihe jame. Gre za material podrtega stropovja in sten, ne pa morebiti za paravtohtone grušče, ki bi bili sem preneseni iz udornic Male in Velike doline. V območju teh udornic so ostanki podornih skal ohranjeni pod sigo v Oknu in v Šmidlovi dvorani, ves ostali grušč obeh udornic pa je ponornica postopoma odnašala v podzemlje skozi nastajajoči Hankejev kanal. Direktna zveza med površjem in kanjonom podzemeljske Reke je bila v približno današnji razsežnosti vzpostavljena šele po zadnjem würmskem stadialu.

Naslednji avtohtoni sediment so različne sige, najbolj ohranjene v Tihi jami, manj očitno pa razvidne v rovih okrog obeh udornic in podzemeljskega kanjona, odkoder so sicer večinoma erodirane. Najbolj očitni so recentni sta-

laktiti, stalagmiti in različne prevleke iz bele sige na stropu, stenah in po tleh rovov. Holocenski in poznglacialni so stalagmiti vrh zasipov v Dvorani ponvic in v Tihi jami, kjer so bili radiometrično datirani (analiza H. Franke in M. Geyh) na 1.500 in 8.900 let ter na 10.300 do 12.300 let pred sedanjostjo (R. Gospodarič, 1983). Te datacije so pomagale kronološko opredeliti tudi poplavne ilovice in zadnje razvojne faze podzemlja (sl. 10).

Mnogo bolj kot holocenska in poznglacialna se z alohtonimi sedimenti menjava würmska ali še starejša siga v Tihi jami. Ta, na splošno plastnata in kopasta siga se je odlagala pri morfoloških in hidroloških razmerah, ki so omogočale zaporedno odlaganje sige in naplavin v daljšem časovnem obdobju. Po stratigrafski legi sodeč, pride najprej v poštev srednjewürmski interstadial, ko so tudi sicer na matičnem Krasu in Notranjskem nastajale bogate kopaste sige (R. Gospodarič, 1981). Ker pa je bilo menjavanje avtohtone in alohtone sedimentacije možno tudi v starejšem würmu ali še preje, bodo le radiometrične datacije pokazale, za katero generacijo sig v tem primeru gre.

SEDIMENTI IN RAZVOJNE FAZE ŠKOCJANSKIH JAM

Kot je bilo pred kratkim že objavljeno (R. Gospodarič, 1983), je holocenska oziroma poznglacialna faza (4) najbolj markantna v razvoju obravnavanega podzemlja. V preteklih 15.000 letih je zapustila v jami jasne sledove v globokem vodnem kanalu in v poplavnih ilovicah ter v sigi.

V würmski fazi (3) so bile Škocjanske jame najbolj morfološko spremenjene. Tedaj je ponornica pospešeno poglabljala Hankejev kanal, odstranjevala starejše zasipe iz zgornje etaže in povezovala površje s podzemljem v območju udornic Male in Velike doline. V to fazo uvrščamo tudi oblikovanje etaže Tomiņčeve jame in Šmidlove dvorane. V Tihi jami pa so bili odloženi alohtoni sedimenti in sige, oblikovali sta se tudi obe podorni dvorani, današnji Paradiž in Velika dvorana.

Morda še v zadnjem interglacialu, vsekakor pa v predzadnjem glacialu oziroma v srednjepleistocenski fazi (2) je bila vodno aktivna etaža 330—310 m (Černigova jama — Tiha jama). Njeni ponorni rovi so bili takrat bliže flišno — apnenčevi meji in so skozi Černigovo jama — Brihta jama, Okno in Dvorano ponvic dosegli Tiho jama. Tu je takratna ponornica morebiti odložila na skalno dno nekaj roženčevega proda, vsekakor pa pasovito ilovico in pesek.

V staropleistocensko fazo uvrščamo rove in jame med današnjimi Škocjanskimi jamami v višini 370—390 m kot so Luknje v Lazu, Roška špilja, pa nekoliko bolj oddaljene poševne votline z vodoravnimi rovi kot sta Jama I in Jama II na Prevali. Iz te ali predpleistocenske faze so nato še ostanki rovov Prelušove luknje, Jama na Škrljici, Jame v Sapendolu ter s sedimenti zasuti rovi v steni Sekelaka, vse na višini okrog 420 m. V teh rovih imamo ohranjenne peščene in prodne naplavine iz roženca, kremenca in limonita. Ti sedimenti se od onih v Škocjanskih jamah bistveno razlikujejo, saj so bili transportirani pri drugačnih klimatskih, hidrografskih in morfoloških pogojih.

SKLEPI

Pri preučevanju kvartarnega razvoja Škocjanskih jam smo uporabili metode in rezultate, razvite in dosežene predčasno na Notranjskem krasu (R. Gospodarič, 1976).

V jamah klasičnega krasa Notranjske poznamo obdobja sigotvornosti in obdobja, ko so se v jamah odlagali različni fluvialni sedimenti. Gre za klimatska obdobja pleistocena, ki so s pomočjo radiometrično in relativno datiranih sig podrobneje dokazana. V Postojnskem jamskem sistemu in drugih jamah Notranjske (R. Gospodarič, 1981) so datirane predvsem generacije sig, ki jih lahko brez nadaljnega pričakujemo in domnevamo tudi v Škocjanskih jamah. Raziskave so tod dejansko pokazale več holocenskih in würmskih sig, ki so tudi v morfologiji podobne onim v jamah Notranjskega krasa. Tako da na Notranjskem kot na matičnem Krasu lahko v interglacialu in srednjem pleistocenu računamo z umirjeno akumulacijo avtohtonih in alohtonih sedimentov v rovih, ki so bili bolj razsežni in manj nagnjeni kot kasnejši würmski ali holocenski. Povsod prideta do izraza starejša (srednjepleistocenska) etaža z bolj vodoravnimi rovi in obilnimi sedimenti ter mlajša (würmska) etaža z manj sedimenti v bolj strmih ponornih rovih. Za še starejše rove pa povsod velja, da so ohranjeni v reliktih, ki jih je moč povezati le po nadmorski višini.

Nakazani razvoj Škocjanskih jam je seveda predvsem problematičen pri kronoloških uvrstitvah posameznih speleogenetskih dogajanj. Sige so večinoma le relativno in skoraj nič radiometrično datirane, pa pestrih dogajanj v srednjem in mlajšem pleistocenu nismo mogli zaenkrat bolj zanesljivo časovno opredeliti.

Tako na Notranjskem kot na matičnem Krasu so morda še najbolj istodobni in skupni zasipi avtohtonega grušča in s tem povezano nastajanje udornic. Razvojne stopnje kažejo, da so udornice nastajale v obdobjih, ko so kamnine intenzivno mehansko razpadale in ko so ponorne vode lahko podorni material sprti erozijsko odnašale in korozijsko razjedale.

Razen Velike in Male doline, ki sta nedvomno genetsko povezani z razvojem rovov Škocjanskih jam, nismo mogli v speleogenetska dogajanja enakovredno vključiti še številne druge udornice v neposredni bližini. Težava je v tem, da razsežne kot so, niso neposredno povezane z današnjimi podzemeljskimi rovi. Posredno bi jih sicer lahko navezali na domnevni potek podzemeljskih rovov obeh višjih morfoloških etaž (310—300 m, 330—310 m), vendar imamo zaenkrat še premalo podatkov o ponornem obrobju med Vremami in Danami ter o oblikovanju kanjona med Vremami in Škocjanom, da bi takšen sklep tvegali. Iz tega razloga tudi ne moremo komentirati I. Gamsa (1983) razlago o prehodu kanjona v podzemeljski sistem v obliki štirih oziroma petih ponornih rovov, ki so časovno različni in prostorsko ločeni, njihov potek pa domnevan pod udornicami in med njimi.

Z nadaljnji proučevanji bomo morali rešiti tudi vprašanje o enotni ponikalnici, predhodnici Reke, ali pa o več ponikalnicah iz flišnega ozemlja, ki bi se naj stekale v območje Škocjanskih jam kot je predčasno nakazal I. Gams (1967). V kratki notici je namreč postavil, da bi lahko v Tiho jamo pritekal tudi potok iz slepe doline pri Danah. Po naših tokratnih analizah takšen dotok ni bil možen niti v poznoglacialnem, niti v würmskem obdobju, ne izključujemo pa možnost takšnega dotoka v razvojnih fazah pred würmom.

LITERATURA

- G a m s, I., 1967/68: Tiha jama v sistemu Škocjanskih jam. *Proteus*, 30/6, 146—150, Ljubljana.
- G a m s, I., 1974: Kras, zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Slov. matica, 9—357, Ljubljana.
- G a m s, I., 1983: Škocjanski kras kot vzorec kontaktnega krasa. Medn. simp. »Zaščita Krasa ob 160-letnici turističnega razvoja Škocjanskih jam (Lipica 1982)«, 22—26, Sežana.
- G o s p o d a r i č, R., 1965: Škocjanske jame. Guide book, Cong. Exc. Dinaric Karst, Union Yug. Spel., 137—140, Ljubljana.
- G o s p o d a r i č, R., 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. *Acta carsologica SAZU*, 7, 8—135, Ljubljana.
- G o s p o d a r i č, R., 1981: Generacije sig v klasičnem krasu Slovenije. *Acta carsologica SAZU*, 9, 87—110, Ljubljana.
- G o s p o d a r i č, R., 1983: O geologiji in speleogenezi Škocjanskih jam. *Geol. zbornik FNT Univerze E. K.*, 4, 163—172, Ljubljana.
- G o s p o d a r i č, R., 1983: O starosti sige v Škocjanskih jamah. Medn. simp. »Zaščita Krasa ob 160-letnici turističnega razvoja Škocjanskih jam (Lipica 1982)«, 20—21, Sežana.
- H a b e, F., 1966: Katastrofalne poplave pred našimi turističnimi jamami. *Naše jame*, 8, 45—54, Ljubljana.
- H a b i č, P., 1972: Divaški kras in Škocjanske jame. *Ekскурzije*, 6. kong. spel. Jug., Sežana—Lipica, 26—33, JZS Postojna.
- K e n d a, I. in sodelavci, 1982: O speleogeodetskih meritvah in inženirsko geoloških raziskavah Okroglice v Škocjanskih jamah. *Arhiv IZRK ZRC SAZU*, Postojna.
- K r a n j c, A., 1983: Recentni fluvialni sedimenti v Škocjanskih jamah. Medn. simp. »Zaščita Krasa ob 160-letnici turističnega razvoja Škocjanskih jam (Lipica 1982)«, 27—31, Sežana.
- L e b e n, F., 1956: Poročilo o izkopavanjih v Roški špilji leta 1955. *Arheološki vestnik*, 7/3, 242—251, Ljubljana.
- L e b e n, F., 1959: Dosedanje arheološke najdbe v jamah okoli Divače. *Acta carsologica SAZU*, 2, 229—249, Ljubljana.
- L e b e n, F., 1967: Škocjanske jame. *Varstvo spomenikov*, 11 (1966), 117, Ljubljana.
- L e b e n, F., 1971: Kulturna pripadnost jamskih najdb na področju jugovzhodnih Alp v prazgodovinskem obdobju. *Arhiv Inštituta za arheologijo ZRC SAZU*, Ljubljana.
- R a d i n j a, D., 1967: Vremenska dolina in Divaški kras. *Problematika kraške morfo-geneze*. *Geogr. zbornik SAZU*, 10, 157—256, Ljubljana.

CAVE SEDIMENTS AND ŠKOCJANSKE JAME SPELEOGENESIS

Summary

The previous knowledge on morphology, cave sediments and speleogenesis of Škocjanske jame (R. Gospodarič, 1965; I. Gams, 1967/68, 1974; P. Habič, 1972; F. Leben, 1956, 1959, 1967, 1971; D. Radinja, 1967) as the recent investigations (R. Gospodarič, 1983, 1984; I. Kenda, 1982; A. Kranic, 1982) opened the question about the age of the cave sediments in the biggest ponor cave of Classical Karst in NW part of Yugoslavian Dinaric karst.

The known channels of 6.000 m long cave system developed in Upper Cretaceous limestone and Paleocene limestone (Fig. 1). The system is composed by 2.500 m long canyon-like water channel (ponor 317 m, siphon 173 m) and by dry galleries in two levels 310 m and 330 m of altitude where fossil allochthonous and autochthonous sediments are preserved (Fig. 2). The underground channels are connected with two 140 m deep collapse dolines (Big valley and Small valley) and interrupted by other near lying collapse dolines.

In the level 300—310 m (Tomineva jama, Schmidlova dvorana) the Holocene loamy deposits are preserved (Fig. 5). Aided by archaeological findings from Bronze and Iron age it was possible to relatively date the floods from Neotatlantic (500—1.500 years b. p.) and Atlantic (2.000—6.500 years b. p.) climatic period.

In Czoernigova jama (Fig. 3, 4) 15 m thick deposit was studied in detail; this is filled up ponor channel showing two accumulation phases from Younger Pleistocene. The rests of the same time deposits are preserved in shorter channels (Brihta jama, Okno, Dvorana ponvic), along both collapse dolines on 330 m of altitude. Tiha jama belongs to the same level, being filled up by speleothems and fluvial sediments almost to the roof and thus scarcely transversable (Fig. 6, 7, 8, 9). There we found an older deposit and flowstone and younger deposit and flowstone, and there fluvial sediments, flowstone generations, and breakdown rubbles cyclically alternate.

These cycles reflect climatico-hydrological conditions of Younger Pleistocene. There are significant traces of four fossil floods which have for longer time inundated the cave system up to 350 m of the altitude. Recent, 100 years floods left here and there in the cave the traces up to 340 m of altitude (F. Habe, 1966). The periods of the flowstone formation are significant in the same manner; in that period petrographically as well as morphologically characteristic speleothems originated comparable to flowstone generations in other karst caves of Slovenia (R. Gospodarič, 1981).

Till now we succeeded to prove the flysch origin of fluvial sediments, connection of sediments and both morphological levels to accumulation terraces in ponor region of sinking stream and contemporaneous development of canyon water channel and both collapse dolines Velika and Mala dolina. In the Škocjanske jame development (Fig. 10) we can distinguish Holocene and Late Glacial phases (4), Würm phase (3) and Middle Pleistocene phase (2). The oldest, the Old Pleistocene phase (1) is proved by sediments and galleries remnants, which are not directly connected with actual underground system. Škocjanske jame development phases stratigraphically correspond to studied phases in Postojna Cave system (R. Gospodarič, 1976). In NW part of Dinaric karst the karst caves on the contact between Upper Cretaceous and Paleocene limestones with Eocene flysch in Upper Quaternary were developed by common speleogenetical processes and climatico-hydrological factors.

**VERTIKALNO PRENIKANJE VODE
V ŠKOCJANSKIH JAMAH IN DIMNICAH**

(S 6 SLIKAMI)

**VERTICAL WATER PERCOLATION
IN ŠKOCJANSKE JAME AND DIMNICE**

(WITH 6 FIGURES)

JANJA KOGOVŠEK

**SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984**

Vsebina

Izvleček — Abstract	51 (3)
UVOD	51 (3)
OPIS OPAZOVANIH KAPLJANJ IN CURKOV	51 (3)
METODE DELA	53 (5)
PRETOKI PRENIKLIH VODA	53 (5)
TEMPERATURA IN VLAGA	56 (8)
KEMIČNA SESTAVA PRENIKLE VODE	56 (8)
PRIMERJAVA PRENIKANJA MED MATIČNIM KRASOM IN NOTRANJSKIM KRASOM	57 (9)
IZLOČANJE SIGE	59 (11)
SKLEPI	62 (14)
LITERATURA	64 (16)
VERTICAL WATER PERCOLATION IN ŠKOCJANSKE JAME AND DIMNICE (Summary)	65 (17)

Naslov — Address

mag. JANJA KOGOVSĚEK, dipl. ing. kem., višji razisk. sodel.
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Jugoslavija

Izvleček

UDK 556.36(234.422.1-16)

Janja Kogovšek: Vertikalno prenikanje vode v Škocjanskih jamah in Dimnicah.

Z rednimi meritvami fizikalnih in kemijskih lastnosti prenikle vode v Škocjanskih jamah in Dimnicah smo spoznali osnovne karakteristike prenikanja na matičnem Krasu, kar nam je omogočilo tudi primerjavo s postojnskim področjem. Prenikanje na matičnem Krasu označujejo manjši pretoki in višje trdote prenikle vode, vendar pa natančnejša ocena intenzivnosti korozije brez zveznega merjenja pretoka ni mogoča. Vzporedne meritve izločanja sige v Škocjanskih jamah pa govorijo za opazno intenzivnejše odlaganje sige na tem območju.

Abstract

UDC 556.36(234.422.1-16)

Janja Kogovšek: Vertical Water Percolation in Škocjanske jame and Dimnice.

With regular physical and chemical properties measurements of percolated water in Škocjanske jame and Dimnice we got acquainted to basic characteristics of percolation on Classical Karst getting the opportunity to compare it with Postojna region. The percolation on Classical Karst is characterized by smaller discharges and higher hardnesses of percolated water, but the precise estimation of corrosion intensity is not possible without connected discharge measurements. The parallel measurement of flowstone deposition in Škocjanske jame show the significant higher flowstone deposition in this region.

UVOD

Na krasu pogojujejo prepustne kamnine intenziven odtok padavinske vode. Pri tem izbira voda najlažje poti, sledi prelomom ter večjim in manjšim razpokam, kar vse določa način in hitrost prenikanja. Ob prenikanju raztaplja voda tudi karbonatne kamnine, tako da so dani pogoji za razširjanje starih in oblikovanje novih poti.

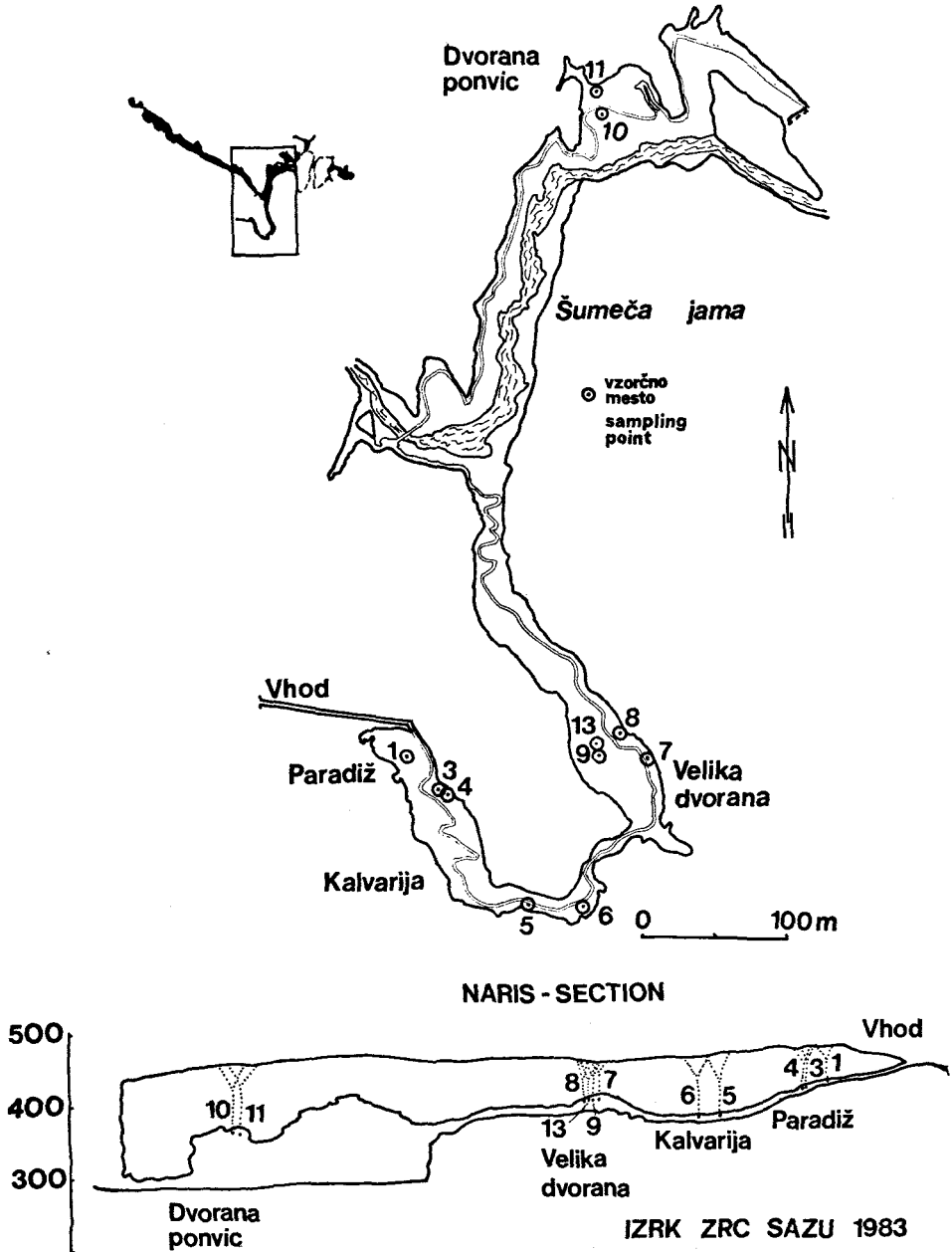
Kako prenika padavinska voda skozi strop Planinske jame in Pisanega rova Postojnske jame, so nam podala večletna opazovanja kapljanj in curkov v obeh jamah (J. Kogovšek & P. Habič, 1981; J. Kogovšek, 1982). Zadnji dve leti pa smo spremljali prenikanje vode na matičnem Krasu v Škocjanskih jamah in Dimnicah. V nadaljevanju podajamo rezultate teh opazovanj.

OPIS OPAZOVANIH KAPLJANJ

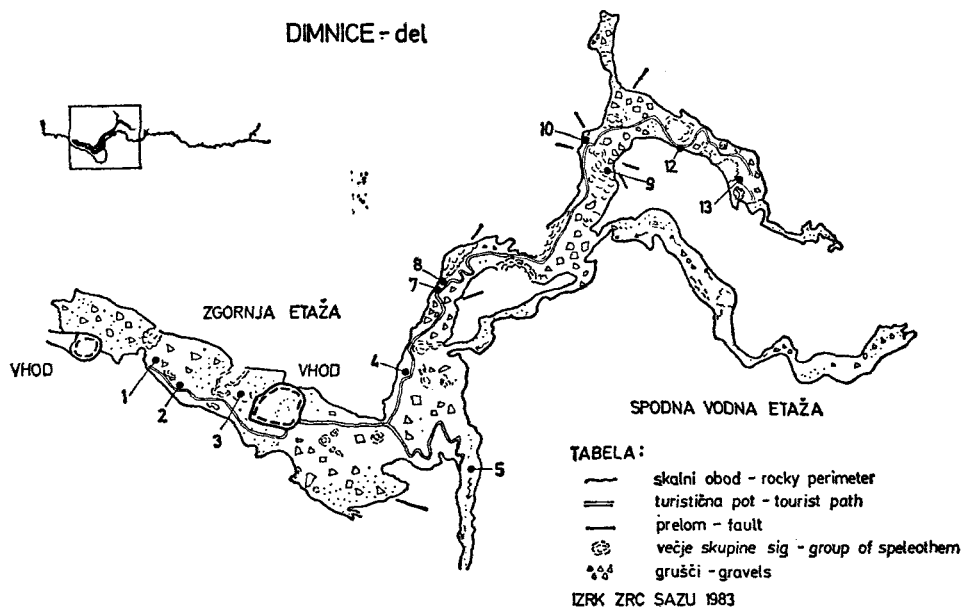
Meritve v Škocjanskih jamah smo zastavili vzdolž suhe Tihe jame in vodne Šumeče jame, kjer smo prvo leto vzorčevali na desetih stalnih mestih, ki so razvidna iz slike 1. Naslednje leto smo izmed teh izbrali le štiri karakteristična. V Paradižu, na Kalvariji in v Dvorani ponvic so stalni curki 1, 3, 4, 5, 6, 10 in 11. Jamski strop dosega v Paradižu debelino 65 m, v zgornjem delu Kalvarije 60 m, v prehodu k Veliki dvorani 90 m in v Dvorani ponvic 100 m. Voda curkov v Veliki dvorani (7, 8, 9) pa prenika skozi strop, ki dosega debelino 55 do 60 m.

Dimnice so največja jama v Matarskem podolju. Razprostira se v dveh etažah. Nastala je vzdolž razpok in prelomov ter ima dvoje vhodnih korozijskih brezen. Strop je preoblikovan s podori, razen v končnem delu fosilnega rova.

**ŠKOCJANSKE JAME - DEL
TLORIS - PLAN**



Sl. 1. Položaj opazovanih točk v Škocjanskih jamah
Fig. 1. The situation of observed points in Škocjanske jame



Sl. 2. Položaj opazovalnih točk v Dimnicah

Fig. 2. The situation of observed points in Dimnice

Jama se nahaja do podorne dvorane v debeloskladovitih sivih apnencih, ki nato preidejo v tankoplastovite temnorjave bituminozne apnenice (F. Malečkar, R. Gospodarič, 1982).

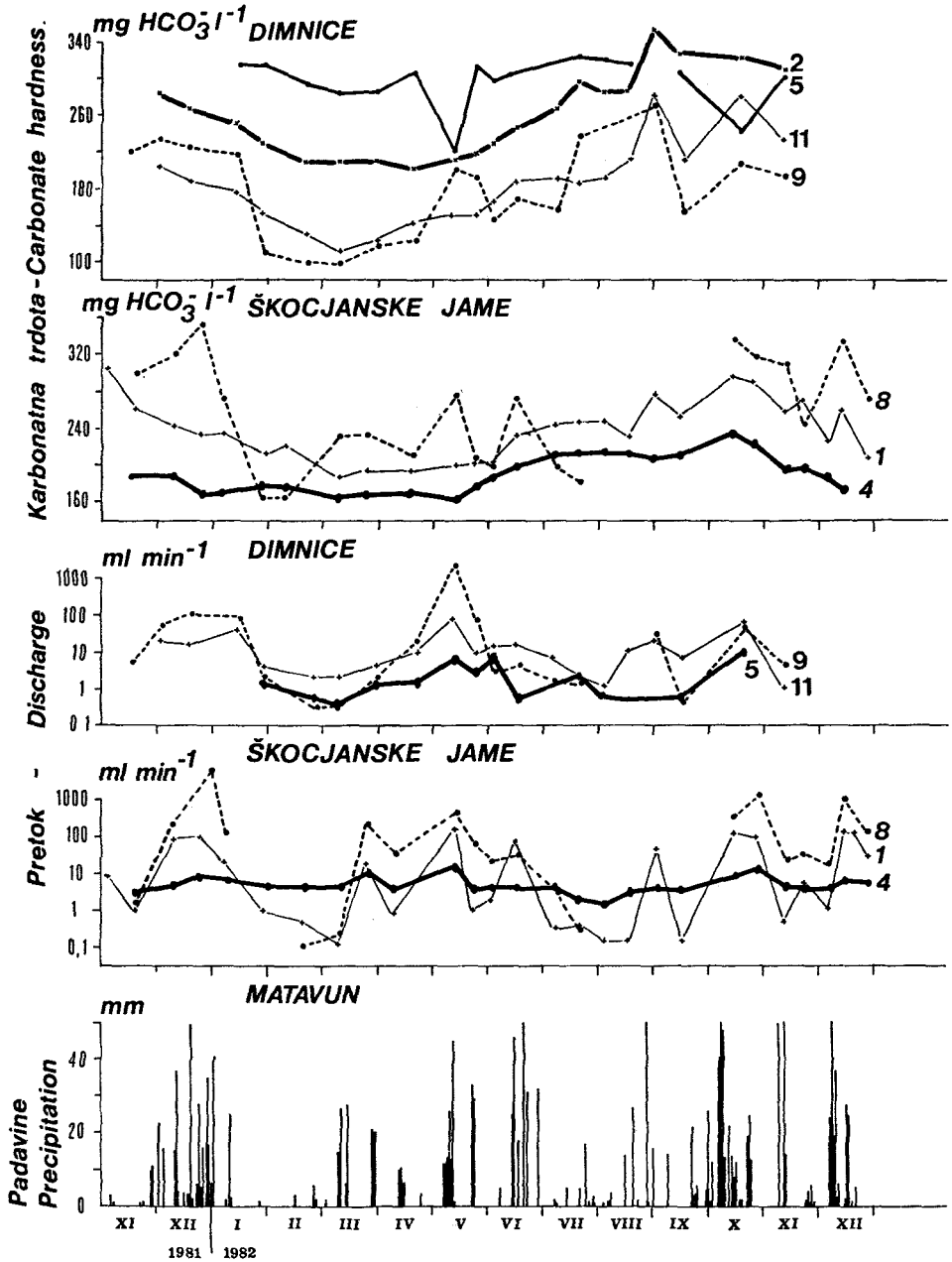
V Dimnicah smo v Beli dvorani in v dvorani med obema vhodoma opazovali tri curke. Debelina jamskega stropa, kjer prenika voda curka 1, je 36 m, nad kapljanjem 2 in 3 pa 30 m. Nad curkom 4 v Vhodni dvorani, ki le v sušnem obdobju preide v razpršeno kapljanje, dosega jamski strop 66 m. Debelina stropa na točkah ostalih kapljanj v Vilinski dvorani, Dvorani ponvic, Paletni in Končni dvorani dosega 54 do 66 m, razen kapljanja ob strugi potoka, kjer dosega kar 108 m. Položaj opazovanih točk je razviden iz slike 2.

METODE DELA

V Škocjanskih jamah in Dimnicah smo prvo leto približno dvakrat mesečno, nato pa tedensko vzorčevali vodo curkov in kapljanj, merili pretok, temperaturo in specifično električno prevodnost vode ter določali njene trdote. Uporabljali smo iste metode dela kot pri opazovanjih v Planinski in Postojnski jami, z izjemo meritev temperature in specifične električne prevodnosti, ki smo ju določali elektrometrično na terenu s setom LF 91, firme WTW. Curku na Kalvariji smo tudi zvezno registrirali pretok, v Veliki dvorani pa sta termograf in higrograf eno leto beležita temperaturo in relativno vlago zraka.

PRETOKI PRENIKLIH VODA

Po podatkih, ki smo jih zbrali iz poročil Hidrometeorološkega zavoda Slovenije za obdobje od leta 1953 do 1959, je padlo v Planini letno povprečno



Sl. 3. Karakteristični curki v Škocjanskih jamah (1, 4, 8) in Dimnicah (11, 2, 5, 9)
 Fig. 3. Characteristic trickles in Škocjanske jame (1, 4, 8) and Dimnice (11, 2, 5, 9)

1824 mm, v Matavunu 1389 mm in v Kozini 1194 mm padavin. Iz tega je razvidno, da so padavine na območju Dimnic v primerjavi s padavinami na območju Škocjanskih jam skromnejše za približno 200 mm letno, če za Dimnice upoštevamo podatke postaje Kozina. V Planini je v letu 1982 padlo 1799 mm, v Matavunu pa 1523 mm padavin, v letu 1983 pa 1381 mm v Planini in 1052 mm padavin v Matavunu. Izrazito malo padavin je bilo leta 1983, kar se odraža v pretokih prenikle vode v Škocjanskih jamah in Planinski jami.

Padavine na površju se v Škocjanskih jamah odražajo v pretoku vseh curkov, vendar zelo različno. Vzdolž jame smo zabeležili številna kapljanja z neznatnimi (točka 4) in opaznejšimi (točke 1, 5 in 6) nihanji pretoka. Ti pretoki so dosegali vrednosti od 0,1 do 360 ml min⁻¹. Najenakomernejši pretok z minimalnimi nihanji, ki niso presegla 15 ml min⁻¹, je imel curek 4, kot odraz najmočnejšega dušenja v jamskem stropu. Za slabše dušenje gre pri curku 6 in še bolj pri curkih 1 in 5, ki imata tudi zelo podoben letni potek pretoka. Letno nihanje pretoka karakterističnih curkov je razvidno iz slike 3. Curek 1 je na zmerne padavine reagiral najhitreje, vendar nismo imeli priložnosti slediti pretoku po večjih in intenzivnejših padavinah, ko lahko pričakujemo hitro reakcijo tudi skozi kamin na Kalvariji. Ta curek nikoli ne presahne, ob izdatnih padavinah pa mu pretok močno naraste in oblikuje vodne valove podobno kot curki v Planinski jami, vendar pa pretoki v Škocjanskih jamah ne dosegajo velikosti pretokov v Planinski jami, kar je razvidno tudi iz slike 4.

Na hitrost reakcije curka 3 vpliva predvsem v sušnih poletnih mesecih debelejša plast prsti v vrtači nad njim. Tako je v preteklem poletju reakcija pretoka kljub večkratnim sorazmerno izdatnim padavinam (30 mm) izostala, ali pa je oslABLjena sledila z daljšim časovnim zaostankom. To si razlagamo z akumulacijsko sposobnostjo prsti in intenzivno evapotranspiracijo.

V Veliki dvorani, kjer je debelina stropa najmanjša (55 do 60 m), so curki v daljši poletni suši presahnili (curki 7, 8, 9, in 13). Pretoka curkov 7 in 9, ki sta nihala dokaj umirjeno, sta presahnila kasneje kot curek 8. Za ta curek so značilna velika nihanja pretoka; njegov največji izmerjeni pretok je presegal 5000 ml min⁻¹, verjetno pa to niti ni njegov višek, saj nismo imeli zvezne registracije, ki bi zabeležila vsa nihanja pretoka. Očitno gre pri curkih v Veliki dvorani za drugačno dinamiko prenikanja kot pri drugih kapljanjih v jami. Sklepamo, da je zaledje teh curkov manjše, ali še verjetneje, da se po bolj direktnih vodnikih hitreje prazni, za kar govorijo tudi velika nihanja pretokov.

Ob izdatnejših padavinah smo opazili močne curke iz razpok na Kalvariji, v prehodu med Kalvarijo in Veliko dvorano in v Šumeči jami, s pretokom več litrov na minuto. Ti curki so reagirali najhitreje. Hitremu naraščanju pretoka je sledilo hitro upadanje do presahnitve curka.

Podobno kot v Škocjanskih jamah smo tudi v Dimnicah izbrali številna opazovalna mesta. Med letom smo tu zabeležili le šest večjih povečanj pretoka. Stalni curki 11, 2 in 4 so dosegali pretoke do 100 ml min⁻¹ in so v sušnih obdobjih prešli v kapljanja. Preostala kapljanja so dosegala pretoke do 25 ml min⁻¹, razen kapnice ob jamskem potoku, ki ji je pretok nihal le do 10 ml min⁻¹ in kapljanja 13 na koncu rova s pretokom pod 1 ml min⁻¹. V primerjavi s pretoki kapljanj in curkov v Škocjanskih jamah, so pretoki kapljanj v Dimnicah manjši in nekateri so občasno celo presahnili. Najmanjša nihanja pretoka pre-

ko leta smo zabeležili prav pri kapljanjih z majhnimi pretoki, predvsem na točkah 12 in 5 ter 13 in 7. Pri izdatnejših curkih so bila nihanja opazno večja. Izven teh okvirov je curek 9 v Dvorani ponvic, ki mu je pretok najmočnejše nihal in dosegel vrednosti tudi od nekaj 1000 ml min⁻¹, do nekaj ml min⁻¹, v dolgotrajni poletni suši pa je presahnil, podobno kot curki v Veliki dvorani Škocjanskih jam. Nihanje pretoka karakterističnih curkov v Dimnicah in vzporedno v Škocjanskih jamah je razvidno iz slike 3. V Dimnicah srečamo poleg stalnih še številna nestalna kapljanja, ki so aktivna le v času padavin.

Hitrost praznjenja zaledja curka zavisi od prevodnosti vodnikov, ki dovajajo vodo v curek. Drobna kapljanja se v Škocjanskih jamah večinoma ohranjajo vse leto kljub dolgotrajnim sušam. V izdatnejše curke se voda hitreje odvaja, kar ima za posledico hitrejše praznjenje zaledja, ki očitno ni tako obsežno, da bi zagotavljalo curkom vodo tudi v dolgotrajnih sušnih obdobjih. Na območju Dimnic so padavine skromnejše in v zaledju curkov ne ustvarjajo dovolj obsežne zaloge vode, ki bi zadostovala za napajanje curkov skozi daljše sušno poletno obdobje, tako da celo kapljanja lahko za krajši čas presahnejo.

TEMPERATURA IN VLAGA

V Tihi jami Škocjanskih jam so temperature preniklih voda in zraka dokaj konstantne in so tekom leta nihale med 11 in 12,5 °C. V prehodu proti Veliki dvorani in v Veliki dvorani so za nekaj desetink višje temperature. Za Veliko dvorano pa se že kaže zunanji vpliv iz Velike doline ter vpliv Reke. Tako je temperatura prenikle vode in zraka pozimi upadala do 5 °C, poleti pa se dvigala do 17 °C. Temperatura Reke je pozimi večkrat dosegala le 1 °C, poleti pa do 21 °C. Precejšnje temperaturne razlike Reke se odražajo v temperaturi zraka v Šumeči jami. O vplivu klimatskih razmer v Veliki dvorani na jamsko klimo Škocjanskih jam je že pisal Z. Pe t k o v š e k (1963).

Higrograf v Veliki dvorani je med letom zabeležil visoko relativno vlago (okoli 100 %) z majhnimi nihanji. Le v poletju in jeseni 1983 je relativna vlaga dosegala nekaj odstotkov nižje vrednosti.

V Vhodni dvorani Dimnic in v rovu med obema vhodoma prevladujejo zaradi temperaturne inverzije preko leta sorazmerno nizke temperature. Tako se je konec februarja tu zrak ohladil na 1 °C, poleti pa ni presegel 7 °C. Zaradi tako močnih ohladitev v zimskem času zmrzuje tudi prenikla voda, da se tvorijo ledene sveče in ledeni stalagmiti. Posledica zmrzovanja in kasnejšega odtajevanja vode na sigi je krušenje in odpadanje njenih plasti. V Vilinski dvorani in v Dvorani ponvic temperatura zraka in vzporedno tudi temperature preniklih voda nihajo okoli 8 °C. V smeri proti koncu rova se temperature dvigujejo in na koncu rova dosegajo od 10 do 12 °C.

KEMIČNA SESTAVA PRENIKLE VODE

Prenikle vode v Škocjanskih jamah in Dimnicah imajo visoko kalcijevo ter nizko magnezijevo trdoto, ki je bila pri vseh omenjenih kapljanjih, razen na točki 5 v Škocjanskih jamah pod 3 mg Mg²⁺ l⁻¹. Poleg visoke vsebnosti karbonatov (100—370 mg HCO₃⁻ l⁻¹) vsebujejo prenikle vode še do nekaj mg l⁻¹ kloridov (v Škocjanskih jamah do 9 mgCl l⁻¹), do 1 mgNO₃⁻ l⁻¹ in pod 0,05 mg

$\text{PO}_4^{3-} \text{ l}^{-1}$. Izjemi sta bili vodi iz kamina na točki 3 v Škocjanskih jamah, kjer smo zabeležili $30 \text{ mg NO}_3^- \text{ l}^{-1}$, in na bližnji točki 4, z do $15 \text{ mg NO}_3^- \text{ l}^{-1}$.

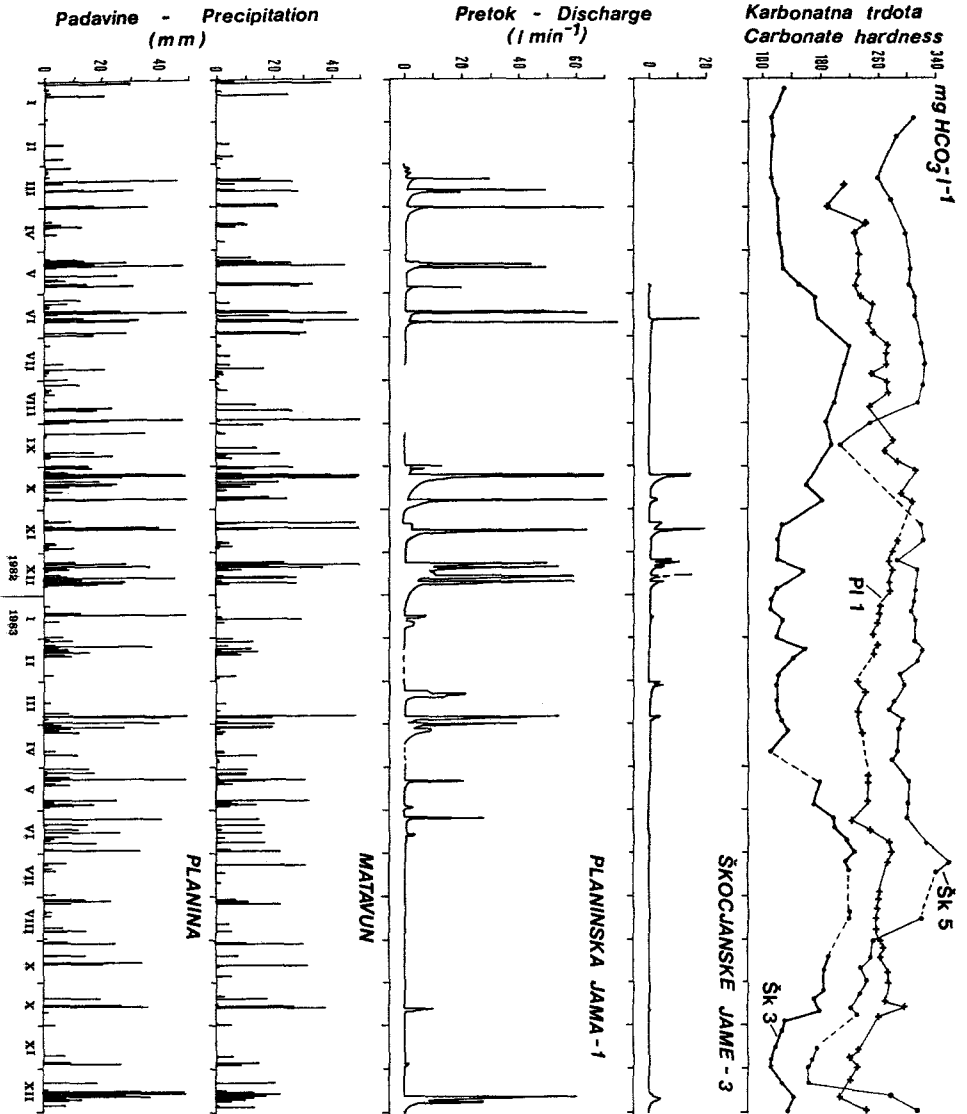
V Dimnicah je kapnica ob potoku (5), v najdebelejšem stropu in z minimalnimi nihanji pretoka, dosegala prek celega leta visoko karbonatno trdoto, ob povišanju pretoka pa je vedno močno upadla. Pri vseh drugih curkih, razen pri curku 9, se kaže bolj ali manj izrazit sezonski potek karbonatne trdote, z viškom poleti in jeseni. Kapljanje na točki 13 z najmanjšim pretokom in najmanjšim nihanjem le-tega označuje manj izrazit sezonski potek, ko je vsebnost karbonatov nihala v razponu $60 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. Zelo podoben potek so imeli tudi curki 7, 8 in 10, ki so dosegali prek leta višje pretoke, vendar pa so bila nihanja le-teh majhna. Vsebnost karbonatov je nihala do $80 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$.

Izrazitejše sezonsko nihanje karbonatne trdote do $160 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$ sta izkazovala curka 2 in 3, ki jima je tudi pretok močnejše nihal. Tudi curki 1, 4 in 12 odražajo sezonski potek, ki ga v poznem poletju in jeseni označuje povišana vsebnost karbonatov ob istočasnem povišanju pretokov. Izven te skupine pa je curek 9, kjer se kaže sorazmeren potek pretoka in vsebnosti karbonatov, ki je prek leta nihala v obsegu $170 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$.

V Škocjanskih jamah imamo podobno sliko. Izmed vseh opazovanih kapljanj smo zabeležili najmanjša nihanja pretoka na točki 4. Karbonatna trdota je tu sezonsko nihala za manj kot $60 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$, podobno kot na točki 13 v Dimnicah, kjer so bili manjši pretoki. Curke na točkah 1, 5, 6 in 7 označujejo v teku leta večja nihanja pretoka in karbonatne trdote, slednja niha do $120 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. Pri vseh je opazen sezonski potek, z viškom poleti in jeseni, ki se mu, podobno kot curkom 11,4 in 12 v Dimnicah, pridružujejo v poznem poletju in jeseni porasti karbonatne trdote ob povečanjih pretoka. V posebno skupino bi razvrstili curke iz Velike dvorane in Dvorane ponvic (8, 9, 10, 11, 13), ki se jim je karbonatna trdota od vzorčevanja do vzorčevanja skokovito spreminjala in nihala do $200 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. Curek 11 izkazuje v teku leta dva močna upada vsebnosti karbonatov ob istočasnem upadu pretoka, in to spomladi ter poleti, ko dalj časa ni bilo intenzivnejših padavin. Podoben potek imata tudi curka 9 in 10. Najbolj skokovita nihanja karbonatne trdote pa odraža curek 8, kjer je povečanjem pretoka sledilo povečanje karbonatne trdote, podobno kot smo to že ugotavljali za curek 9 v Dimnicah, le da je karbonatna trdota v Škocjanskih jamah dosegala znatno višje vrednosti — tudi do $370 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$.

PRIMERJAVA PRENIKANJA MED MATIČNIM KRASOM IN NOTRANJSKIM KRASOM

Če primerjamo karbonatno trdoto curkov in kapljanj v Planinski jami ter Škocjanskih jamah in Dimnicah, vidimo, da se v vseh jamah pojavljajo curki z nižjimi in višjimi karbonatnimi trdotami. Tako smo med opazovanimi curki v Planinski jami zabeležili večino curkov s karbonatno trdoto od 100 do $230 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$, enako kot v Pisanem rovu Postojnske jame. Izjema je bil curek 1 v Planinski jami, ki vsebuje tudi do $320 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$, kar pripisujemo povečani koroziji zaradi prisotnosti apnenodolomitne breče v jamskem stropu. V Škocjanskih jamah se karbonatna trdota curkov in kapljanj giba v intervalu od 100 do $370 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. V splošnem višje vrednosti karbonatnih trdot



Sl. 4. Primerjava prenikanja vode v Škocjanskih jamah in Planinski jami
 Fig. 4. Comparison of water percolation in Škocjanske jame and Planinska jama

na matičnem Krasu v primerjavi z Notranjskim krasom delno verjetno izvirajo iz višjih temperatur prenikle vode, kar vpliva na večje reakcijske hitrosti; medtem ko so nam drugi možni vzroki zaenkrat še neznan.

Količine letnih padavin na območjih omenjenih jam se dokaj razlikujejo. Največ padavin je v Planini, za dobrih 400 mm manj jih je v Matavunu, na

območju Dimnic pa še za nadaljnjih 200 mm manj. Izdatnost in trajnost curkov pogojujejo predvsem narava in velikost njihovega zaledja z odgovarjajočo prepustnostjo vodnikov ter letna količina padavin, ki oskrbuje zaledje curkov z vodo.

V Škocjanskih jamah so bili curki le občasno aktivni, skozi celo leto pa se ohrani predvsem drobno kapljanje v Tihi jami. Kapljanja so vezana na manj prepustne vodnike, kjer ima vlogo nekakšnega regulatorja še zasigan jamski strop. Prepojenost zaledja curka zaradi šibkejšega odtoka manj niha; takšno kontinuirano dogajanje pa ima za posledico tudi manjša nihanja karbonatne trdote. Izdatnejši curki odvajajo večje količine vode in ko se zaledje sprazni, curki presahnejo. Po večjem deževju pa se ti curki obnovijo. Te spremembe verjetno vplivajo na velika nihanja karbonatne trdote.

Glede na splošne višje karbonatne trdote prenikle vode na matičnem Krasu v primerjavi z Notranjskim, je stopnja korozije¹ (izrazi pojasnjeni na str. 61) na matičnem Krasu večja. Ker pa vemo, da je učinek korozije² odvisen predvsem od količine prenikle vode, je ocena končnega učinka brez zveznega merjenja pretokov nemogoča. Slika 4 vzporedno prikazuje curek 1 iz Planinske jame in curek 3 iz Škocjanskih jam. Opazno nižji pretoki curka 3 in izostanki njegove reakcije so posledica manjših letnih padavin, saj celotna količina prenikle vode, ki je v letu 1983 pritekla skozi curek 3 znaša le 1/10 količine vode curka 1 iz Planinske jame.

IZLOČANJE SIGE

Izločanje sige smo podrobneje spremljali v Škocjanskih jamah. Kot primer majhnega curka, ki občasno preide v kapljanje, smo izbrali curek 1 v Paradižu. Tu smo preko celega leta zabeležili dokaj enakomerno izločanje, in sicer od 15 do 60 mg CaCO₃ iz 1 litra prenikle vode. Za izračun letne količine prenikle vode, ki je pritekla skozi ta curek, in količine karbonatov, ki se je v enem letu izločila iz nje, smo uporabili meritve, ki smo jih opravljali vsaka dva tedna. Seveda so izračunane vrednosti le približne. Tako se je iz 16 m³ prenikle vode v enem letu izločilo 600 g sige. Podobne vrednosti smo merili v Pisanem rovu Postojnske jame (J. Kogovšek, 1983). Iz slike 6 so razvidna razmerja med količino vode in količino izločene sige zgoraj omenjenih kapljanj. Pri tem moramo omeniti, da so poti, na katerih smo merili izločanje, različno dolge.

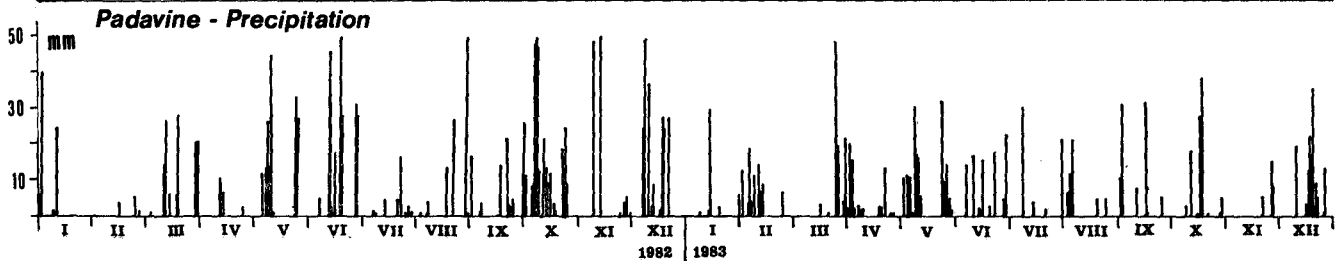
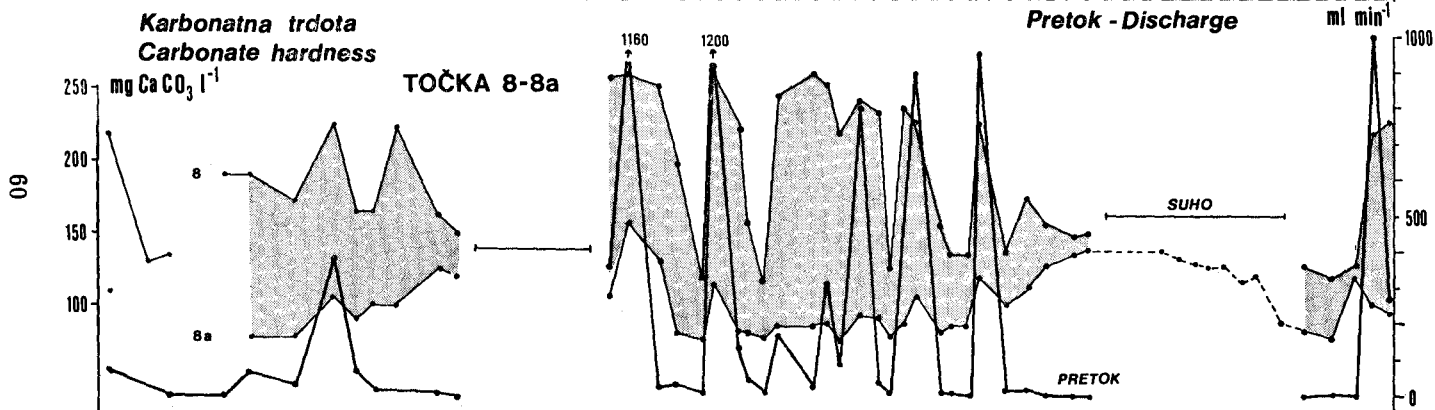
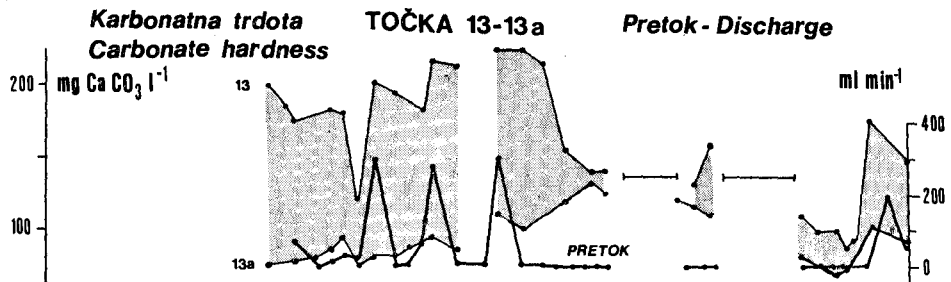
Dveletne meritve izločanja sige smo izvedli še na točki 8, ki jo označujejo velika nihanja pretoka in karbonatne trdote. Tu prenikla voda s karbonatno trdoto do 360 mg HCO₃⁻ l⁻¹, občasno pa tudi le 140 mg HCO₃⁻ l⁻¹, nesklenjeno polzi po približno 10 m visokem kapniku Orjaku. Voda je po izločanju vsebovala od 90 do 160 mg HCO₃⁻ l⁻¹, izjemoma ob zelo visokih pretokih, pa celo 190 mg HCO₃⁻ l⁻¹.

Tako se je izločalo iz 1 litra prenikle vode od 37 do 170 mg CaCO₃, kar pomeni 23 do 65 % vseh karbonatov v prenikli vodi. Iz slike 5 je razvidno izločanje sige na točki 8 in bližnji točki 13. Najvišje trdote prenikle vode in naj-

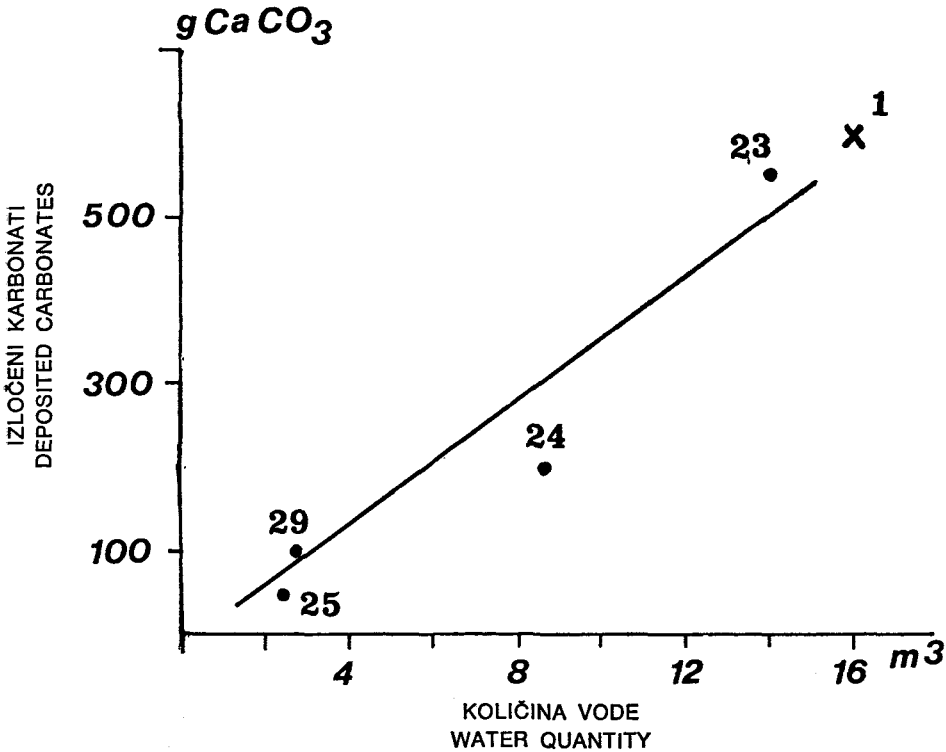
¹ Stopnja raztapljanja (stopnja korozije) je prirastek trdote oz. količine raztopljenih karbonatov v enoti volumna.

² Učinek raztapljanja (učinek korozije) je količina raztopljenih karbonatov v določenem času.

ŠKOCJANSKE JAME



Pisani rov 23, 24, 25, 29 Škocjanske jame 1 x



Sl. 6. Intenzivnost izločanja sige v Škocjanskih jamah v primerjavi s Pisanim rovom Postojnske jame

Fig. 6. The intensity of flowstone deposition in Škocjanske jame compared to Pisani rov in Postojnska jama

Sl. 5. Izločanje sige v Veliki dvorani Škocjanskih jam. Na točkah 8 in 13 so merjene trdote prenikle vode nad stalagmitom, na točkah 8a in 13a pa ob vznožju stalagmita. Razlika v trdoti predstavlja izločene karbonate

Fig. 5. The flowstone deposition in Big Hall of Škocjanske jame. On the points 8 and 13 the hardnesses of percolated water were measured above the stalagmite, while on points 8a and 13a at the stalagmite; the difference in hardnesses presents the deposited carbonates.

večja stopnja izločanja³ nastopajo ob večjih pretokih; le izredno visoki pretoki imajo nekaj manjšo stopnjo izločanja. Količina izločene sige pa zavisi tudi od količine vode, in ker se tu oba vpliva združujeta, se ob ugodnih razmerah izloči največ sige, če so curki stalni. Curek pri točki 8 pa je v poletni suši 1982 presahnil za dobra dva meseca, v letu 1983 pa zaradi izredno dolge suše kar za štiri mesece, in to se seveda pozna v celoletni količini izločene sige. Zaradi pomajkanja zveznih merilcev pretoka, smo lahko le približno ocenili količino izločenih karbonatov na podlagi tedenskih meritev. Po tej oceni se lahko iz curkov v Veliki dvorani Škocjanskih jam izloči precej več kot iz curkov v Planinski jami in v Pisanem rovu Postojnske jame, kjer je stopnja izločanja zlasti ob večjih pretokih manjša.

SKLEPI

V Škocjanskih jamah in Dimnicah imamo v grobem dva tipa prenikanja vode: drobno stalno kapljanje s skromnimi nihanji karbonatne trdote ter izdatnejše curke, ki v daljših sušnih obdobjih presahnejo, hkrati pretok in karbonatna trdota skokovito nihata, naraščanju pretoka pa sledi tudi naraščanje karbonatne trdote. V Planinski jami smo pri sicer izdatnejših, stalnih curkih ugotavljali obratno razmerje pretoka in karbonatne trdote.

Področji matičnega Krasa in Notranjskega krasa se predvsem razlikujeta po količini padavin. Na območju Škocjanskih jam pade 23 %, na območju Dimnic pa 33 % manj padavin, kot na Postojnskem. Izdatnost in trajnost curkov očitno v veliki meri zavisi od narave in obsega zaledja curka ter količine padavin, ki vplivajo na njegovo prepojenost. Meritve so pokazale, da debelina jamskega stropa bistveno ne vpliva na značilnosti curka. Drobna kapljanja so vezana na manj prepustne vodnike, ki zavirajo pretakanje vode skozi jamski strop. Podobno uravnava pretok tudi zasigan jamski strop. Tako se prepojenost zaledja curkov malo spreminja, kar verjetno vpliva na majhna nihanja trdot teh curkov. Pri izdatnih curkih z bolj prepustnimi vodniki pa se prepojenost hitreje spreminja in celo toliko zmanjša, da curki tudi presahnejo. Te pomembne hidrološke spremembe v zaledju curka verjetno vplivajo tudi na velika nihanja karbonatne trdote.

Prenikla voda v Škocjanskih jamah in Dimnicah ima predvsem karbonatno in kalcijevo trdoto. Karbonatna trdota je v večini primerov znatno večja, kot smo jo zabeležili v Planinski in Postojnski jami. Eden od vzrokov so verjetno višje temperature prenikajoče vode, ki vplivajo na povečanje reakcijskih hitrosti, medtem ko so nam drugi možni vzroki še neznani.

Karbonatna trdota je v Škocjanskim jamah dosegala vrednosti do $370 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$, v Dimnicah do $345 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$, medtem ko smo v Planinski jami in Pisanem rovu Postojnske jame zabeležili pri večini curkov do $230 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. Izjema je curek 1 v Planinski jami, ki zaradi plasti apnenodolomitne breče v jamskem stropu dosega višjo karbonatno trdoto, kar nakazuje enega od možnih vzrokov za povečane karbonatne trdote. Večje trdote prenikle vode govore za večjo korozijo v jamskem stropu. Ker pa vemo, da končni

³ Stopnja izločanja je zmanjšanje trdote oz. količine raztopljenih karbonatov v enoti volumna.

učinek korozije zavisi predvsem od količine prenikle vode, izračun brez zveznega merjenja pretoka na izbranem reprezentativnem območju ni možen.

Prenikla voda v Škocjanskih jamah je v glavnem prenasičena, tako smo v Tihi jami na vsakem koraku priča izločanju sige. V glavnem bi to izločanje lahko razvrstili v dve skupini. Pri drobnih, stalnih kapljanjih imamo dokaj enakomerno izločanje, podobno kot smo to zabeležili v Pisanem rovu Postojnske jame. Intenzivnejše izločanje pa smo izmerili pri curkih v Veliki dvorani, katerih pretok in karbonatna trdota ter vzporedno tudi izločanje sige močno nihajo. Tu se je iz prenikle vode izločalo od 23 do 65 % vseh karbonatov. Ker višje trdote nastopajo ravno ob večjih pretokih in je količina izločene sige produkt obeh faktorjev, nastopajo maksimalni učinki izločanja sige ravno ob večjih pretokih. In čeprav prihaja v poletni suši do izostanka izločanja, ocenjujemo, da letna količina izločene sige v Veliki dvorani Škocjanskih jam znatno presega izločanje v Planinski jami in Pisanem rovu Postojnske jame.

LITERATURA

- Kogovšek, J., Habič, P., 1981:** Preučevanje vertikalnega prenikanja vode na primerih Planinske in Postojnske jame. Acta carsologica 9, 129—148. Ljubljana.
- Kogovšek, J., 1982:** Vertikalno prenikanje v Planinski jami v obdobju 1980/81. Acta carsologica, 10, 106—125, Ljubljana.
- Kogovšek, J., 1983:** Prenikanje vode in izločanje sige v Pisanem rovu Postojnske jame. Acta carsologica 11, 59—76, Ljubljana.
- Malečkar, F., Gospodarič, R., 1982:** La geologia della grotta Dimnice (Matarsko podolje — Slovenija). Atti del 5. Convegno regionale di speleologia del Friuli — Venezia Giulia, 243—249, Trieste.
- Petkovšek, Z., 1963:** Klimatske razmere v Veliki dolini pri Škocjanskih jamah. Biološki vestnik 11, 49—66, Ljubljana.

VERTICAL WATER PERCOLATION IN ŠKOCJANSKE JAME AND DIMNICE**S u m m a r y**

In the last two years we studied the water percolation in Škocjanske jame and Dimnice. We had chosen several drippings and trickles where we have regularly measured physical and chemical parameters of percolated water. For the comparison we regularly measured parallelly the trickle 1 in Planinska jama.

Compared to Postojna region on Classical Karst there are significantly less precipitations. Therefore small drippings prevail. In Škocjanske jame the discharges reached the values up to 360 mm/min^{-1} , while in Dimnice only up to 100 ml/min^{-1} . At more abundant trickles the discharge oscillated by leaps and bounds up to 5000 ml/min^{-1} and more, while during the summer dry period these trickles dried up.

We suppose that smaller aquifer permeability of small drippings combined with calcited cave roof in the role of regulator assure smaller level oscillations in the reservoir of these drippings. It is reflected in smaller discharge and carbonate hardness oscillations too, which are between 160 and $340 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. Particular trickles annual amplitude amounts from 80 to upmost $120 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. At more abundant trickles quicker drying up and stronger water level oscillations in trickle background occur, if their stock is not big enough, the trickles periodically dry up. These severe changes in the background are probably conditioned by big carbonate hardness oscillations, reaching from 140 to $370 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$. Annual amplitude of carbonate hardness at these trickles amounts to $200 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$.

Compared to hardnesses of percolated water in Planinska and Postojnska jama (Pisani rov) where the majority of trickles reaches the carbonate hardness up to $230 \text{ mg HCO}_3^- \text{ l}^{-1}$, on Classical Karst the hardnesses are significantly higher. One reason lies probably in higher temperatures of the percolated water while the other reasons are till now unknown. The corrosion intensivity depends beside the carbonate hardness also on the quantity of the percolated water. It is proportional to precipitations quantity, which are modest on Classical Karst thus it seems, that the final effect of corrosion is smaller. But without connected measurements of discharge and carbonate hardnesses on the representative region we cannot give the precise corrosion judgement.

In Dimnice and Škocjanske jame we meet the richness of flowstone formations which are still growing today. At small, permanent drippings the deposition is going on during the whole year. Out of one liter up to 60 mg CaCO_3 deposited, similar as we observed in Pisani rov of Postojnska jama. More intensive deposition occurs at trickles in Big Hall in Škocjanske jame, where higher hardnesses correspond to higher discharges, leading to maximal effect of flowstone deposition. Thus were deposited from the percolated water 23 to 65% of all the carbonates during one year. As the discharge and carbonate hardness of all these trickles oscillate very much, parallelly oscillates the flowstone deposition too. Nevertheless we estimate that here the sinter deposition highly increases that in Planinska jama and in Pisani rov of Postojnska jama.

**KRAŠKE IN HIDROGEOLOŠKE ZNAČILNOSTI
KOŠANSKE DOLINE TER NJEN PRISPEVEK
K ONESNAŽENOSTI NOTRANJSKE REKE**

(S 5 SLIKAMI)

**KARST AND HYDROGEOLOGICAL PROPERTIES
OF KOŠANA VALLEY AND ITS CONTRIBUTION
TO NOTRANJSKA REKA POLLUTION**

(WITH 5 FIGURES)

**PETER HABIČ
RADO GOSPODARIČ
JANJA KOGOVŠEK**

**SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984**

Vsebina

Izvleček — Abstract	69 (3)
UVOD	69 (3)
GEOLOŠKA ZGRADBA	69 (3)
Litološko stratigrafske razmere	
Osnovna tektonska zgradba	
GEOMORFOLOŠKE ZNAČILNOSTI	73 (7)
Morfostrukturne enote	
Erozijsko, korozijsko in tektonsko oblikovanje reliefa	
HIDROGEOLOŠKE LASTNOSTI KAMNIN	78 (12)
POVRŠINSKE IN KRAŠKE VODE	81 (15)
KRAŠKI VODNI REŽIM	82 (16)
VPLIV ODPLAK IZ KOŠANSKE DOLINE NA ONESNAŽENOST NOTRANJSKE REKE	85 (19)
Zajemanje vzorcev in uporabljene metode dela	
Ugotovitve	
Primerjava z vodami v okolici	
SKLEPI	87 (21)
LITERATURA	88 (22)
KARST AND HYDROGEOLOGICAL PROPERTIES OF KOŠANA VALLEY AND ITS CONTRIBUTION TO NOTRANJSKA REKA POLLUTION (Summary)	89 (23)

Naslov — Address

dr. PETER HABIČ, dipl. geogr., znanstveni svetnik
dr. RADO GOSPODARIČ, dipl. ing. žeol., znanstveni svetnik, izr. prof.
maž. JANJA KOGOVSĚK, dipl. ing. kem., višji razisk. sodel.
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Jugoslavija

Izvleček

UDK 551.444(234.422.1-16)

**Habič Peter, Rado Gospodarič, Janja Kogovšek: Karst and Hydrogeological
nosti Košanske doline ter njen prispevek k onesnaženosti Notranj-
ske Reke.**

Z geološkimi, geomorfološkimi in hidrokemičnimi raziskavami je analizirana površinska in podzemeljska hidrografija Košanske doline med rekama Pivko in Notranjsko Reko. Periodični kraški izviri in površinski potoki ter nihajoča kraška podtalnica dokazujejo pretežno kraški vodni režim. V jami Gabranca niha gladina za več kot 100 m. Površinski odtok iz Košanske doline ne onesnažuje Notranjske Reke. Kraške vode pa odtekajo proti zahodu, domnevno v izvire Timava, tja pa so usmerjene tudi industrijske odplake iz Košanske doline.

Abstract

UDC 551.444(234.422.1-16)

**Habič Peter, Rado Gospodarič, Janja Kogovšek: Karst and Hydrogeological
Properties of Košana Valley and its Contribution to Notranjska
Reka Pollution.**

The superficial and underground hydrography of Košana valley, between the rivers Notranjska Reka and Pivka, has been analysed by geological, geomorphological and hydrochemical investigations. Periodical karst springs and superficial brooks as well as oscillating karst underground water prove mainly karst water regime. In Gabranca cave the water level oscillates for more than 100 m. Superficial outflow from Košana valley does not pollute the Notranjska Reka. Karst water flow westwards, probably to Timavo springs and to the same direction the industrial waste waters from Košana valley are directed.

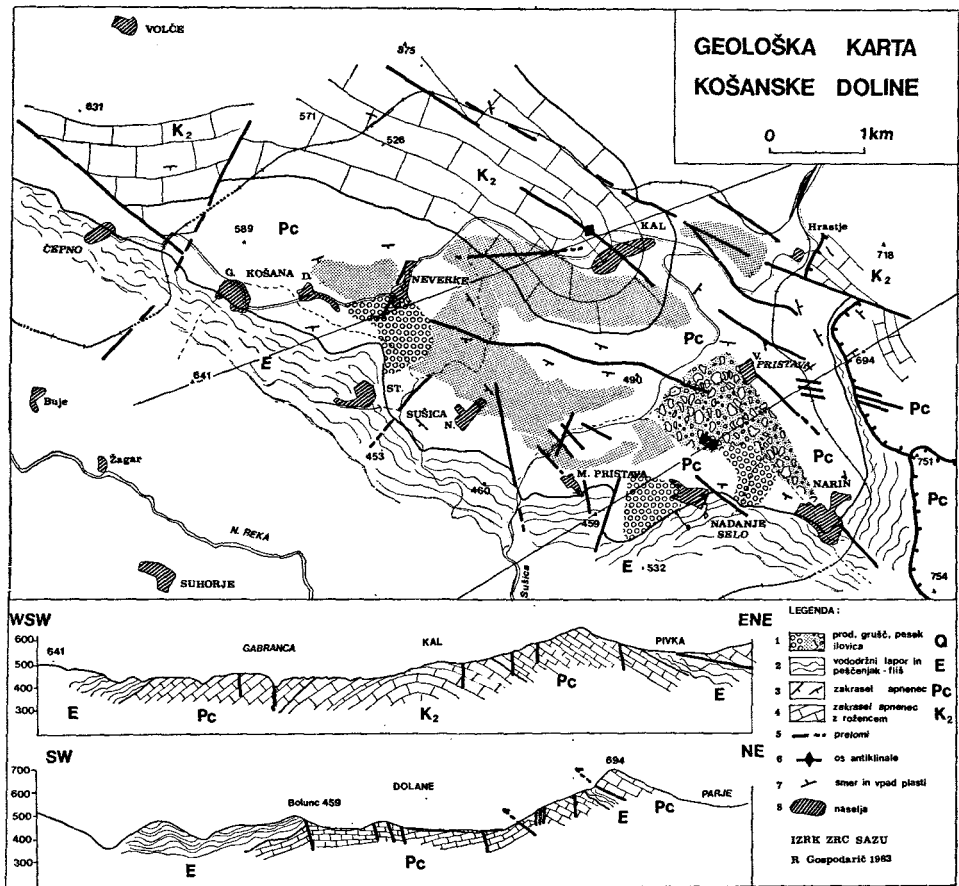
UVOD

Kmetijstvo in perutninarska industrija v Košanski dolini sta v veliki meri odvisna od naravnih razmer, ki jih za ti dejavnosti nudi kraški svet na prehodu iz Pivške kotline v Vremsko dolino. Poleg kamninske podlage in tal določajo naravne razmere tudi hidrološke razmere, ki so tod vse prej kot ugodne. Površinska vodna mreža je sicer izoblikovana, vendar podrejena geološki zgradbi ali razporeditvi vodopropustnim in nepropustnim kamninam na površju in v podzemlju. Površinske struge so večji del leta suhe, hitro pa se napolnijo ob dežju, ko se tudi gladina kraške podtalnice dvigne.

Z naraščajočo izrabo primarnih in dodatnih sekundarnih vodnih količin pri širjenju naselij in perutninarstva se večja tudi množina odpadnih voda in industrijskih odpadkov. Kako preprečiti, da tovrstno onesnaževanje ne bi slabšalo že itak skromnih vodnih virov in krčilo obseg poljedelskih površin, je zahtevna naloga smotrnega gospodarjenja in prostorskega načrtovanja v Košanski dolini. Prikazane in preučene kraške hidrogeološke razmere naj k tej problematiki prispevajo svoj koristni delež. Raziskave so bile opravljene na željo Perutninskega kombinata v Neverkah in s finančno podporo občinske raziskovalne skupnosti Postojna.

GEOLOŠKA ZGRADBA

Zgradba je v grobem znana po geoloških kartah Il. Bistrica in Postojna 1:100.000. Opraviti imamo z delom NE krila Reško-brkinske sinklinale, ki ga



Sl. 1. Geološka karta Košanske doline
Fig. 1. Geological Map of Košana Valley

- | | |
|---|-----------------------------|
| 1. gravel, rubble, sand, loam Q | 5. faults |
| 2. impermeable marl and sandstone E | 6. axis of anticline |
| 3. karstified limestone Pc | 7. strike and dip of strata |
| 4. karstified limestone with chert K ₂ | 8. settlement |

med Pivko in Zagorjem pokrivajo narinjeni paleocenski in zgornjekredni apneneci, med Narinom in Volčami pa so ti apneneci razgaljeni v podlagi krovnih flišnih plasti eocene starosti. To grobo znanje iz geoloških kart pa ne zadošča za pojasnilo hidrogeoloških razmer Košanske doline. Podroben pregled terena je tudi pokazal, da so obstoječe geološke karte za to dolino tudi pomajljive.

Litološko stratigrafske razmere

Zgornjekredni (K₂³) rudistni apneneci kot najstarejše razgaljene kamnine obravnavanega terena so razgaljene na površju okrog Kala, kjer so njive in

travniki Planine ter v gozdnatem pobočju med cesto in železnico Pivka—Košana (sl. 1).

Paleocenski apnenci (Pc) gradijo večino doline, in sicer greben Ravenskega hriba (490 m), kote 444 pri Neverkah, Košanski hrib (510 m) ter Gorico (515 m) kot tudi dno in vzhodno pobočje ter del južnega oboda Dolanske doline. Ti apnenci so sestavljeni iz

- ploščnatih in skladnatih apnencev, tki. vremskih plasti,
- debeloskladnatih bituminoznih apnencev, tki. kozinskih plasti,
- spremenljivo skladnatih apnencev z mnogimi foraminiferami in
- skladnatih apnencev z numuliti.

Zaporedje teh zakraselih kamnin zasledujemo od severovzhoda pri Pivki proti jugozahodu čez Košansko in Dolansko dolino do Narina in Stare Sušice, tako da so zgornjekredni apnenci v njihovi talnini, eocenske flišne kamnine pa v krovlini.

Eocenski fliš (E) sestavljajo laporji in peščenjaki, njihova izrazita meja z vodopropustnimi in zakraselimi apnenci pa poteka med Narinom, Staro Sušico in Čepnim ter med Narinom in Hrastjem.

Opisano kamninsko podlago pokrivajo nanosi fluvialnega flišnega proda in peska, pomešani z gruščnato in ilovnato preperelino fliša in apnenca. Te pestro sestavljene naplavine so najbolj obsežne okrog Dolan in Košane, kjer so flišni zasipi holocenske starosti v večini, medtem ko imamo med Kalom in Neverkami več terra rosse in roženčevega grušča s pleistocenskim flišnim prodom v manjšini. Pleistocenske starosti so tudi kremenovi peski ter flišni prodovi in peski v skalnih špranjah zakraselega apnenca v pobočju med Veliko Pristavo in Narinom.

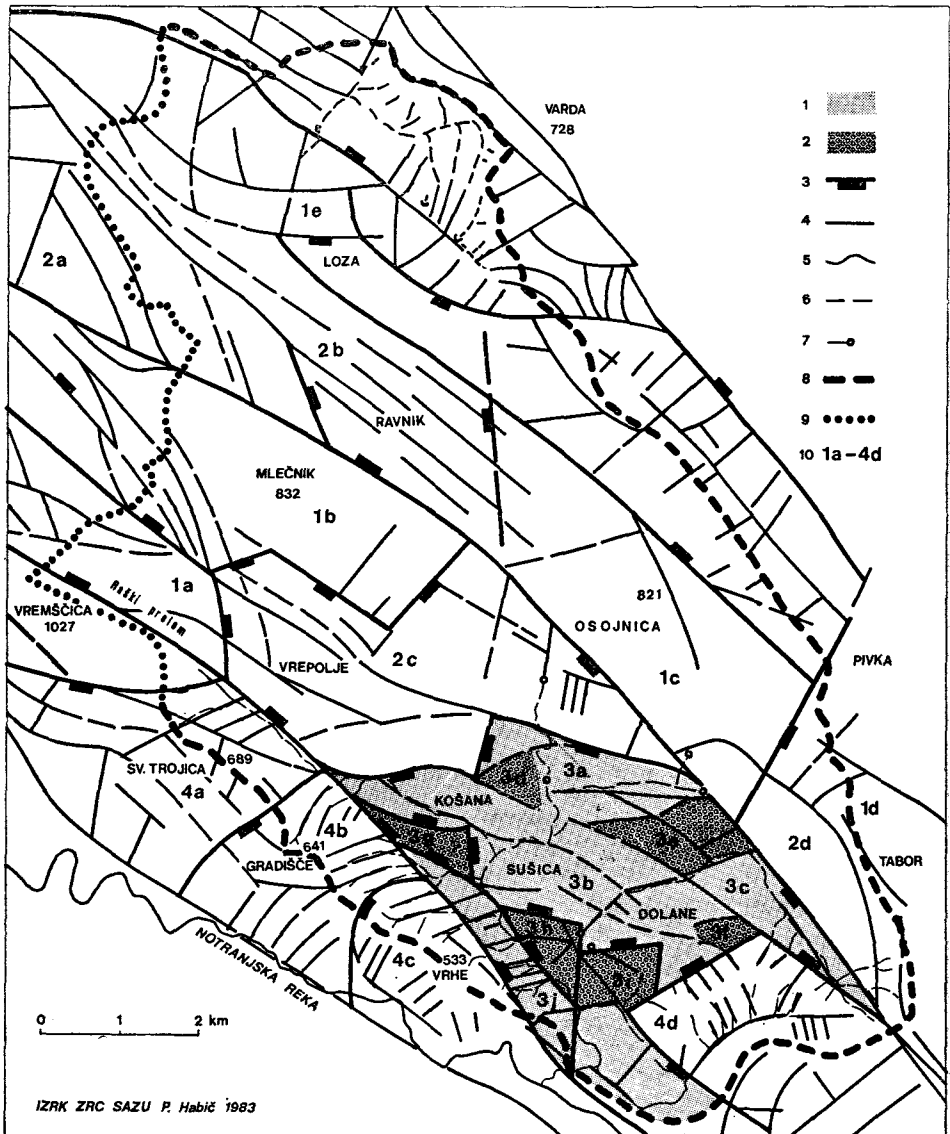
Osnovno tektonsko zgradbo

Košanske doline odreja antiklinala, imenujemo jo kalsko, katere os se z območja Vremščice usmerja in potaplja proti jugovzhodu. V razgaljenem jedru gube med železniško progo Pivka—Košana in Kalom so razviti senonijski rudistni apnenci z nepravilnimi geodami belih poroznih rožencev. Os gube se delno še kaže v krovnih vremskih plasteh pri V. Pristavi, v nadaljevanju proti jugovzhodu pa je guba deformirana in prekrita z narinjenimi skladi Tabora (694 m).

Jugozahodno krilo gube sestavljajo paleocenske plasti v Košanski in Dolanski dolini; podobno pa je sestavljeno tudi njeno severovzhodno krilo med Hrastjem in Pivko ter vzpetinami Orleka in Osojnice (821 m), čeprav je to skladovnica paleocenskih plasti zožena, ker jo v severo-južni smeri prekrivajo narinjeni zgornjekredni apnenci pri Pivki. Podobno kot paleocenski, obdajajo gubo tudi eocenski flišni skladi med Čepnim, Narinom in Hrastjem. Narinjeni skladi Tabora in Primoža (718 m) spadajo po geološki karti k narivu Visokega krasa. V obravnavanem območju imamo razviden le del tega položnega nariva, ki ga je bilo pri terenskem delu mogoče spoznati in z njim dopolniti osnovno geološko karto, ki je v tem pogledu tod sicer nejasna. Narivni kontakt z numulitnim apnencem v talnini in rudistnim apnencem v krovlini je lepo razgaljen v ovinku regionalne ceste v Hrastju vzhodno od železniške proge. Južno od tod se narivnica vleče nad železnico, je pri koti 634 m prestavljena ob pre-

lomu proti vzhodu in ponovno vidna v suhi dolini Dola ter pod stenami Tabora (751 m) in Grmade (754 m). Proti severu pa se naravnica vidi v Pivki, od koder se vleče k Petelinju in Selcam po zahodni strani Pivške kotline. Narivni pokrov sestavljajo inverzni paleocenski in zgornjekredni apnenci.

Karbonatne kamenine kalske antiklinale so razpokane in prelomljene. Razpoke so prečne in vzdolžne s skladi in jih na gosto preprezajo. Nikjer pa ni



Sl. 2. — Fig. 2.

tako ugodno razgaljenih usekov, da bi mogli zbrati zadostno število meritev za statistično iz vrednotenje razpočnih in prelomnih sitemov. Bolje so razvidni posamični prelomi zmičnega značaja WNW-ESE smeri v območju temena in severovzhodnega krila kalske antiklinale. Intenzivnost premikanja je izražena v tektonskih brečah, v zglajenih drsnih ploskvah ter v nepravilno razpokanih kamninah v območju Hrastja in V. Pristave. Glede na relativno enolično lito-loško sestavo pa je težko ugotoviti izdatnost vodoravnega premikanja paketov. Na karti naznačeni premiki so le domnevni.

V jugozahodnem krilu gube je večji vzdolžni prelom viden v predelu Ravenskega hriba (490 m) ter med Kalom in Neverkami. Prečni prelomi NNE-SSW smeri pa so ugotovljeni pri S. Sušici in M. Pristavi na podlagi morfoloških znakov, nepravilno potekajoče meje med numulitnimi apnenci in flišem ter posredno na podlagi spremenjenega poteka skladov. Razumljivo, da smo zaradi slabe razgaljenosti v ravninskih predelih mogli ugotoviti le posamične prelome, dejansko jih je mnogo več kot smo jih mogli meriti.

GEOMORFOLOŠKE ZNAČILNOSTI

Morfostrukturne enote

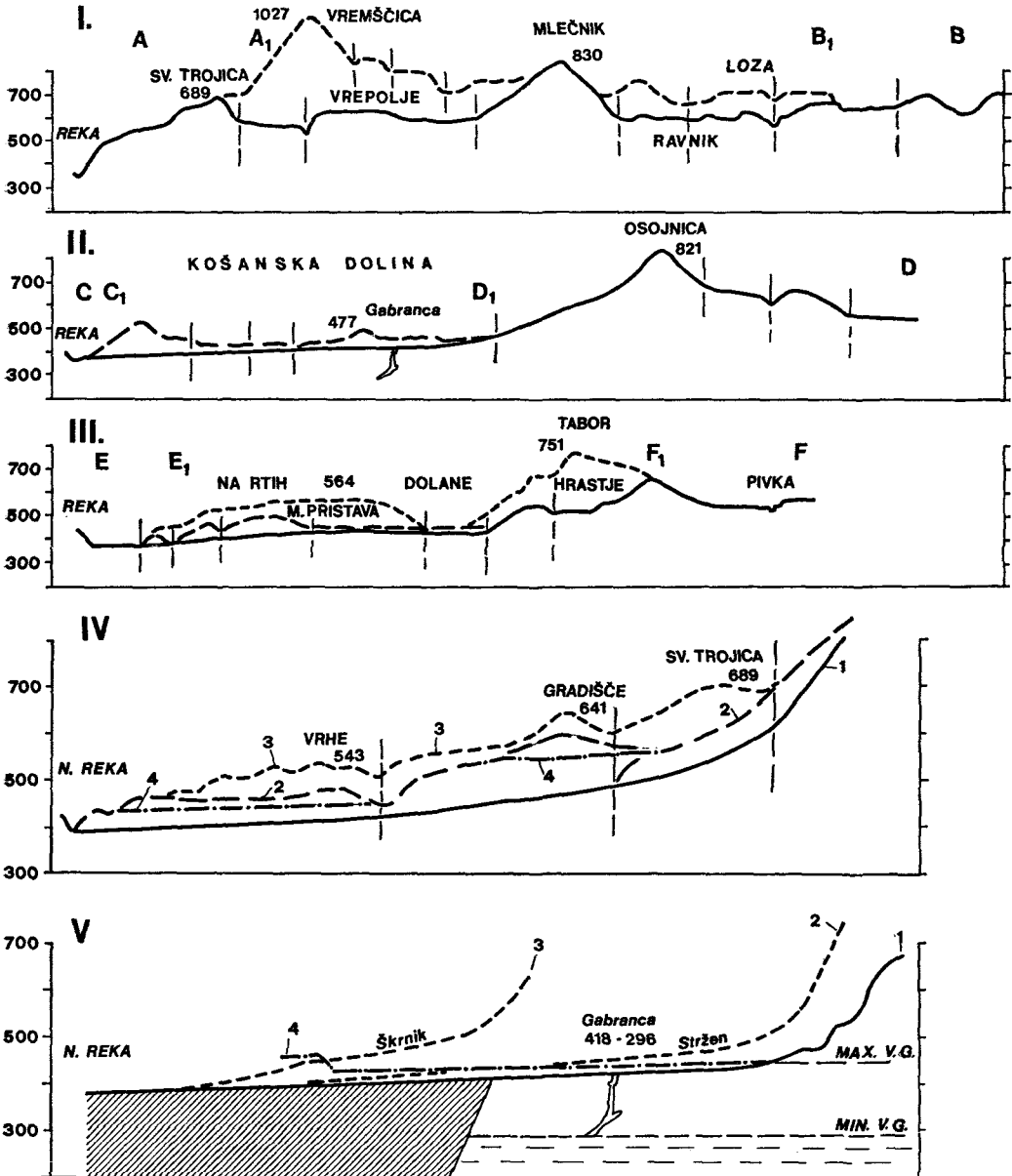
Na podlagi terenskih raziskav in s pomočjo letalskih posnetkov ter topografskih kart smo sestavili karto strukturnic in reliefnih brazd širše okolice Košanske doline.

Strukturnice so v reliefu različno izražene, delno se kažejo v razporeditvi grap in dolin, značilnih reliefnih pregibov in v raznih kraških brazdah, nizih

- Sl. 2. Reliefne enote in strukturnice Košanske doline
 Enote so opredeljene s pomočjo strukturnic, to je brazd, razorov, pregibnic in prelomov. Poglavitne strukturnice omejujejo tektonsko spuščene ali dvignjene enote.
1. ravnik Košanske doline v višini 430 in 450 m
 2. nizke vzpetine in police na ravniku med 450 in 500 m
 3. omejitev strukturnih enot z označeno smerjo premika
 4. strukturnice
 5. stalni površinski tok
 6. občasni tok
 7. občasni kraški izvir
 8. površinska in hidrogeološka razvodnica
 9. kraška morfološka razvodnica
 10. oznake reliefnih enot

- Fig. 2. Relief Units and Structural Lines in Košana Valley
 The units were defined by the help of structural lines, it means karst denudation furrows, gullies, bend lines and faults. The main structural lines are limited by tectonically lowered or uplifted units.
1. levelled landscape of Košana valley in the altitudes between 430 and 450 m
 2. low hills and shelves on the levelled landscape in the altitudes between 450 and 500 m
 3. border of structural units with marked direction of the fault
 4. structural lines
 5. permanent superficial course
 6. periodical course
 7. periodical karst spring
 8. superficial and hydrogeological watershed
 9. karst morphological watershed
 10. the signs of relief units

vrtač in v značilnih žlebovih. Te raznovrstne reliefne linije odražajo kamninske razlike, zdobljene in pretrte cone, v katerih se uveljavlja pospešeno površinsko pa tudi kraško spiranje. Strukturnice niso povsod enako izrazite, ker so



Sl. 3. — Fig. 3.

iste strukture lahko v reliefu različno izražene. Prelomne cone so lahko v reliefu globoko začrtane kot razori, ali pa jih komaj sledimo v drobnih reliefnih pregibih. Povezava različnih oblik iste strukturne podlage je ponekod jasna, drugod pa dvomljiva ali zakrita.

Čeprav razporeditev strukturnic še ni povsem pojasnjena, pa nekatere značilno omejujejo določene reliefne in morfofenetske enote. Na podlagi vodilnih reliefnih strukturnic lahko v Košanski dolini opredelimo naslednje najpomembnejše morfostrukturne reliefne enote (slika 2):

1. Večje kraške vzpetine
 - a) Vremščica, b) Mlečnik, c) Osojnica, d) Taborski hrbet, e) Loza
2. Višje kraške ravnote in ravniki
 - a) Jelenje, b) Ravnik, c) Košanski hrib in Vrepolje, d) Pristavska reber.
3. Danji ravniki Košanske doline
 - a) Neversko košanska ravnica, b) Sušiška ravnica, c) Dolanska in Šmihel-ska ravnica

Med seboj so te ravnice sicer povezane, vendar se med njimi pojavljajo nizke vzpetine kot ostanki višjih teras:

Sl. 3. Reliefni preseki Košanske doline

- I. Prečni presek A—B: Sv. Trojica (689) — Vrepolje — Mlečnik — Ravnik in vzporedni presek A₁—B₁: Vremščica — Loza, s poglavitnimi strukturnicami.
- II. Prečni presek Košanske doline C—D: dolina Sušice — Osojnica (821) ter C₁—D₁: Vrhe — ravniki Košanske doline, z označenimi strukturnicami.
- III. Prečni presek južnega dela Košanske doline E—F: Ribnica — dolina Stržena — Dolane — Hrastje — Pivka, E₁—F₁: flišno sleme na Rti — M. Pristava — Tabor, z vrisanimi strukturnicami.
- IV. Vzdolžni reliefni presek Košanske doline. 1. vzdolžni presek doline Sušice, Košanskega potoka in Kulesa, 2. vzdolžni presek strukturne terase nad dolino, 3. vzdolžni presek razvodnega slemena med Košansko dolino in Notranjsko Reko z označenimi tektonskimi premiki (a—d) ob strukturnicah, 4. kraški ravniki v različni višini.
- V. Vzdolžni preseki današnjih strug, 1. Sušica, 2. Stržen, 3. Škrnik, 4. ravniki Košanske doline.

Fig. 3. Relief Cross-Sections of Košana Valley

- I. Transverse section A—B: Sv. Trojica (689 m) — Vrepolje — Mlečnik — Ravnik and parallel cross-section A₁—B₁: Vremščica — Loza with main structural lines.
- II. Transverse section of Košana valley C—D: Sušica valley — Osojnica (821 m) and C₁—D₁: Vrhe — levelled part of Košana valley with marked structural lines.
- III. Transverse section of southern part of Košana valley E—F: Ribnica — Stržen valley — Dolane — Hrastje — Pivka, E₁—F₁: flysh ridge on Rti — M. Pristava — Tabor with marked structural lines
- IV. Longitudinal relief section of Košana valley. 1. longitudinal section of Sušica valley, Košana brook and Kules, 2. longitudinal section of structural terrace above the valley, 3. longitudinal section of watershed ridge between Košana valley and Notranjska Reka with marked tectonic movements (a—d) along the structural lines, 4. karst planation on different altitudes.
- V. Longitudinal section of actual river beds, 1. Sušica, 2. Stržen, 3. Škrnik, 4. levelled part of Košana valley.

d) Neverški hrib (477 m), e) Ravenski hrib (490 m) in Ravnik (502 m), f) Vrh Nadanjega sela.

Na flišu pa so g) Farjevec in Klene (492 m), h) Knežija (460 m), i) Boljunc (499 m), j) Sušiška brda.

4. Flišna brda ob južnem obrobju Košanske doline:

a) Čepenska Trojica (689 m), b) Košansko Gradišče (641 m), c) Sušiška brda ali Vrhe (533 m), d) Narinska brda (577 m) in Goli breg (564 m).

Vsaka od teh morfostrukturnih enot ima svojstvene reliefne oblike, značilno velikost ter vertikalno in horizontalno razporeditev drobnejših reliefnih oblik. Morfološki stiki in prehodi med posameznimi enotami so izraziti in odražajo različno morfoogenetsko povezanost in medsebojno odvisnost. Morfostrukturne enote so izražene bodisi na enotni litološki podlagi, bodisi na mešani, to je na flišu in na apnencih hkrati. Strukturnih in reliefnih razlik na isti kamninski podlagi ni mogoče razložiti samo s selektivno erozijo ali z različno intenzivnim fluvialnim ali kraškim modeliranjem reliefa. Vzroke za nastanek teh razlik skušamo razložiti tudi z analizo neotektonskih premikov.

Košanska dolina leži ob pomembnem neotektonskem prelomu, ki sega iz Vipavske doline po Raši čez Senožeško podolje in Vremščico v Košansko dolino. Nadaljuje se v Reški dolini in Bistriški kotlini ter dalje proti jugovzhodu (OGK, lista Gorica in II. Bistrica). Ob tem znanem raškem prelomu je še vrsta spremljajočih prelomov, ki se cepijo od sosednjega in se z njim spet spajajo ali pa potekajo bolj ali manj vzporedno z njim kot jih nakazujejo strukturnice. Za reliefno strukturo pa so pomembni tudi genetsko sorodni prečni prelomi med vzdolžnimi. Razpored prelomov in blokov ob njih je zelo podoben in verjetno tudi soroden z onim ob idrijskem prelomu, kot jih je predstavil in utemeljil L. P l a c e r (1982). Za območje Košanske doline še nimamo tako podrobno preučene geološke podlage, da bi z geološkimi podatki zanesljivo dokazali in podprli takšno interpretacijo ugotovljenih morfostrukturnih enot. Toda reliefne značilnosti, oblike in razpored reliefnih enot ob strukturnicah so s pomočjo neotektonske dinamike veliko lažje razložljive in bolj pojasnjene. Morfografskih razlik tega območja namreč ni mogoče pojasniti samo z razlikami v eksogenih procesih na apnencih in na flišu. Morfoogenetska interpretacija ob upoštevanju strukturnih razlik in neotektonskih premikov je bolj sprejemljiva in logična. Kompleksna morfografska analiza pa omogoča tudi boljše razumevanje hidrogeoloških značilnosti krasa v območju Košanske doline in njenega zaledja.

Erozijsko, korozijsko in tektonsko oblikovanje reliefa

Erozijsko poglobljanje reliefa in vrezovanje dolin je bilo tesno povezano z geomorfološkim razvojem osrednjega dela povodja Notranjske Reke. To se odraža v poglobitvi doline Sušice in njenih pritokov. Sedanja dolina Sušice je namreč pred izlivom v Reko ozka soteska, poglobljena 70 do 100 m v starejše širše dolinsko dno v višinah med 450 in 480 m. Vrata iz Košanske v Reško dolino so v tej višini široka dober kilometer, medtem ko je ustrezni del Košanske doline trikrat širši in petkrat daljši.

Višja, inverzno nagnjena razvodna flišna slemena na južni strani doline še povečujejo vtis zaprtosti in njeno izoliranost od Reške doline. Zaprtost stopnjujejo tudi višja kraška slemena na severni strani osrednjega dolinskega dna.

Ob pogledu s Tabora daje Košanska dolina vtis robne kraške globeli in spominja celo na kraško polje. Takšno bi tudi bilo, če ne bi bila dolina odprta z ozko sotesko v flišu pri Ribnici.

S pomočjo vzdolžnih in prečnih morfoloških prereзов Košanske doline smo skušali rekonstruirati erozijsko poglobljanje (sl. 3), obenem pa primerjati reliefne oblike v različnih višinah. V soteski ob spodnji Sušici in Škrniku ter na slemenu Sušiških brd so nad dnem doline, ki je poglobljena do okrog 380 m nadmorske višine, ohranjene ozke police v višinah 430, 460 in 470—480 m. Tem erozijskim skalnim terasam bi v Košanski dolini in okrog Dolan ustrezale široke in zakrasele ravnice v višinah med 430 in 440 m ter ostanki višjega površja na njihovem obrobju z višinami med 460 in 490 m. V široko danjo kraško ravnico je za 10 do 30 m poglobljena soteska Sušice z enotnim strmcem (7 ‰). Do 100 m široka soteska s strmimi bregovi in ravnim dnem je ob toku navzdol globlje zarezana v široko uravnavo, ki ima le 2—3 ‰ naklona. V primerjavi s Sušico pa je še bolj nagnjena dolina Stržena, saj znaša njen strmec od Narina do Mrzleka kar 16 ‰. S tem skladne so tudi morfološke razlike, saj teče Stržen v zgornjem delu pod Narinom po naplavni ravnici, od kolena pri V. Pristavi dalje pa je struga vedno globlje zarezana v široko Dolansko ravnico. Vzdolžni prerez Škrnika, levega pritoka Sušice, ki je ves na flišu, odraža manjšo poglobljenost tega potoka v primerjavi s Sušico in Strženom, ima pa tudi precej večji in neizravnani strmec (40 ‰).

Stržen in Sušica sta ob prehodu na fliš poglobila svoji strugi ne le v najnižjo ravnico, temveč sta zarezala strugi v višjo teraso na obeh straneh Knežije (460 m). Široko uravnano dno Košanske doline na obeh straneh Stržena se potemtakem ne sklada s prevladujočim erozijskim poglobljanjem doline Notranjske Reke in njenih pritokov. Nastanka širokega dolinskega dna Košanske doline ne bi mogli pripisati kontaktni koroziji na apnencih, če ne bi bilo drugih morfoloških znakov tektonske dinamike. Ni namreč povsem razumljivo, kako naj bi korozija na izvorni strani v dnu apniške Košanske doline tako razširila in poglobila dolino hkrati, ko se je v flišu zarezovala le ozka soteska. S podobnimi razmerami, vendar z obratno razporeditvijo eocenskega fliša in prepustnih apnencev na ponorni strani, se je srečal pri preučevanju Vremske doline D. Radinja (1967), ki je skušal morfološke razširitve doline v apnencih v nasprotju z ozko dolino v flišu razložiti s procesi kontaktne korozije.

Košanski potok s pritokom Kulesom ima do Stare Sušice navzgor precej večji strmec (40 ‰), kot sama Sušica v apnencu (12 ‰). Poleg tega je Kules nad zgornjo Košano zarezal ozko strugo ob raškem prelomu v Čepensko polico in Vrepoljski ravnici med Košano in Volčami. Med Gornjo Košano in Staro Sušico ta ravnica ni ohranjen. Ker sta Čepenska polica in Košanski hrib strmo odrezana, Košanski potok pa komaj poglobljen v danjo ravnico, domnevamo, da je ta ravnica morfološka enota, ki po nastanku ustreza Vrepoljskemu ravniku, le da je vzhodno od Košane in Neverk pogreznjena za okrog 100 m. Kraško površje se tako ob jugovzhodnem vznožju Vremščice (1027 m) stopnjema dvakrat zniža. S tem skladne so tudi stopnje v flišnem hrbtu, ki se od Sv. Trojice (689 m) do Gradišča (641 m) zniža za 48 m, od Gradišča do vrha Sušiških brd (533 m) pa za 112 m. Košanskemu hribu (589 m) tedaj ustrezajo na nižji polici vzpetine pri Neverkah (477 m), Ravniški hrib (490 m) ter Knežija

(460 m) in Boljunc (499 m). Vrepoljski polici z višinami med 520 in 570 m genetsko pripadajo danje ravnice Košanske doline v višinah med 430 in 440 m. Višinske razlike med njimi so skladne z onimi na flišnih slemenih, kar dokazuje, da gre za nekdanj enotno kraško uravnavo ob stiku s flišem, ki je bila kasneje tektonsko razčlenjena in premaknjena v različne višine. To se sklada tudi s splošno usmerjenostjo tektonske dinamike ob raškem prelomu, ki doseže najvišjo vzpetost v svodu Vremščice ter največje znižanje v osrednjem delu Košanske doline. Del nekdanje enotne uravnave je ohranjen tudi ob vznožju Osojnice (821 m), v Kalskem griču (527 m), na Gorici pri Hrastju, pa morda tudi v Golem bregu (532 m) nad Nadanjim selom ter v uravnanih hrbatih Narinskih brd. S takšno naravnostjo tektonske dinamike lahko pojasnimo tudi prevladujočo inverzno usmerjenost reliefa in vodnih tokov v Košanski dolini v primerjavi z Notranjsko Reko.

Erozijsko poglobljanje Stržena in Sušice v danjo kraško uravnavo je sledilo erozijskemu poglobljanju Notranjske Reke ob relativnem tektonskem mirovanju Košanske doline. Tedaj je bila široka ravnica na obeh straneh Sušice šele izpostavljena zakrasevanju in korozijskemu razčlenjevanju, zato so kraške oblike na tej ravnici manj izrazite kot na višje dvignjenih uravnava. Različna zakraselost je sicer tudi litološko pogojena z razlikami med paleocenskimi in zgornje krednimi apnenci, vendar so te razlike na višjih ravninah manjše, kot so razlike na istih apnencih v različnih legah.

HIDROLOŠKE LASTNOSTI KAMNIN

Skladno z geološko-tektonsko zgradbo imamo v pretežnem delu obravnavanega ozemlja opraviti s propustnimi zakraselimi kamninami, kjer so padavine in kraška podtalnica oblikovale značilne kraške pojave tako na površju kot v podzemlju.

Škrapljasto površje s številnimi vrtačami in doli je razvito v zgornjekrednem apnencu med Osojnico in Kalom ter Neverkami. Manj vrtačasto in bolj uravnano je površje na skladnatih in ploščatih apnencih (vremskih plasteh), saj je na njih največ rdeče prsti. Plitve in široke vrtače ter skalne grbine so izražene v pretežno debeloskladnatih foraminifernih apnencih, ki so mestoma prav na debelo pokriti z naplavljenim in denudacijskim materialom. Na splošno imamo na severnem in vzhodnem obrobju Košanske doline izrazito kraško površje z malo prsti in brez površinskih vodnih tokov. Padavine vertikalno prenikajo do podtalnice, ki je ob suši več kot 100 m pod površjem. V nižjih predelih doline, ki jih prav tako gradijo zakrasele kamnine, pa izgleda površje manj kraško, ker je pokrito z debelejšim slojem prsti. Ta delno zadržuje padavine na površju, delno pa jih prepušča do podtalnice.

Južno obrobje Košanske doline gradijo vodonepropustne flišne kamnine, laporji in preščenjaki. Po flišu poteka površinsko razvodje med severnimi in južnimi pritoki Sušice, tod je razvit normalni relief s številnimi grapami, po katerih se potoki stekajo v dolino in tod ob suši ponikajo, ob dežju pa se zivajo površinsko v Sušico. Na Košanskem imamo torej opraviti s tremi skupinami hidrogeološko različnih kamnin ali s tremi hidrogeološko različnimi območji, ki imajo naslednje značilnosti:

1. skupina

Zakraseli skladnati, zelo razpokani in prelomljeni apnenci severno od Neverk in Kala ter vzhodno od Velike Pristave, kjer prevladuje kraško brezvodno površje z vrtačami in jamami ter drugimi korozijskimi oblikami, hitro vertikalno prenikanje padavin po razpokah in prelomih do globoke podtalnice. Razvita je podzemeljska vodna mreža. Tu in tam so ohranjena težka ilovnata in skeletna sušna tla, na katerih so travniki, pašniki in gozdovi, brez naselij.

2. skupina

Zakraseli skladnati in ploščnati ter na drobno razpokani apnenci osrednje Košanske in Dolanske doline, pokriti z nevezanimi kvartarnimi sedimenti. Kraško površje je posejano s plitvimi vrtačami in periodično aktivnimi strugami, občasnimi kraškimi izviri ter ponikalnicami in redkimi jamami. Padavine odtekajo delno po površju, ki ga občasno dosega tudi kraška podtalnica, sicer pa niha plitvo pod njim. Zmerno vlažna in lahka tla se menjavajo z mokrotnimi in srednje težkimi tlemi različne poroznosti in propustnosti, na njih so travniki, njive in naselja.

3. skupina

Flišne kamnine na južnem in jugovzhodnem obrobju Košanske doline sestavljajo plastnati in nagubani laporji in peščenjaki, na njih se uveljavljajo korozijski in denudacijski procesi, ki oblikujejo normalno nepropustno površje z grapami in hrbtmi ter slemenimi med njimi. Razvita je površinska vodna mreža in delna razpoklinska poroznost s talno vodo, ki hrani manjše studence. Na pohožnejših policah in pobočjih je več ilovnate in gruščnate prepereline s srednje težkimi in zmerno vlažnimi tlemi in njivsko površino. Strmejša pobočja so nestabilna, porasla z gozdovi in travniki ter nenaseljena.

V hidrogeološkem pogledu imajo poseben pomen kamnine druge skupine, ker so sestavljene in razporejene ter uravnane tako, da so omogočile večje naselitev in ugodnejšo stopnjo urbanizacije v Košanski dolini. Kljub vodopropustni zakraseli podlagi, ki po naravi ni ugodna za razvoj poljedelstva in agrarne naselitve, se je oboje razvilo v obsegu, ki bi bil bolj značilen za vodnati nekraški svet. To dejstvo je pripisati okolnosti, da zakraselo podlago različno na debelo pokrivajo kvartarni nevezani sedimenti, ki zavirajo površinsko zakrasevanje in delno zadržujejo vodo ter omogočajo, da se razvijajo in ohranjajo rodovitna tla. Akumulacija nevezanih kamnin je pogojena tudi z morfologijo doline, saj se vanjo stekajo vode in nanašajo material s flišnih gričev, prav tako pa se pri denudaciji površja in koroziji karbonatnih kamnin ohranja roženčev grušč, ki pomešan z rdečkastorjavo terra rosso sestavlja bolj rahla, zato rodovitna tla, posebej v območju Košane in Neverk. V južnem delu doline okrog Dolan je tega grušča manj, več pa je flišnega proda in rjavkaste prsti. Ta flišni prod so v ravnico nanesele površinske vode iz kratkih grap tostran površinskega razvodja v flišnem grebenu med Sušico in Škrnikom in ga v obliki vršajev odložile na zakraselo apnenčevo podlago med Narinom, Nadanjim selom, M. Pristavo, Novo in Staro Sušico ter južno od Košane in Neverk.

Obravnavani pleistocenski in holocenski nanosi so nekoč bolj na debelo in bolj sklenjeno prekrivali zakrasele kamnine. Takratni vodotoki so bili tudi

POVRŠINSKE IN KRAŠKE PODZEMELJSKE VODE

Vodno omrežje Košanske doline je asimetrično in razmeroma redko, kar je v skladu z razporeditvijo nepropustnih flišnih in zakraselih karbonatnih kamnin. Površinska vodna mreža je omejena le na ožjo južno polovico povodja, kjer se številni kratki potoki stekajo po strmih grapah v osrednjo strugo. Ta je izpod Vremščice zarezana proti jugovzhodu ob prelomnem stiku apnencev ter fliša. Osrednjo površinsko vodno žilo tvorijo potok Kules, ki se nadaljuje s Košanskim potokom, ta pa s Sušico. Poleg kratkih desnih pritokov s fliša ima Sušica v namočenih obdobjih močan dotok kraške vode s širšega levega kraškega zaledja. Z leve strani se vanjo steka občasni površinski Stržen s povirjem v flišu nad Narinom, s kraško vodo pa ga hrani predvsem Mrzlek ali Zvroček ob stiku apnencev s flišem. Pred sovodnijo z Reko pri Ribnici dobi Sušica še dva leva pritoka s fliša, krajši Lakotnik in daljši Škrnik, ki s svojim povirjem sicer segata že izven ožje Košanske doline (sl. 4).

Razvodje med Košansko dolino in Notranjsko Reko poteka po flišnih slemenih izpod Vremščice proti jugovzhodu do Ribnice, od tam pa po slemenih Narinskih brd proti severovzhodu do kraške Grmade (754 m) in po robu Tabora proti Pivki. Od Pivke poteka hidrogeološko razvodje ob stiku apnencev s flišnih pasom od Gradca proti severozahodu do Rakulika in Sajeveč. Morfološko razvodje je od tega nekoliko odmaknjeno in poteka čez Osojnico (821 m)

Sl. 4. Hidrografija Košanske doline

1. potok in ponikalnica
 2. kraški izvir
 3. kraški dotok visokih voda
 4. kraški odtok nizkih voda
 5. površinska in hidrogeološka razvodnica
 6. kraška morfološka razvodnica
 7. mesta zajemanja vzorcev
 8. odlagališča odpadkov
 9. naselje
 10. perutninske farme
 11. apnenec
 12. fliš
 13. kraški ravniki Košanske doline
 14. slepe doline
 15. soteske v apnencu
- I—III položaj reliefnih presekov (slika 3)

Fig. 4. Hydrography of Košana Valley

1. brook and sinking stream
 2. karst spring
 3. karst inflow of high waters
 4. karst outflow of low waters
 5. superficial and hydrogeological watershed
 6. karst morphological watershed
 7. sampling points
 8. dumping ground
 9. settlements
 10. poultry-farm
 11. limestone
 12. flysh
 13. karst levelled plain of Košana valley
 14. blind valleys
 15. gullies in limestone
- I—III situation of relief cross-section (Fig. 3)

in Mlecnik (832 m) in od tam na Vremščico (1027 m). Toda izdatnost in kemi- zem kraških izvirov Sušice pri Neverkah nakazujejo visokovodno zvezo s poni- kalnico Rakulščico, ki zbira vodo s flišnih slemen in pri Sajevčah ponika v značilni slepi dolini. Npropustni severni flišni pas z jadransko črnomořskim razvodjem ne dovoljuje odtoka iz kraškega zaledja Košanske doline proti Pivki. Ostaja le možnost, da se kraške vode izza morfološkega razvodja usmer- jajo proti Košanski dolini in neposredno po kraškem podzemlju proti izvirov Timava. Zvezo Sajevške ponikalnice s kraškimi izviri v Košanski dolini so nakazale že speleološke raziskave (F. H a b e, F. H r i b a r, 1964), z barvanjem pa te domneve še niso bile dokazane. Podzemeljsko razvodje na zahodni strani Košanske doline ni znano. Med Sajevčami in Vremščico lahko sledimo le mor- fološkemu razvodju po kraških hrbtih in kopastih vrhovih. Toda dna kraških globeli se tudi onkraj tega razvodja znižujejo proti jugovzhodu in ne kot bi pričakovali proti Senožškemu podolju.

Ob navedenih nejasnostih o dejanskem kraškem zaledju Košanske doline moremo vsaj po pglavitnih zunanjih znakih začrtati površinsko in hidrogeolo- ško razvodnico ter nejasno kraško razvodnico. Tako orisano zaledje Košanske doline meri 76 km², od tega je na flišu 16 km², na apnencih pa 60 km².

Na flišu znaša gostota rečne mreže 1,75 km/km², na apnencih pa 0,2 km/km².

PREGLED HIDROGRAFSKE MREŽE

vodotok	dolžina km	srednji strmec ‰
Košanski potok in Kules	5	40
Sušica na apnencih	4	12
na flišu	4	7
Levi pritoki skupaj	12	
Kobivščica	2	5
Stržen—Mrzlek	6	16
Lakotnik	1	13
Škrnik	3	40
Desni pritoki skupaj	15	
skupaj	40	

KRAŠKI VODNI REŽIM

Že ime Sušica nakazuje pglavitno hidrološko značilnost osrednje vodne žile. Večji del leta je struga suha, presahne tudi Stržen in tako se povsem pre- kine dotok vode iz kraškega zaledja. Ob stiku s flišem bi pričakovali stalne, pa čeprav majhne kraške izvire. Toda speleološka opazovanja v jami Gabranci, ki deluje kot občasen in močan bruhalnik z 2 do 3 m³/s pretoka, potrjujejo, da se gladina kraške vode zniža tudi za več kot 100 m pod nepropustni prelivni rob. Takšne vodne razmere pa so možne le v primeru, če se kraško zaledje lahko prazni v kakšno drugo smer. Po geološki zgradbi sodeč je to možno pod zakraselo Vremščico proti zahodu in severozahodu, bodisi v povirje Raše, še

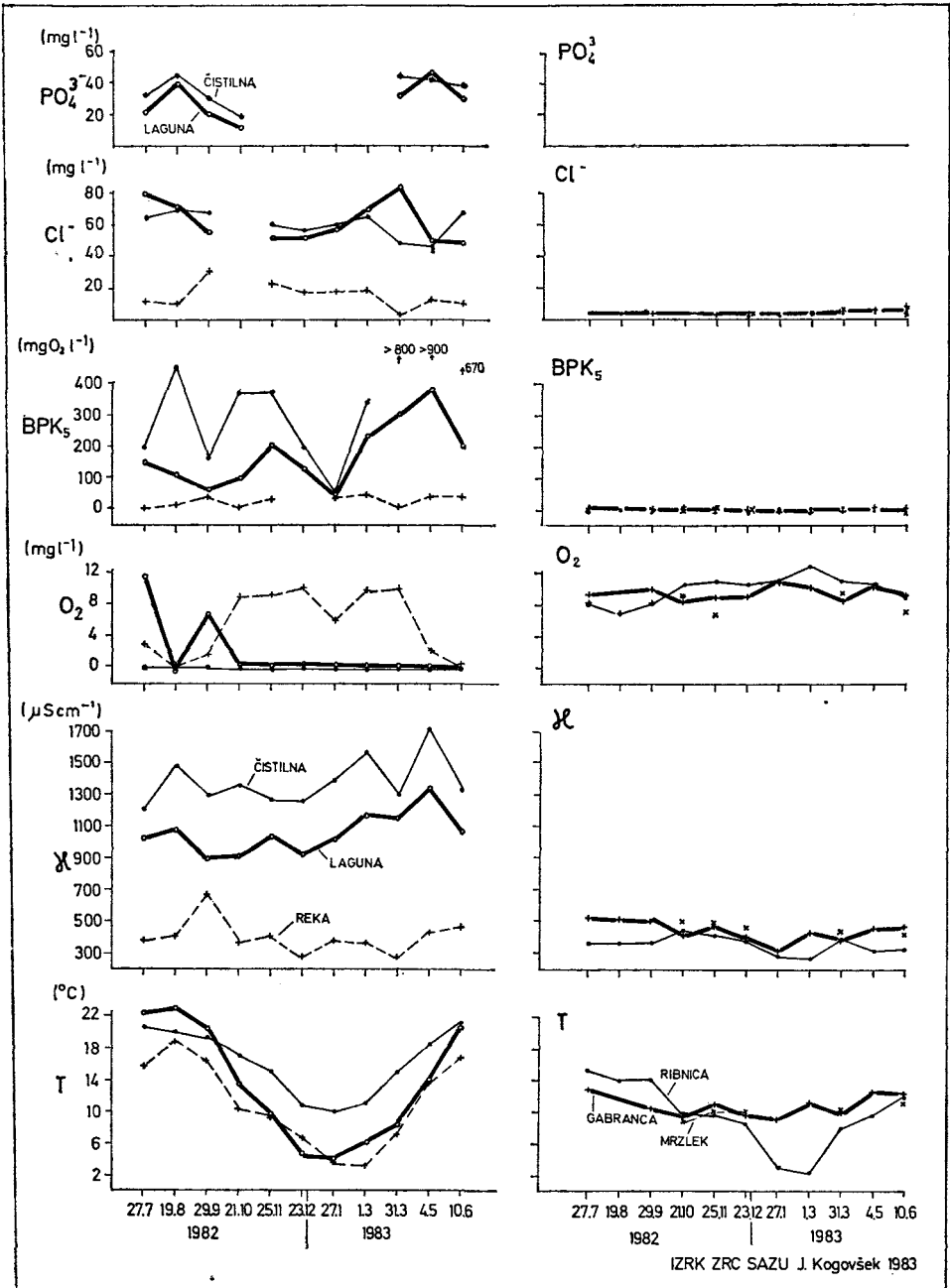
bolj verjetno pa neposredno k izvirov Timava. Kraške podzemeljske vode iz Košanske doline se tako pridružijo podzemeljski Notranjski Reki za njenimi ponori v Skocjanskih jamah. Toda podzemeljski odtok v tej smeri je očitno omejen, saj se ob večjem deževju podzemlje hitro napolni do prelivnega roba in tedaj oživijo kraški izviri v strugi Sušice in Stržena.

Kraški izviri Sušice so razporejeni v soteski severno od Nove Sušice. Najpomembnejši izvir je Gabranca (418 m), ob višji vodi pa so manjši bruhalniki razporejeni še po strugi navzgor do južnega vnožja Rebri pod Osojnico, najvišji so na koti 460 m. V tej višinski razporejenosti izvirov se odraža omejena prepustnost jame Gabrance, pa tudi njenega kraškega sosledstva v paleocenskih apnencih. Najvišje ležeči izvir je namreč na stiku teh apnencev z bolj prepustnimi zgornjekrednimi apnenci.

Jama Gabranca je globoka 122 m. Vhodno lijakasto brezno je široko do 10 m in globoko 13 m. Nadaljuje se z ozkim poševnim rovom, ki se z naslednjim 30 m globokim breznom odpira v poševni vodni rov. Ta se konča z neprehodnimi ožinami. Zglajene stene in druge erozijske oblike, kot tudi droben prod in pesek, nakazujejo izdatno erozijsko dejavnost vodnega toka, ki se preliva iz globokega kraškega zaledja na površje. Ob visokih vodah priteka iz Gabrance precej kalna voda, kar je nenavadno za razmeroma golo kraško zaledje, kalnost si lahko razlagamo le z dotokom vode iz flišnega zaledja. Tako lahko h kalnosti prispevajo poleg Rakulščice in Saješčice še vode, ki se s fliša odtekajo proti Košanski dolini pri Jenčeriji, kjer je izrazit zatrep slepe doline z naplavljenim ilovnatim dnom. Majhni potoki s fliša pa navadno ponikajo v požiralnikih ob vnožju flišnih grap, kjer je zakrasela podlaga. Ni izključeno, da visoke vode izpirajo iz podzemlja tudi starejše sedimente. Starejše vodne tokove v podzemlju Slavenskega ravnika nakazujejo daljši odseki vodoravnih jam, med katerimi je največja Vodna jama v Lozi (F. H a b e, F. H r i b a r, 1964). Strmec podzemeljskega toka od Saječ do Gabrance in visokih izvirov Sušice znaša 17 ‰ in 14 ‰.

Nad višje ležečimi izviri Sušice je napol odprta vrtača v Rebri pod Osojnico, še nekoliko višje pa je značilna udornica Grenjak, ki je lahko nastala le nad večjo podzemeljsko votlino. Tudi bližnje brezno Golobinka nakazuje večjo prevotljenost v neposrednem višjem zaledju sedanjih visokovodnih prelivov na površje. Stari jamski vodni rovi so v Slavenskem ravniku v višini okrog 500 m, današnje visoke vode pa so okrog 50 m globlje, kar je pogojeno s prelivnimi izviri ob robu Košanske doline.

Kraški izvir Mrzlek ali Zvroček je le nekaj metrov odmaknjen od struge Stržena, kjer ta prestopi z apnencev na fliš, to je dobrih 100 m navzdol od mostu, čez katerega je speljana cesta proti Novi Sušici. Vodni režim tega izvira poznamo le po občasnih meritvah in opazovanjih. Ob suši je pod skalno steno na desnem bregu Stržena, v višini okrog 405 m, do 0,5 m visoka, 1 m široka in 2 m dolga odprtina z blatnim dnom. Ob višji gladini kraške podtalnice izvira od 1 do 100 l/s. Temperatura Zvročka niha med 9 in 11 °C in je razmeroma stalna, kar kaže na pravo kraško zaledje. To potrjujejo tudi kemične analize vode (sl. 5). Prav nasproti Zvročka je na levem bregu Stržena, kjer se soteka nekoliko razširi, roj drobnih izvirkov, nekakšna močila z imenom Mlake, kjer se ob pokritem stiku apnenca in fliša preceja skozi preperelino kraška pod-



Sl. 5. Kemijski parametri čistih in odpadnih voda
 Fig. 5. Chemical parameters of clean and waste waters

talnica izpod Dolanske ravnice. Pozimi na Mlakah sneg najprej skopni, poleti pa je voda razmeroma hladna, zato je dobila tudi ime Mrzlek.

Izviri Sušice z Gabranco vred nekaj dni prej presahnejo kot Zvroček, ki leži skoraj 15 m niže. Verjetno se del iste kraške podtalnice, ki se preliva iz Gabrance, prazni skozi izvir Mrzlek. Ko pa tudi Mrzlek presahne, se mora voda iz skupnega zaledja odtekat drugam, da se zniža gladina po opazovanjih v Gabrancih tudi do 110 m pod najnižji prelivni izvir. Gladina podzemeljske vode v Košanski dolini niha torej za več kot 122 m, kar je na eni strani pogojeno z odtokom v smeri proti izvirom Timava, po drugi strani pa z omejeno prepustnostjo najnižjih kanalov. V geološki preteklosti so bili izviri trajnejši, tako da je imela Sušica celo stalni pretok, ki je poglobil sotesko v prvotno uravnano dno.

Kobivščica je tretji občasni kraški površinski potok, ki izvira le ob najvišjih vodah v Dolu in Seševcih pod Kalom iz dveh krajših zatrepov. Voda odteka po komaj opazni strugi proti zahodu, ki se nekoliko poglobi, le tik pred izlivom v Sušico. Izviri Kobivščice so med 440 in 450 m, torej nekakko v isti višini kot najvišji izviri Sušice. V nasprotju s Sušico pa si Kobivščica ni poglobila struge v danjo ravnico, ker ima manjše zaledje, in ker je iz njega podzemna voda normalno že usmerjena k Sušici.

VPLIV ODPLAK IZ KOŠANSKE DOLINE NA ONESNAŽENOST NOTRANJSKE REKE

Zajemanje vzorcev in uporabljene metode dela

V času od 27. 7. 1982 do 10. 6. 1983 smo približno enkrat mesečno vzorčevali vodo na izbranih vzorčnih mestih: Reka, Ribnica, Mrzlek, Dolanski potok (Stržen), Gabranca, čistilna naprava klavnice na Kalu in njena laguna. Stržen je bil ob naših vzorčevanjih suh, druge vode pa smo zajemali redno. Na samem mestu smo določali temperaturo vode in njeno specifično električno prevodnost, v laboratoriju pa še pH, karbonatno, kalcijevo in magnezijevo trdoto, vsebnost raztopljenega kisika, biokemijsko potrebo po kisiku, kloride, nitrata in o-fosfate. Specifično električno prevodnost in pH smo določali elektrometrično, karbonatno, kalcijevo in magnezijevo trdoto ter kloride titrimetrično po standardnih metodah, nitrata ošimetrično, o-fosfate spektrofotometrično, raztopljeni kisik z metodo po Winklerju, biokemijsko potrebo po kisiku (BPK₅) pa iz originalnih (Ribnica, Mrzlek, Gabranca) in razredčenih vzorcev (čistilna naprava in laguna) po petih dneh.

Ugotovitve

Perutninski kombinat Pivka s svojo klavnico oddaja dnevno okrog 900 m³ odpadne vode, ki jo najprej čistijo na čistilni napravi, »očiščeno« vodo zbirajo v laguni, urejeni v bližnji vrtači. Voda, ki odteka iz čistilne naprave, ima visoko specifično električno prevodnost (1200—1700 $\mu\text{S cm}^{-1}$), njena temperatura preko leta sezonsko niha od 10 do 21 °C, kar je posledica zunanje vpliva. Vse merjene vrednosti so razvidne iz slike 5.

Vsebnost kisika v tej vodi je bila med vsemi vzorčevanji praktično enaka nič, kljub prezračevanju na čistilni napravi, ki občasno tudi ni delovala. Visoka biokemijska potreba po kisiku (BPK₅) kaže na močno onesnaženo vodo,

kjer nečistoče porabljaajo za svojo oksidacijo kisik iz vode. V začetku smo za BPK₅ uporabljali 50-kratno razredčitev originalnega vzorca, kasneje pa 100-kratno razredčitev, vendar se je celo ta pri spomladanskem vzorčevanju izkazala za prenizko. Zaradi različnih razredčitev rezultati niso najbolj primerljivi, vendar pa dovolj nazorno kažejo stopnjo onesnaženosti. Meritve BPK₅ v letu 1982 niso presegale vrednosti 450 mg O₂ l⁻¹. Občasno nižje koncentracije pa so lahko posledica razredčitve zaradi padavin, ali pa dotoka manj onesnažene vode. Znatno višje vrednosti smo zabeležili pri zadnjih treh vzorčevanjih od 31. 3. 1983 dalje. Vrednosti BPK₅ so tedaj presegale 900 mg O₂ l⁻¹. Vzoredno merjenje kloridov in fosfatov tudi kaže na njune višje koncentracije. Kloridi so nihali od 50 do 70 mg Cl⁻¹, fosfati pa od 20 do 45 mg PO₄³⁻ l⁻¹, medtem ko so bili nitrati nizki.

Voda iz čistilne naprave se steka v laguno, kjer temperatura vode zavisi predvsem od zunanje temperature. Tako je nihala podobno, vendar pa z večjo amplitudo, kot temperatura vode iz čistilne naprave. Poleti je dosegala 23 °C, pozimi pa 4 °C. Od temperature so verjetno v veliki meri odvisni procesi, ki se odvijajo v laguni. Meritve specifične električne prevodnosti vode iz lagune kažejo na njene nižje vrednosti v primerjavi s specifično električno prevodnostjo vode, ki odteka iz čistilne naprave, hkrati pa njun dokaj vzporeden potek. Meritve raztopljenega kisika v laguni so pokazale minimalne količine kisika (do 1 mg O₂ l⁻¹), razen od 1. 3. 1983 dalje, ko je padla njegova koncentracija na nič. Opazno višje vrednosti smo zabeležili 27. 7. in 29. 9. 1982, ko je bila BPK₅ sorazmerno nizka, vendar pa ne izključujemo pomote. V laguni smo občasno ugotavljali zelo razgibano biokemično aktivnost.

Koncentracije kloridov in fosfatov se niso bistveno razlikovale od tistih v vodi iz čistilne naprave. Nivo lagune niha in izgleda, da počasi narašča. Voda delno pronica skozi dno vrtače. Manjša prisotnost soli in nižja specifična električna prevodnost v laguni v primerjavi z vodo iz čistilne naprave govorita za usedanje odpadnih snovi, kar verjetno ovira odtekanje vode iz lagune, hkrati pa ima usedlina vlogo nekakšnega filtra.

Primerjava z vodami v okolici

Vode Gabrance, Mrzleka in Sušice v Ribnici so dobro prezračene. Vsebnost kisika se je med opazovanji gibala od 7 do 13 m O₂ l⁻¹. Kloridi, fosfati in nitrati so bili nizki in ne kažejo znakov onesnaženja. Tako je tudi specifična električna prevodnost teh voda nizka, oz. v mejah kraških voda, od 270 do 520 μS cm⁻¹. Voda v Gabranci ima dokaj stalno temperaturo in niha okoli 10 °C, podobno tudi Mrzleku, čeprav je bil nekajkrat suh; temperatura Sušice v Ribnici pa seveda odraža njen površinski tek.

Reka je imela v času opazovanj približno enako specifično električno prevodnost kot Sušica, Mrzlek in voda v Gabranci, vendar smo izmerili nižjo karbonatno trdoto. Določili pa smo višjo vsebnost kloridov in fosfatov. Kloridov je vsebovala do 30 mg l⁻¹, o-fosfatov pa do 45 mg PO₄³⁻ l⁻¹. Pri določevanju raztopljenega kisika smo štirikrat zabeležili upad njegove koncentracije pod 2,5 mg O₂ l⁻¹, sicer pa je Reka vsebovala od 6 do 10 mg O₂ l⁻¹. BPK₅ smo določevali iz 5-krat in 10-krat razredčenih originalnih vzorcev in se je gibala do 50 mg O₂ l⁻¹.

SKLEPI

Vsekakor občasna, približno mesečna opazovanja ne morejo dati popolne slike onesnaženosti Reke, niti nihanj koncentracij merjenih parametrov na čistilni napravi v laguni, ki se očitno čez dan ali na več dni precej spreminjajo v skladu s tehnologijo in delovnim ritmom. Vendar so rezultati pokazali, da odpadne vode iz čistilne naprave in lagune ne onesnažujejo dosegljivih površinskih voda, ki odtekajo v Reko. Odplake iz Košanske doline potemtakem zaradi kraškega načina odtekanja ne prispevajo k onesnaženosti površinske Notranjske Reke. Razmeroma čisti površinski dotoki iz Košanske doline zaradi razredčitve prispevajo le k izboljšanju njene kvalitete.

Razlike v specifični prevodnosti, vsebnosti fosfatov in kisika ter biokemijski potrebi po kisiku med vodo, ki odteka iz čistilne naprave in vodo v laguni nakazujejo, da v sami laguni prihaja do nadaljevanja čiščenja. V laguni zasta-ja okrog 20.000 m^3 odplak. Dnevni odtok okrog $800\text{--}900\text{ m}^3$ pa se večinoma preceja v kraško podlago in odteka v nedosegljivo kraško podtalnico. Vplivov tega onesnaževanja v bližnjih občasnih kraških izviroh Mrzleka in Sušice nismo mogli ugotoviti. Žal ni mogoče spremljati procesa samočiščenja v kraškem podzemlju pod laguno. Domnevamo pa, da stalni dotok še vedno precej onesnažene vode iz lagune pomembno vpliva na kvaliteto podzemeljske kraške vode, čeprav lahko poleg samočiščenja pričakujemo v podzemlju tudi precejšnje razredčenje. Ker narašča onesnaženost odplak iz čistilne naprave in v laguni, kar dokazuje naraščajoča biokemijska potreba po kisiku, narašča tudi ogroženost kraške podtalnice. Njen odtok v izvire Timava eksperimentalno še ni dokazan, je pa po hidrogeoloških razmerah sodeč edino možen. Z barvanjem bi bilo treba ugotoviti tudi morebitno povezanost teh voda s podtalnico pri Brestovici, kjer je zajetje za sežanski kraški vodovod. Vsaj dokler ta možna zveza ne bo zatrdno ovržena, je treba vse odpadne vode iz Košanske doline, kakor tudi iz celotnega povodja Notranjske Reke in Krasa, v skladu s predpisi očistiti in šele nato dopustiti izlivanje v kraško podzemlje.

LITERATURA

- B user, S., 1964: Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ. List Gorica—Palmanova, 1:100.000, Geološki zavod Ljubljana.
- H a b e, F., F. H r i b a r, 1965: Sajevoško polje. Geografski vestnik, 36 (1964), 13—49, Ljubljana.
- P l a c e r, L., 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. Geologija, 25/1, 7—94 (1982), Ljubljana.
- P l e n i č a r, M. s s o d e l a v c i, 1970: Tolmač za list Postojna, Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000, Zvezni geološki zavod, Beograd.
- R a d i n j a, D., 1967: Vremenska dolina in Divaški kras. Problematika kraške morfogeneze. Geografski zbornik, 10, 157—269, Ljubljana.
- Š i k i ć, D., M. P l e n i č a r, 1975: Tolmač za list Ilirska Bistrica. Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000, Beograd.

KARST AND HYDROGEOLOGICAL PROPERTIES OF KOŠANA VALLEY AND ITS CONTRIBUTION TO NOTRANJSKA REKA POLLUTION

Summary

Geological setting of Košana valley, the karst depression between Pivka basin and Notranjska Reka valley, is controlled by anticline of NW-SE direction, having uppercretaceous limestones (K_2^3) denuded in the central part and paleocene limestones (P_c , E) and marls and eocene sandstones (E_2) in the anticlinal limb. In the Tabor (718 m) region the anticline is covered by the High Karst over-thrust, otherwise it is in all directions faulted by several wrench-faults (Fig. 1). These facts complete the existing geological maps of the treated region, that are the sheets Ilirska Bistrica and Postojna (S. Buser, 1964; M. Pleničar, 1970; D. Šikić and M. Pleničar, 1975) and render possible the interpretation of geomorphological and hydrogeological and karst properties of Košana valley.

Field observations, study of convenient contour maps and aerial photographs showed different morphostructural relief units (Fig. 2). Helped by longitudinal and cross morphological sections (Fig. 3) the erosional deepening of Košana valley and its fluvial tributaries was reconstructed compared to deepening of Notranjska Reka. It was stated that the levelled bottom of the Košana valley did not originate because of erosional deepening of Notranjska Reka and because of contact corrosion in limestone and flysh (D. Radinja, 1967) but because of tectonic dynamics in Quaternary too. Regarding the hydrogeological properties there are in Košana valley karstified limestones with developed underground water net and impermeable flysh rocks with superficial water net. Loose quaternary sediments on the karstified valley's bottom impede the superficial karstification and retain the precipitations thus the fertile soil can develop.

Košana valley water net is asymmetrical. Superficial net is limited to southern and eastern flysh border, where the watershed between Notranjska Reka and Pivka lies. Morphological watershed with Pivka passes from Tabor (718 m) ridges to Osojnica (821 m) and Mlečnik (832 m) to Vremščica (1027 m) thus including flysh Sajeve polje (Fig. 4) which supposedly drains underground to Košana valley (F. Habič, F. Hribar, 1964). Thus the Košana valley water basin includes 76 km² of surface, 16 km² on flysh and 60 km² on limestone.

Investigations prove that the karst water regime prevails in Košana valley. Considering active cave Gabranca karst underground water oscillates for about 100 m. High waters flow on the surface towards Notranjska Reka, while low and medium waters drain undergroundly northwestwards to Raša river basin or towards Timavo springs. The waste waters of agrocombinat Neverke are included into water regime. One year lasting hydrochemical tests (Fig. 5) showed, that waste waters do not pollute the superficial courses and Notranjska Reka but the karst underground flow.

**O GEOLOGIJI KRASA MED POSTOJNO,
PLANINO IN CERKNICO**

(S 4 SLIKAMI IN 2 PRILOGAMA)

**ABOUT GEOLOGY OF KARST AMONG POSTOJNA,
PLANINA AND CERKNICA**

(WITH 4 FIGURES AND 2 ANNEXES)

**JOŽE ČAR
RADO GOSPODARIČ**

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984

Vsebina

Izveček — Abstract	93 (3)
UVOD	93 (3)
STRATIGRAFSKO-LITOLOŠKI PODATKI	94 (4)
Zgornjetriasne in jurske plasti	
Spodnjekredne plasti	
Zgornjekredne plasti	
TEKTONSKE RAZMERE	97 (7)
Starejša premikanja	
Narivne strukture in gube	
Prelomne deformacije	
RAZMERJA MED GEOLOŠKO ZGRADBO IN JAMSKIMI SISTEMI TER KRAŠKIM RELIEFOM	101 (11)
SKLEP	102 (12)
LITERATURA	104 (14)
NEOBJAVLJENA DELA ABOUT GEOLOGY OF KARST AMONG POSTOJNA, PLANINA AND CERKNICA (Summary)	105 (15)

Naslov — Address

JOŽE ČAR, dipl. ing. geol.
Razvojno projektivni center Idrija
Atelje za projektiranje
Trg maršala Tita 2
65230 Idrija
Jugoslavija

dr. RADO GOSPODARIČ, dipl. ing. geologije, znanstveni svetnik, izr. prof.
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Jugoslavija

Izvleček

UDK 551.44(234.422.1-16)

Čar Jože, Rado Gospodarič: O geologiji krasa med Postojno, Planino in Cerknico.

Predel klasičnega krasa med Postojno, Planino in Cerknico gradijo karbonatne kamnine spodnje in zgornje krede, kjer prevladujejo različno skladnati apnenci. Kamnine so deformirane s prelomnimi conami, pretežno v NW-SE in NE-SW smeri. Ugotovljene so štiri generacije deformacij iz neogena in domnevno kvartarja. Pokazane so vzročne zveze med tektonskimi strukturami in potekom podzemeljskih kanalov Pivke in Raka. Nove ugotovitve dopolnjujejo znanje o regionalni tektoniki Visokega krasa ter o lokalni morfologiji krasa med kraškimi polji Cerknice in Planine.

Abstract

UDC 551.44(234.422.1-16)

Čar Jože, Rado Gospodarič: About Geology of Karst among Postojna, Planina and Cerknica

The classical karst area among Postojna, Planina and Cerknica is built by Lower- and Upper Cretaceous carbonatic rocks. Predominated bedded limestones are deformed by fault zones, where NW-SE and NE-SW directions prevail. Four phases of tectonic movements from Neogene and Quaternary supposingly, are stated. The genetic relations between stated structures, Pivka and Rak underground channels are shown. New statements fulfil the knowledge about the regional tectonics of High Karst unit and the knowledge about the local morphology of karst among Cerknica and Planina karst poljes.

UVOD

Osnovno znanje o geologiji južnega zaledja Planinskega polja podajata geološki karti Haidenschaft und Adelsberg 1:75.000 in Postojna 1:100.000, njuna tolmača (F. K o s s m a t, 1905; M. P l e n i č a r, 1970) in delo F. K o s s m a t a (1897). Številni dopolnilni podatki o geologiji so zbrani v razpravah, ki obravnavajo Postojnski in Cerkniški jamski sistem ter hidrogeologijo Planinskega in Cerkniškega polja ter Rakovega Škocjana (M. P l e n i č a r, 1953; M. B r e z n i k, 1962; R. G o s p o d a r i č, 1970, 1973, 1976; D. R a v n i k, 1976; R. G o s p o d a r i č in P. H a b i č, 1976, 1979; P. H a b i č, 1982; R. G o s p o d a r i č, J. K o g o v š e k in M. L u z a r, 1983). Ta dela razlagajo kraške in hidrološke pojave ter geološko zgradbo snežniške narivne grude (L. P l a c e r, 1981; U. P r e m r u, 1982), katere del je obravnavano ozemlje. Zgradba te grude pa ni bila doslej tako podrobno preučena, da bi pestre kraške pojave zadovoljivo pojasnili vsaj z geološke plati.

Da bi dobili več geoloških informacij o južnem zaledju Planinskega polja, smo leta 1981 zastavili tektonsko-litološko kartiranje v merilu 1:5000 in do leta 1983 podrobno pregledali teren krednih apnencev južno od Strmice, Planine in Zeš vse tja do severnih pobočij Javornikov. Pri tem smo segli na vzhod do Cerkniškega polja, na zahod pa skoraj do Pivške kotline.

Pri terenskem delu in obdelavi podatkov (J. Č a r, 1981, 1982 a. 1983) smo se opirali na metodologijo in rezultate takšnega kartiranja, kakor ga je na primeru Planinskega polja in njegovega obrobja razvil J. Č a r (1982). Tam je študiral litološko-stratigrafske razmere in zgradbo prelomnih con. definiral zdrobljene, porušene in razpoklinske cone, ocenil njihovo hidrološko vlogo, raz-

členil prelomno cono idrijskega preloma, našel dolomitne narive, spoznal nekatere genetske povezave med geološko zgradbo in kraškim reliefom ter pojasnil tudi nekatere hidrogeološke pojave. V poročilu združujemo in pojasnjujemo litološko-stratigrafske in tektonske razmere. Po eni strani jih povežujemo z dosedanjim znanjem, po drugi strani pa odpiramo nove poglede na speleološki in morfološki pomen pretrtih območij, na generacije prelomnih con in na strukturno geometrijo snežniške narivne grude med idrijskim in predjamskim prelomom. V enem poglavju obravnavamo razmerje geološke zgradbe do kraških jam in kraškega površja, ki pa zaradi dodatnih raziskovalnih postopkov in nedokončanih obdelav še ni zadovoljivo pojasnjeno. Teža izvedene raziskave je predvsem v metodološkem pristopu geološkega obravnavanja zakraselih terenov in v izdelavi kolikor mogoče zanesljivega vsebinskega in grafičnega prikaza geološke zgradbe na kartah, ki naj rabijo nadaljnjemu tovrstnemu delu v sosednjih ali drugih terenih. V sklepnem poglavju so zbrani rezultati in nakazani nerešeni problemi.

STRATIGRAFSKO-LITOLOŠKI PODATKI

Zgornjetriasne in jurske plasti

Severno obrobje obravnavanega ozemlja med Strmico na zahodu, Zelšami na vzhodu ter Grahovše in Unško polje gradi zgornjetriasni dolomit. Severno od Ivanjega sela prehaja v jurske kamnine in sicer v bituminozni zrnati dolomit ter v temno sivi mikritni apnenec z lateralnimi prehodi v porozni dolomitizirani apnenec. Litološke značilnosti teh kamnin je podrobneje opisal J. Čar (1982), zato jih tokrat ne bomo ponovno obravnavali. Omenjamo le, da je značilno plastnat, laminaren in stromatoliten zgornjetriasni dolomit na obrobju hrušiškega pokrova in v širši prelomni coni idrijskega preloma močno pretrt, pogostoma v izrazito milonitno moko in zdrob.

Spodnjekredne plasti

Te plasti so med Logačo, Planino in Zelšami ter severnim pobočjem Javnornikov (Golobičevca 790 m, Nadlišček 712 m). Na vzhodni strani so pokrite s pleistocenskimi sedimenti Unškega in Cerknškega polja, na zahodni strani, ob Počivalniku (721 m) in Koliševskem vrhu (753 m) pa prehajajo v spodnjekredne plasti.

Spodnjekredna starost je dokazana s stratigrafsko lego, z mikro- in makrofavno (M. Pleničar, 1961) ter z značilno litološko sestavo. Bliže cesti Postojna—Planina so razgaljeni zgornji, bliže Cerknškemu polju pa spodnji litostratigrafski členi.

Ob zahodnem obrobju Cerknškega polja in tja do Rakovega Škocjana se razkrivajo barremijski in spodnjeaptijski skladi, ki se odlikujejo po vključkih dolomitiziranega apnenca, dolomita in roženca. Na priloženi karti in litološkem stolpcu (sl. 1) vidimo, da imamo med Cerknškim poljem in cesto Postojna—Planina razgaljene ploščnate, skladnate in debeloskladnate apnenca, kjer se vmes vsakih 80 do 100 m ponovijo leče ali plasti peščenega dolomita, roženastega apnenca in apnenčeve breče. V nekem profilu vzhodno od Jagničerovega (690 m) leži 20 cm debela plast roženca in breče na skladnatem apnencu, ki vključuje ostanke rekvienij. Verjetno gre za organogeni apnenec barremijske

stopnje, saj se tedaj ti fosili prvič pojavljajo, če se opremo na preučene spodnjekredne plasti bližnjega Kočevskega (M. Pleničar in L. Šribar, 1983).

Številni mikrofosili (rekvienije, monopleure) se pojavljajo tudi v apnencih aptijske in albijske starosti, ki so na našem ozemlju razgaljeni v širokem pasu med severnim obrobjem Javornikov in Planino. Zahodno od Rakovega Škocjana smo našli med spodnjim in zgornjim aptijem lokalno razvito emerzijsko ravnino. Nad njo opazujemo plitvovodne in nadplimske sedimente, ki se vlečejo od Jagničerovega (690 m) mimo Velikega naravnega mostu proti avtocesti Postojna—Unec. Povsod se menjavajo peščen bituminozen dolomit s prehodi v dolomitni peščenjak, nadplimski konglomerat in debelozrnata do blokovna breča. Breča je sestavljena iz odlomkov temno sivega mikritnega apnenca, roženca in peščenega dolomita. Klasti ležijo v svetlejši peščeni, dolomitno-laporasti osnovi ali pa so zlepljeni z boksitnim vezivom. Njihov bočni ekvivalent predstavlja tanko plastnat, skoraj črn apnenec z laporastimi vložki. Plitvovodno in nadplimsko sedimentacijo zaključuje do nekaj metrov debela plast temno sivega, bituminoznega apnenca s številnimi rekvienijami in monopleurami ter lateralnimi prehodi v lumakelo.

Precej manj vložkov plitvovodnih kamnin opazujemo v apnencih severno od avtoceste in železnice Postojna—Unec. V značilnem temno sivem, srednje do tanko plastnatem aptijsko-albijskem apnencu najdemo nepravilno razporejene leče temno sivega bituminoznega peščenega dolomita in apnenca z roženci. Vseh tankih leč na stratigrafsko-litološki karti (sl. 1) nismo mogli prikazati, pač pa omenjamo več deset metrov debel dolomitno-apneni horizont nad Planinsko jamo, ki se odtod vleče do Počivalnika (721 m) in se nadaljuje v zahodno in južno obrobje Golobičevca (790 m). V spodnjem delu prevladuje temno sivi bituminozni dolomit, v zgornjem delu pa se enak dolomit menjava s skoraj črnim tankoplastnatim apnencem. Na južnem pobočju Počivalnika prehajajo opisane kamnine lateralno v svetlo sivi satasti apnenec. Podobne razmere smo opazili tudi v tektonski luski Logače.

Pestřejši razvoj spodnje krede je v njenem najvišjem delu, in sicer na terenu severozahodno od Počivalnika. Na značilnem aptijsko-albijskem apnencu leži najprej apnenec z roženci, potem pa različno debeli skladi kalkarenita z vložki svetlega do temno sivega apnenca. Ponekod prehaja kalkarenit v apnenčev peščenjak. Bočna ekvivalenta opisanih kamnin sta svetlo siv zrnat dolomit ali rumenkasto bel zrnat apnenec. Te spodnjekredne plasti seka šibkejša erozijska diskordanca, ki je na območju Jelenčka (686 m) dokaj izrazita, severno od tod pa precej manj. V pobočju južno od Planine se diskordančna ploskev naslanja na prelom, tako da je stik med spodnjo in zgornjo kredo od tod naprej tektonski (sl. 1).

Zgornjekredne plasti

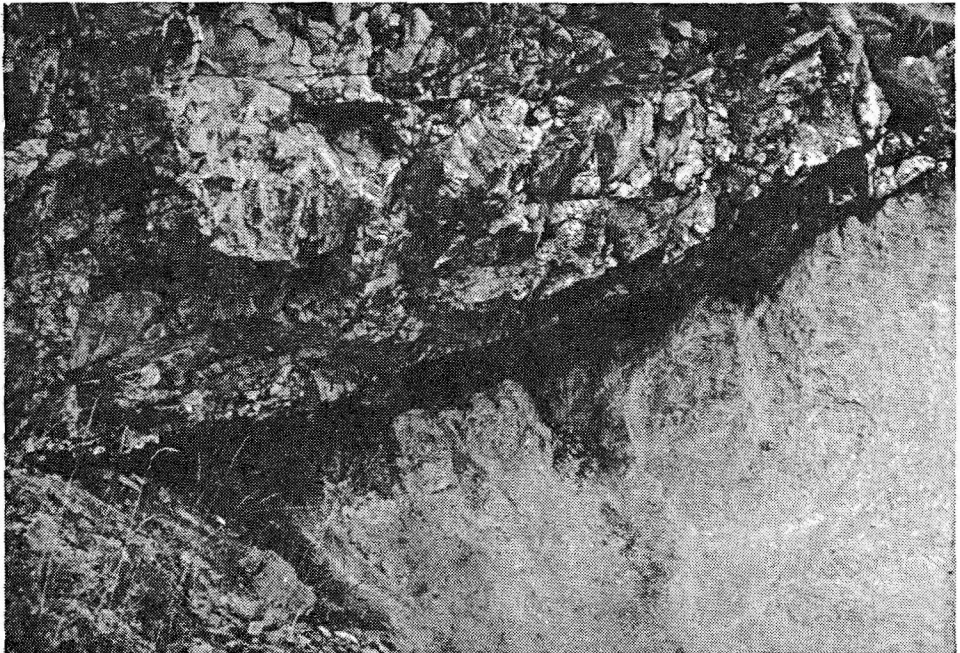
Na območju Jelenčka (686 m) leži neposredno nad diskordanco debelo zrnata do blokovna breča. Bočno in vertikalno prehaja v svetlo sivi do beli, v glavnem neplastnat, z makrofosili bogat apnenec. Kamnina je sedimentološko biostromni biolitit s prehodi v lumakelo. Iz tega horizonta omenja M. Pleničar (1961, 1963) ostanke radiolitov, kaprinid, hondrodont in nerinej, kar govori že za zgornjekredno starost.

Na opisanih plasteh je sivi do svetlo sivi, v splošnem debeloskladnati apnenec z bolj ali manj enakomerno porazdeljenimi preseki rudistov. Sledi horizont, kjer se menjavata debeloskladnata svetlo sivi biolitit in sivi ali temno sivi mikritni apnenec. Med Koliševskim vrhom (753 m) in Travnim vrhom (738 m) je apnenec tankoplastnat, porozen in luknjičav ter dolomitiziran, navzgor prehaja v ozko lečo svetlo rumenkasto sivega dolomita, ki ima značilne plitvovodne izsušitvene razpoke, stromatolitne prevleke in geopetalne teksture.

Nad dolomitno lečo leži sivi do svetlo sivi apnenec z nepravilno razporejenimi preseki rudistnih školjk. Pri Vodnem dolu prehaja skladnat apnenec v svetlo sivi do beli organogeni apnenec s prehodi v lumakelo. Apnenec je največkrat tanko, včasih debeloplastnat, tu in tam tudi masiven. Kjer plastnatost ni opazna, se kamnina nepravilno gomoljasto kroji. Apneni različki so bogati z rudistnimi školjkami, predvsem radioliti. Po zrnivosti so kamnine kalkareniti s prehodi v kalkrudite. Verjetno so nastajali na obsežnih plitvovodnih biostromah, zato jih označujemo kot biolitite.

Po OGK list Postojna (1967), M. Pleničarju (1961, 1970) so obravnavane kamnine turonijske starosti.

Nad turonijskimi skladi leži sivi ali svetlo sivi debelo plastnat apnenec z bolj ali manj enakomerno razporejenimi preseki rudistnih školjk. Ti so v splošnem manjši kot v spodnjih skladovnicah zgornjekrednih kamnin (J. Čar,



Sl. 3. Tektonska krpa pri Uncu, na zgornjetriasni dolomit je narinjen spodnjekredni apnenec. Foto: J. Čar

Fig. 3. Tectonic slice by Ubec, Lower Cretaceous limestone is over-thrusted on the Upper Triassic dolomite. Photo: J. Čar

1982). Poleg radiolitov opazujemo v apnencih še preseke hipuritov in sabinih ter številne ostanke foraminifer in različnih alg. V okolici Pivke jame najdemo poleg njih še dobro ohranjene velike foraminifere rodov *Keramospherina*, *Archaias* in *Dicyclina*, kakor jih je iz tamkajšnjih senonijskih plasti ugotovila K. Drobne (1981).

Na kartiranem ozemlju se zgornjekredne plasti zaključujejo s sivim do temno sivim, močno organogenim apnencem z vložki lumakele. Genetsko so te kamnine del plitvododne biostrome z obrobniimi organogenimi brečami.

TEKTONSKE RAZMERE

Starejša premikanja

Kredni skladi obravnavanega ozemlja kažejo, da se je sedimentacija odvijala pod vplivom epirogenetskih premikanj. Kratkotrajni subaeralni pogoji se odražajo v teksturah dolomitnih in apnenčevih skladov ter v nadplimskih brečah in konglomeratih, pa tudi v lokalnih emerzijah in šibkih erozijskih površinah, ki so vidne v kamninah srednjega dela spodnje krede in na prehodu iz spodnje v zgornjo kredo. Za natančnejšo kronostratigrafsko opredelitev bi bile potrebne ustrezne paleontološke raziskave.

Narivne strukture in gube

Po severnem delu kartiranega ozemlja poteka narivnica med hrušiškim pokrovom in snežniško narivno grudo (L. Placer, 1981). Narivnico z vpadom od 25° do 45° proti NV ali NE smo sledili od Logače mimo Planine in Hasberka do Unca, kjer se prisloni na grčarevski oziroma zalin prelom (J. Čar, 1982). Narivno zgradbo potrjujejo erozijske krpe zdrobljenega zgornjetriasnega dolomita na spodnjekrednem apnencu južno od Unca in pri Medvedovi peči (sl. 2). Ob stari unški cesti je slivško tektonsko-erozijsko okno, kjer izpod milonitiziranega dolomita hrušiškega pokrova pogleda na dan kredni apnenc snežniške narivne grude. Podobne strukture so še ob železniški progi na jugovzhodnem obrobju Unškega polja. Zanimiva narivna deformacija je razvita na pobočju nad Logačo. Zaenkrat smo jo imenovali planinska narivna luska. Šibka narivnica na stiku med hrušiškim pokrovom in snežniško narivno grudo omejuje lusko krednih kamnin od zgornjega dela spodnjih in najnižjega dela zgornjekrednih kamnin v talnini. Kot posebnost omenjamo še narivno lego močno pretrtega spodnjekrednega apnenca na »glavnem« dolomitu pri Uncu (sl. 3).

Narivni kontakt pokrova in snežniške narivne grude je torej znatno bolj zamotano sestavljen kot ga prikazujejo in opisujejo doslej objavljene geološke karte in študije. Predvsem je razvit v širši narivni coni, ki se odraža v močno pretrtem dolomitu Unškega polja, Rakeka in Cerkniškega polja, pa tudi v sekundarno nagubanih krednih skladih kartiranega ozemlja.

V obravnavanem delu snežniške grude vpadajo skladnati apnenci najbolj pogostno za okrog 20° proti jugozahodu, zahodu in severozahodu. Na krajše razdalje se slemenitev spreminja v ploščnatih, na daljše v skladnatih in debeloskladnatih apnencih, sicer pa najbolj pogostno ob prelomih.

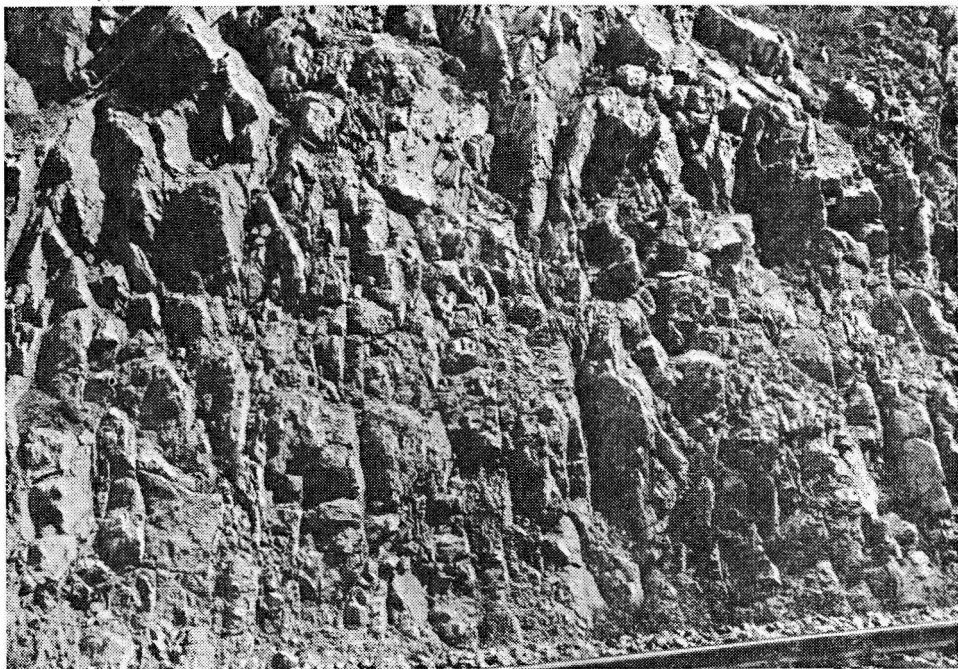
Manjše sinklinale in antiklinale opazujemo na območju Rakovškega griča (646 m) in Laškarjevega kota nad Malni ter ob Počivalniku (721 m), med večje gube pa štejejo postojnsko antiklinalo in studenško sinklinalo, ki ju je poimenoval R. Gospodarič (1976). Antiklinalna struktura je bila najdena

tudi na območju Golobičevca (790 m). Gube imajo smer NW-SE in tonejo pod kotom od 20° do 30° proti severozahodu, kar se ujema z razvojem tektonskih deformacij, kakor jih je za zahodno Slovenijo pojasnil L. P l a c e r (1981).

Vsekakor je za obravnavano ozemlje značilno, da so plasti dokaj položne, pa čeprav so ob številnih prelomih pretrgane in zasukane. V tem pogledu se zgradba obravnavanega dela snežniške narivne grude razlikuje od zgradbe ob severovzhodnem obrobju Pivške kotline, kjer so zgornjekredni skladi strmi in celo narinjeni na fliš (R. G o s p o d a r i č 1976), ter od zgradbe hrušiškega pokrova, kjer so zgornjetriasni dolomiti nagnjeni tudi čez 40° proti severu in severovzhodu.

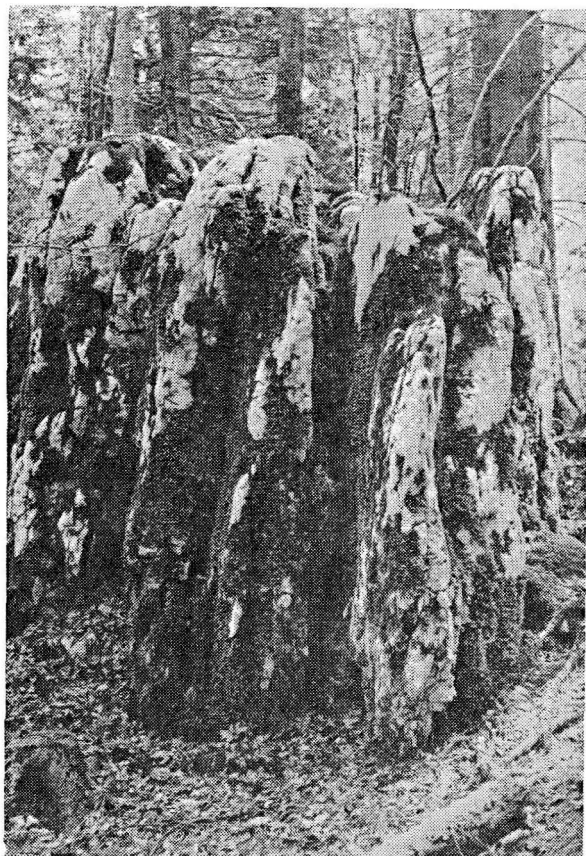
Prelomne deformacije

Različno skladnate kamnine so različno na gosto razpokane in prelomljene. Po podatkih R. G o s p o d a r i č a (1970, 114) povzemamo, da imamo v območju Rakovega Škocjana najbolj številne N-S, E-W in NE-SW usmerjene razpoke. Ker glede na orientacijo niso povezane s slemenitvijo skladov, so verjetno nastale pri prelomnih deformacijah. Tudi z območja postojnske antiklinale je objavljen zbirni diagram razpok in prelomov (R. G o s p o d a r i č 1973, 487), ki kaže s prelomi NW-SE in NE-SW smeri vzporedne razpoke in še izraženo njihovo skupno smer N-S.



Sl. 4. Spodnjekredni apnenec pri Hudem kamnu nad Uncem, tektonsko porušena cona. Foto: J. Čar

Fig. 4. Lower Cretaceous limestone at Hudi kamen by Unec. Crushed fissured zone structure. Photo: J. Čar



Sl. 5. Zgornjekredni neplastnat apnenec na Koliševskem vrhu, močna razpoklinska cone. Foto: J. Čar

Fig. 5. Upper Cretaceous limestone at Koliševski vrh Mts., strong fissured zone structure. Photo: J. Čar

Osnovnih značilnosti posameznih prelomnih deformacij (smer, značaj, obliko in prostorski obseg), ki smo jih ugotovili pri kartiranju, ne bomo podrobneje obravnavali, saj so razvidne iz priložene tektonske karte (sl. 2). Pač pa bomo komentirali tiste splošne kinematske podatke, ki so ugotovljivi neposredno iz geometrije prelomnih deformacij. Pri tem moramo poudariti, da so, skladno z metodologijo kartiranja, na tektonski karti izrisane prelomne cone glede na bolj ali manj pretrte kamnine, ki se ob njih pojavljajo, ne pa po njihovem kinematskem pomenu. Zdrobljene, porušene in razpoklinske cone (sl. 4 in 5) smo terensko definirali po postopkih in kriterijih, ki jih je opredelil J. Čar (1982).

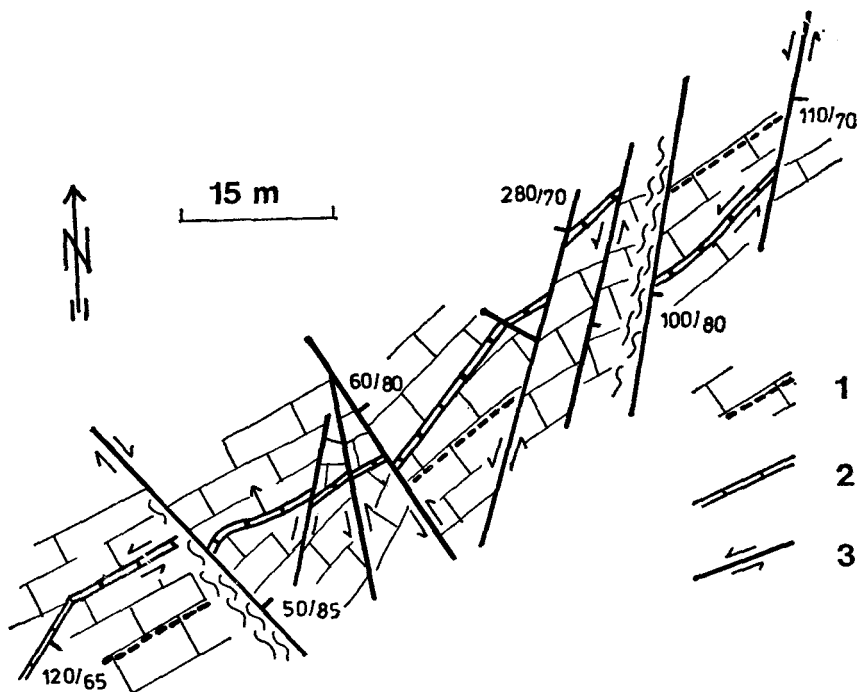
Ugotovljene tektonske razmere kažejo, da moramo prišteti ozemlje med Postojno, Uncem in Cerknico k prehodnemu območju med idrijskim prelomom ob Planinskem polju in predjamskim prelomom na vzhodnem obrobju Pivške kotline.

Iz prelomnih deformacij, prikazanih na tektonski karti (sl. 2), sklepamo na štiri obdobja disjunktivnega premikanja, ki verjetno pripadajo isti tektonski fazi.

V prvem obdobju so nastale in bile aktivne prelomne cone v smeri NE-SW. Da gre za prelome 1. generacije sklepamo po značilnih kataklastih, ki jih spremljajo, in po dejstvu, da jih »dinarsko« usmerjeni prelomi dosledno sekajo. Prelomna cona se odraža v regenerirani, močno sprijeti tektonski breči ter v ešaloviranih razpokah, ki jih zapolnjuje beli kalcit. Izrazito razvit tovrstni prelom poteka po »dolini« avtoceste med Postojno in Uncem, kjer je v cestnih usekih videti genetska razmerja med prelomi.

V enem izmed usekov (sl. 6) so manj kot meter debeli skladi apnenca prelomljeni z valovitimi dislokacijami NE-SW smeri, ki enkrat sklade sekajo, drugič v njih ostajajo. Na njihovih drsnih ploskvah, tudi zrcalih, so vidne starejše vodoravne in mlajše spustne raze. Izgleda, da se je ta 1. generacija prelomov razvila iz prvotnih vzdolžnih razpok v skladih in bila kasneje udeležena pri vseh nadaljnjih deformacijah.

Prelomi 1. generacije so bili brez izjeme s skladi vred presekanani z navpičnimi in strmimi zmirki 2. generacije v smeri NW-SE. Zmirke spremljajo številne dobro razvite zdrobljene, porušene in razpoklinske cone (sl. 5) v smereh N-S in NNE-SSW. Odsotnost »prečnodinarskih« prelomov je po našem mnenju pomembna posebnost drugega obdobja premikov na kartiranem ozemlju.



Sl. 6. Tloris prelomov ob cesti Postojna—Unec. 1 — skladi spodnjekrednega apnenca z drsinami ob lezikah, 2 — prelomi 1. generacije, 3 — zmirke 2. in 3. generacije s tektonsko brečo

Fig. 6. Groundplane of faults at Postojna—Unec road. 1 — Lower Cretaceous limestone beds with striation on the bedplanes, 2 — 1st generation of faults, 3 — 2nd and 3rd generation of wrench faults with tectonic breccia

Prelomne cone 2. generacije sekajo zelo na gosto celoten obravnavani teren. Dobro so vidne med Pivško kotlino in Unškim poljem ter avtocesto in severnim obrobjem Javornikov. Okrog Rakovega Škocjana pa je ta prelomna generacija zakrita z mlajšimi premiki. Med najmočnejše prelome obravnavane faze štejemo »dinarsko« usmerjeni vodendolski in koliševski prelom ter porušeno cono zahodno od Jagničerova (690 m). Najlepše razvite cone opazujemo še severozahodno od Koliševskega vrha (753 m) in vzhodno od Suhega vrha (670 m).

Najmanj definirani so premiki 3. generacije. Nastali so bodisi sočasno s premiki 2. generacije ali pa nekoliko pozneje. Ponovno je bila reaktivirana prelomna cona v smeri NE-SW skozi Postojnska vrata. Na to kaže potek različnih prelomnih con druge generacije, ki se iz območja NW od avtoceste ne nadaljujejo neposredno v podnožju Javornikov. V depresiji Postojnski vrat se pojavljajo tudi široke in izrazite pretrte cone v smeri NNE-SSW s svojskimi karakteristikami, ki jih pri drugih prelomnih generacijah nismo opazili.

K 4. generaciji premikanj prištevamo širšo prelomno območje idrijskega preloma z vsemi spremljajočimi pretrtimi conami (sl. 4). Te dosledno sekajo vse starejše prelomne faze in so delno še aktivne. Poleg idrijskega, koliševskega, milavčevega in grahovškega preloma, ki gradijo tektonsko mrežo jugozahodnega obrobja Planinskega polja, sekajo kartirano ozemlje še grčarevski (zalin), škanski, rakovski in nadliški prelom. Njihov zmični značaj dokazujejo gladke drsne ploskve, do več 10 m debele leče tektonskih breč in milonita ter za več 100 m prestavljeni paketi kamnin. Naštete prelome spremljajo zdrobljene, porušene in razpoklinske cone N-S smeri ter izrazite pretrte cone v »prečnodinarski« smeri med Rakovim Škocjanom in obrobjem Cerknškega polja.

RAZMERJE MED GEOLOŠKO ZGRADBO IN JAMSKIMI SISTEMI TER KRAŠKIM RELIEFOM

V stratigrafsko-litološko in tektonsko karto smo vrisali vodne in suhe rove Postojnske in Planinske ter Tkalce jame, Zelških jam in obeh Karlovic, kakor jih doslej poznamo. Če primerjamo potek njihovih rovov z geološko zgradbo, se pokažejo nekatere zanimive zveze, ki doslej niso bile znane.

Vodni rovi Velike Karlovice so najbolj razčlenjeni v nepretrtih položnih skladih spodnjekrednega apnenca med prelomi NW-SE in NE-SW smeri, oba sklepna sifona pa sta nastavljena ob prelomih NE-SW smeri (R. Gospodarič, 1970, pril. 2), ki na površju potekajo čez Škanski grič (962 m) in Nadlišek (712 m). Domnevamo, da se onkraj sifonov vodna kanala vijugavo nadaljujeta v nepretrtem bloku vse tja do 700 m oddaljenega pritočnega sifona v Zelških jamah. Vodni rovi Male Karlovice in Svinjske jame se nadaljujejo v bloka apnenčevih in dolomitnih plasti, ki sta po dolgem omejena s prelomi NE-SW smeri. Glede na relativno hiter pretok ponorne vode (R. Gospodarič, P. Habič, 1980), so neznan kanal verjetno dokaj enotni in nerazčlenjeni, kar še posebej velja za tisti krak, ki dovaja izvirno vodo v Kotlič. V omenjenih blokih so tudi udornice Globoke doline, udornice Zelških jam in depresija Rakovega Škocjana s tamkajšnjimi izviri Raka.

V manj pretrtem bloku je vodni rov Tkalce jame, ki ima prvi sifon v aptijski sedimentacijski breči, sklepnega pa v ploščnatih apnencih že prav blizu

prelomov 1. generacije NE-SW smeri, za katere smo ugotovili, da so bili aktivni pri vseh tektonskih premikanjih, lahko celo prav do holocena.

Proti severozahodu, k Rakovemu rokavu Planinske jame usmerjeni neznani vodni rovi potekajo vzporedno s skladi, ne da bi jih pri tem ovirali prelomi NW-SE smeri. Ti izrazito omejujejo predel Unške koliševke in Laškarjevega kota ter pridejo do veljave pri sklepnem sifonu Pivškega rokava Planinske jame. Ta je v pretrti coni koliševskega preloma, ki je z dosedanjimi potapljaškimi raziskavami še ni uspelo prečiti. V enakih strukturah sta tudi sifona v 2 km oddaljeni Pivki jami, prvi v prelomni coni z značilno stopničasto zgradbo v pobočju severno od vhoda v Pivko jamo, drugi pa v tektonskih brečah vodendolskega preloma.

V smereh sklepnih delov Rakovega rokava in Pivškega rokava se odraža verjetno tudi vpliv regeneriranih prelomov 1. generacije NE-SW smeri, ki ga slutimo tudi v legah udornic okrog Vodnega dola in slepe doline Risovec ter v poteku vodnih rovov Črne jame in Pivke. Povsod tod gre za aktivne vodne rove, ki so usmerjeni pravokotno na nagubane sklade. Tak potek vodnih rovov, vsaj za Postojnski jamski sistem, doslej ni bilo možno zadovoljivo pojasniti z geološke strani (R. G o s p o d a r i č 1976), pokazana povezava s prelomi pa morda olajšuje pot k iskani rešitvi.

Pri terenskem delu smo opazovali tudi povezave med geološko zgradbo in kraškim reliefom. Zbrano gradivo pa še ni obdelano, saj so se k povsem geološkim problemom priključili tudi morfološki, analitični postopki pa v ta namen še niso usklajeni.

Že pri doslejšnjem znanju tektonske zgradbe so bili znani prevladujoči NW-SE prelomi, ki so jim vzporedna nekatera pobočja dolin oziroma grebenov, robovi ravnikov in depresij, da omenimo npr. severno pobočje Javornikov ter mejo med postojnsko in planinsko morfološko stopnjo. Prav tako so bile izvedene primerjave med lokacijami udornic oziroma podzemeljskih rovov in temi prelomi, npr. za Veliko Karlovico in Postojnski jamski sistem (P. H a b i č 1982). Povsod so slutene genetske povezave, pri tem pa še posebej mišljene časovno usklajene tektonske deformacije in morfološke spremembe. Predvsem gre za posledice relativnega dviganja ali spuščanja reliefnih enot in v njih izdolbljenih delov kraških jam ob prelomnih conah. V geološko-morfološko analizo so torej vključeni izredno zanimivi geokronološki problemi, ki bi jih morali rešiti, če bi hoteli pojasniti razvoj geološke zgradbe ter razvoj površinskega in podzemeljskega kraškega reliefa v neogenu in kvartarju.

SKLEP

Pri geospeleološkem preučevanju Notranjskega krasa smo kartirali ozemlje med Postojno, Planino in Cerknico. Pri delu smo dosedanje znanje iz geoloških, speleoloških in hidrogeoloških razprav dopolnili z novimi litološkimi in tektonskimi ugotovitvami. Pri terenskem delu in obdelavi podatkov (sl. 1) smo uporabljali metodologijo podrobnega geološkega kartiranja kraškega reliefa, kakor jo je na primeru Planinskega polja in sosednjih terenov razvil J. Č a r (1981, 1982).

Kras med Postojno, Planino in Cerknico gradijo kamnine spodnje in zgornje krede (M. P l e n i č a r, 1961, 1968), kjer so skladovnice mikritnega apnenca

z vložki zrnatega bituminoznega dolomita, roženastega apnenca, kalkarenita, nadplimskega konglomerata in apnene breče z dolomitnim in boksitnim vezivom iz spodnje krede, skladovnice debeloskladnatega mikritnega in organogenega plitvomorskega apnenca z rudistno in foraminiferno favno pa iz zgornje krede (M. Pleničar, 1961, 1970; R. Gospodarič, 1976; K. Drobne, 1931). Med plastmi spodnjega in zgornjega aptija je najdena emerzija, ki se lahko vzporeja s podobno prekinitvijo v spodnjekrednih plasteh na Kočevskem (M. Pleničar, L. Šribar, 1983), med spodnjekrednimi in zgornjekrednimi skladi pa lokalne erozijske površine.

Tektonske razmere obravnavanega ozemlja se odražajo v epirogenetskih premikanjih v kredni periodi, v orogenetskih narivnih in nagubanih deformacijah po eocenu ter v prelomnih deformacijah iz neogena in kvartarja, kar se sklada z tektonskim razvojem zahodne Slovenije (L. Placer, 1981).

V posteocenski periodi narivanja je bil narinjen zgornjerasni dolomit (hrušiški pokrov) na kredne kamnine snežniške narivne grude. Kontaktna narivna cona z manjšimi tektonskimi krpami in okni je vidna med Strmico, Planino in Zelšami. V tej periodi narivanja so bili položno nagnjeni in nagubani tudi skladi obravnavanega dela snežniške grude. Ta ugotovitev se razlikuje od dosedanjih interpretacij tega terena (M. Pleničar, 1970; R. Gospodarič, 1976), ki so NW-SE usmerjene gube uvrščale v prve in samostojne plikativne deformacije, iz katerih bi se naj kasneje razvili pokrovi. Na tektonski karti in njeni legendi (sl. 2) so podrobno razčlenjene in opisane prelomne deformacije. Opredeljene so po prostorski orientaciji in po tektonsko deformiranih kamninah (sl. 3, 4, 5 in 6) v zdrobljenih, porušeni in razpoklinskih conah. Prelomne deformacije so nastale v štirih obdobjih (generacijah) disjunktivnega premikanja, prva ima NE-SW smer, druga NW-SE smer, tretja je oživiljena NE-SW smer, četrto generacijo pa sestavljajo prelomi širše cone idrijskega preloma. Ti sekajo vse starejše strukture in so aktivni še danes.

Navedeno starostno zaporedje prelomnih deformacij je na obravnavanem terenu ugotovljeno prvič. Zato bo treba z nadaljnji tovrstnimi raziskavami snežniške grude in sosednjih tektonskih enot nadaljevati, da bomo ugotovljeno zaporedje dopolnili, potrdili ali ovrgli.

S podrobnejšim znanjem litološke in tektonske sestave zakraselih kamnin smo poskušali pojasniti tudi nekatera razmerja med geološko zgradbo in kraškimi pojavi na površju in v podzemlju.

Poudarjamo predvsem pomen prelomnih con NE-SW pri usmeritvi mlajših vodnih rogov v Postojnski in Planinski jami ter pomen NW-SE prelomov, ob katerih se javljajo sifoni in udornice. Ob znani geološki zgradbi bo možno tudi pojasniti kraški relief na površju, njegove nize vrtač, številne dole in vzpetine ter meje večjih morfoloških enot. V tem pogledu je prve korake opravil že P. Habič (1982), nadaljnje pa bomo zastavili v bodoče.

LITERATURA

- Breznik, M., 1962: Akumulacija na Cerkniškem in Planinskem polju. *Geologija* 7, 119—149, Ljubljana.
- Čar, J., 1982: Geološka zgradba požiralnega obroba Planinskega polja. *Acta carsologica SAZU*, 10 (1981), 75—105, Ljubljana.
- Drobne, K., 1981: Značilne foraminifere in njih združbe v podlagi danijskih plasti. Zbornik referatov. Simpozij o problemih danijskega karsta, Postojna 1981, 85—97, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1970: Speleološke raziskave Cerkniškega jamskega sistema. *Acta carsologica SAZU*, 5, 111—169, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1973: Preučevanje razpok s pomočjo njihovih struktur. Sedmi kong. geologov Jugoslavije 1971, 485—502, Zagreb.
- Gospodarič, R., 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. *Acta carsologica SAZU*, 7, 8—135, Ljubljana.
- Gospodarič, R., P. Habič, 1976: Underground Water Tracing. Investigations in Slovenia 1972—1975. Institute for Karst Research, 1—312, Ljubljana.
- Gospodarič, R., P. Habič, 1979: Kraški pojavi Cerkniškega polja. *Acta carsologica SAZU*, 8 (1978), 11—156, Ljubljana.
- Gospodarič, R., J. Kogovšek, M. Luzar, 1983: Hidrogeologija in kraški izviri v Rakovem Škocjanu. *Acta carsologica SAZU*, 11 (1982), 19—40, Ljubljana.
- Habič, P., 1982: Kraški relief in tektonika. *Acta carsologica SAZU*, 10 (1981), 23—44, Ljubljana.
- Kossmat, F., 1897: Ueber die geologische Verhältnisse der Umgebung von Adelsberg und Planina. *Verh. Geol. R. A.*, 78—84, Wien.
- Kossmat, F., 1905: Erläuterungen zur geologischen Karte Haidenschaft und Adelsberg, 1—56, Wien.
- Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, 1:100.000, 1967, Beograd.
- Placer, L., 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. *Geologija*, 24/1, 27—60, Ljubljana.
- Pleničar, M., 1953: Prispevek h geologiji Cerkniškega polja. *Geologija*, 1, 111—117, Ljubljana.
- Pleničar, M., 1961: Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. *Geologija*, 6, 22—145, Ljubljana.
- Pleničar, M., 1968: Kreda v severozahodnih Dinaridih. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, 1968, 89—95, Geološki zavod in Slovensko geološko društvo, Ljubljana.
- Pleničar, M., 1970: Tolmač za Osnovno geološko karto, list Postojna, 1—62, Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Pleničar, M., L. Šribar, 1983: Kredni skladi med Kočevjem in Krko. *Geološki zbornik FNT*, 4, 47—79, Ljubljana.
- Premru, U., 1982: Geološka zgradba južne Slovenije. *Geologija*, 25/1, 95—126, Ljubljana.
- Ravnik, D., 1976: Kameninska podlaga Planinskega polja. *Geologija*, 19, 291—315, Ljubljana.

Neobjavljena dela

- Čar, J., 1981: Vpliv geoloških elementov na razvoj kraških pojavov na ozemlju med Planinskim poljem in Rakovim Škocjanom. Tipkano poročilo, 1—25, arhiv RPC Idrija in IZRK ZRC SAZU Postojna.
- Čar, J., 1982a: Vpliv geoloških elementov na razvoj kraških pojavov na širšem območju Koliševskega in Travnega vrha. Tipkano poročilo, 1—16, arhiv RPC Idrija in IZRK ZRC SAZU Postojna.
- Čar, J., 1983: Vpliv geoloških elementov na razvoj kraških pojavov na širšem območju Pivke in Črne jame. Tipkano poročilo, 1—14, arhiv RPC Idrija in IZRK ZRC SAZU Postojna.

ABOUT GEOLOGY OF KARST AMONG POSTOJNA, PLANINA AND CERKNICA

Summary

While carrying out karst of Notranjsko geospeleological landscape analysis, the area among Postojna, Planina and Cerknica has been adequately mapped. The previous knowledge based on geological, speleological and hydrological studies (F. Kosmat, 1905; M. Pleničar, 1961, 1963, 1970; R. Gospodarič, 1970, 1973, 1976; R. Gospodarič and P. Habič, 1976, 1980; R. Gospodarič, J. Kogovšek and M. Luzar, 1983) has been completed by new stratigraphico-lithological and tectonic statements. At field work, data treatment and results evaluation the methodology of detailed geological mapping of the karst relief was used as it was developed on the example of Planina Polje by J. Čar (1982).

The karst among Postojna, Planina and Cerknica is built by the rocks of Lower and Upper Cretaceous (M. Pleničar, 1961, 1963). The Lower Cretaceous is composed by characteristically bedded micritic limestones with inliers of granular bituminous dolomite, limestone with cherts, calcarenite, mud pebble conglomerate and argillaceous breccia with dolomitic and bauxite matrix (Fig. 1). There are two horizons of pachiodontic shells, one from Barremian and the other from Aptian stage. Interrupted sedimentation was found between Lower and Upper Aptian and could be paralleled to similar interruption in Lower Cretaceous beds of Kočevsko (M. Pleničar and Šribar, 1983). Upper Cretaceous is built mostly by thick-layered micritic and organogenic shallow-sea limestones with some dolomite. They contain radiolithic and hippurite fauna and foraminiferae fauna, ranging them to Cenomanian, Turonian and Senonian stage (M. Pleničar, 1961, 1970; R. Gospodarič, 1976; K. Drobne, 1981; J. Čar, 1981, 1982). On the transition of Lower to Upper Cretaceous local emersion surfaces are seen.

Tectonic conditions were studied in detail and described on the base of tectonic map and its legend (Fig. 2). The structures were defined on the base of deformed rocks and space orientation. Older epirogenetic movements in Cretaceous period, orogenetic over-thrust and folded deformations in Post Eocene and faulted deformations in Neogene and Quaternary were distinguished, parallelly to geotectonical conditions in the western Slovenia (L. Placer, 1981).

The over-thrust of Hrušica nappe is seen among Strmica, Planina and Zelše where Upper Triassic dolomite covers the rocks of Lower and Upper Cretaceous in general, belonging to Snežnik thrust sheet in tectonical foot-wall. Smaller klippes and tectonic windows testify contact over-thrust zone which is deformed along younger faults (Fig. 3).

In Post Eocene period of main nappes over-thrusting the layers of treated part of Snežnik thrust sheet have been gently lowered and folded too. This statement differs from the previous tectonic interpretation of the area (M. Pleničar, 1970; R. Gospodarič, 1976) which ranged NW-SE directed folds to first and independent folded deformations from where nappes could be developed later.

Faulted deformations are reflected in faulted zones of 1st generation (NE-SW direction), in faulted zones of 2nd and 3rd generation (NW-SE and NE-SW reactivated direction) and in 4th generation of displacement along the Idrija fault zone. Faults of first generation were upheaved along wrench-faults of NW-SE direction (Fig. 6), dividing the rocks the most expressively into oblong tectonic settings. They are bounded and respun by crushed and jointed zones (Fig. 4, 5).

Fault deformations originated and were active in four periods of movements, possibly in the same orogenetic phase in Neogene. The cited age distribution of tectonic deformations on the treated region was stated for the first time. As similar deformations continue to adjacent regions, to entire Snežnik over-thrust sheet and also to Hrušica nappe we can expect the further similar informations from there.

With detailed study of lithologic and tectonic structure of karstified rocks we could explain the relations between geologic setting and karst phenomena on the surface and in the underground. The importance of fault-zones of NE-SW direction is specially accentuated at the direction of younger water channels in Postojna and

Planina Caves, as well as the importance of NW-SE directed faults, where siphons and collapse dolines occur. Knowing geologic structure it will be easier to explain karst relief on the surface, distribution of dolines series, several troughs and upheavals as well as borders of bigger morphological units. The first steps were done by P. Habič (1982), the further comparisons can be achieved in future.

PREPROST MODEL PREOBLIKOVANJA UDORNIC

(Z 3 SLIKAMI IN 2 PRILOGAMA)

**A SIMPLE MODEL OF THE COLLAPSE
DOLINES TRANSFORMATION**

(WITH 3 FIGURES AND 2 ANNEXES)

FRANCE ŠUŠTERŠIČ

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984

Vsebina

Izvleček — Abstract	109 (3)
UVOD	109 (3)
PROSTORSKA PREDSTAVITEV UDORNIC	112 (6)
DEFINICIJA UDORNICE	118 (12)
ENAČBA PLAŠČNICE	121 (15)
PRAKTIČNA UPORABA ENAČBE PLAŠČNICE	125 (19)
SKLEP	128 (22)
LITERATURA	129 (23)
A SIMPLE MODEL OF THE COLLAPSE DOLINES TRANSFORMATION (Summary)	131 (25)

Naslov — Address

FRANCE ŠUSTERŠIČ, dipl. ing. geol., asistent
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Jugoslavija

Izvleček

UDK 551.44:513.768

Šušteršič France: Preprost model preoblikovanja udornic.

Avtor predstavlja matematični model preoblikovanja udornic, kjer je edini proces regresija pobočij. Najprej razvija merske parametre, ki nam podajo velikost in starostno stopnjo udornic. Ugotavlja, da jih potrebujemo pet. V nadaljnjem utemelji podrobnejšo formalno klasifikacijo udornic, nato pa izpelje enačbo plašča, to je živoskalnih pobočij, pokopanih pod melišči. Ugotavlja, da je oblika plašča edini kazalec zgodovine udornic. V zadnjem delu uporablja prej razvite enačbe za praktične izračune, ki jih zahteva vsakodnevno speleološko delo.

Abstract

UDC 551.44:513.768

Šušteršič France: A simple model of the collapse dolines transformation.

The author exposes a mathematical model of the collapse dolines transformation, if slope regression is the only active process. Firstly he develops the measuring parameters, needed to determine the dolines size, age and shape. He states that five parameters are crucial. As well he uses them to construct a more precised formal collapse dolines classification. The central point of the paper is the envelop (solid rock slopes buried under the scree) equation development. He states that the envelop is the only doline history estimator. In the last part the equations developed are used to some practical calculations, needed in every day speleology.

UVOD

Pričujoča razprava v marsičem temelji na mojih dosedanjih proučevanjih udornih pojavov v krasu (F. Šušteršič, 1968, 1973, 1974), vendar ni njihovo neposredno nadaljevanje. Na tem mestu skušam predvsem ugotoviti, kakšna je idealna oblika plašča, to je živoskalne ploskve, v katere se ostenja nadaljujejo pod melišči. Plašč je pri proučevanju centričnih kraških globeli posebnega pomena. Na njem je dobesedno zapisana zgodovina, medtem ko so melišča in ostenja kazalec, kje v svoji zgodovini se trenutno nahaja udornica, ki jo opazujemo.

Ker gre za pionirsko delo, se poslužujem čim enostavnejšega geometrijskega modela, prirejenega doslej zbranemu znanju o udornicah — pač v želji, da ostane tudi rezultat čim preglednejši. To pomeni, da bodo nadaljnja proučevanja privedla do zapletenejših modelov. Ti bodo bolj prilagojeni podrobno-stim, ki jih bodo razkrile nadaljnje terenske meritve, le osnovno načelo bo ostalo nedotaknjeno. Zato moramo praktične postopke, razvite v zadnjem poglavju, razumeti kot izračunavanje teoretskih približkov, ki se stanju v naravi prilagajajo pač toliko, kolikor se z njim sklada uporabljeni model.

Vsebina razprave je dovolj enovita, da bralcu prej navedenih člankov ni potrebno poznati. Pač pa zahtevata sama narava problema in izbrana pot proučevanja (matematično modeliranje), da vsaj približno pozna načela višje matematike, kot se predava na naših tehniških fakultetah (I. Vidav, 1975, 1976/a, 1976/b).

Delo je tako predvsem teoretično. Izpeljal sem enačbo plašča oz. njegovega preseka z navpično ravnino, to je plaščnice. Odtod sem izpeljal več praktično uporabnih obrazcev, npr. enačbo sprememb prostornine po polmeru in enačbo največjega možnega polmera. Prav tako sem razčistil nekatere podrobnosti pri

preslikovanju realnih udornic, tako da je izenačevanje merjenih in modelnih parametrov kolikor se da utemeljeno.

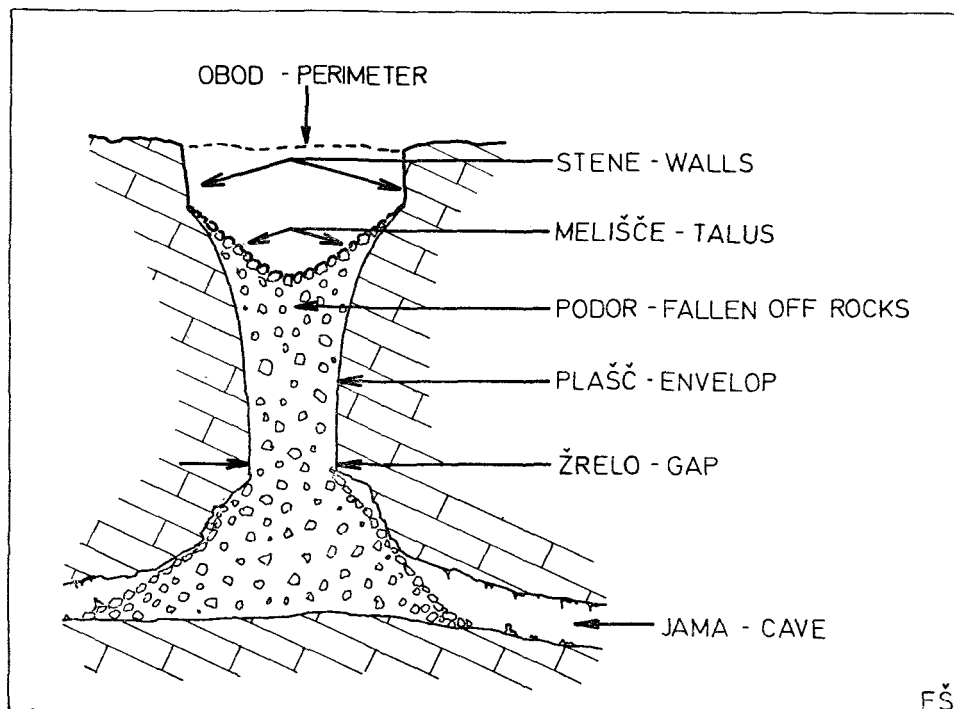
Matematično modeliranje zahteva tudi geomorfološko čista in jasna izhodišča. Med zaprtimi kraškimi globelmi srednjih velikosti daleč prevladujejo vrtače in udornice, ki se od globeli večjih izmer razlikujejo predvsem po svoji centričnosti. To pomeni, da skuša razvoj njihovih pobočij uravnovežiti točkovno motnjo v površju, ki je nastala s točkovno ojačanim odhajanjem mase v globino. V čistem krasu (F. Šušteršič, 1982) sploh vsa masa odhaja navpično, centrične kraške globeli pa nastajajo na mestih, kjer je ta proces glede na okolico sorazmerno močnejši. Procesu pospešenega odnašanja mase naj bi bila po dosedanjem znanju (H. Cramer, 1941, C. d'Ambrosi, 1961) v primerih vrtač in udornic različna in to je tudi izhodišče za njihovo vsebinsko razlikovanje. Zlasti je to nazorno v zahodnoevropskih terminologijah. Anglosasi npr. ločujejo »solution dolines« (= vrtače) od »collapse dolines« (= udornice).

Dokler traja kraško odstranjevanje mase, o centričnih kraških globelih težko govorimo kot o površinskih pojavih. Dosti bolje zadenemo, če jih imamo za površinske projekcije podzemskega zakrasevanja. V času pa, ko se ta proces ustavi in se skušajo uravnovežiti dotlej le pogojno stabilna pobočja, ne da bi odhajalo v globino kaj več mase, gre nedvomno za povsem površinske procese, ki pa niso kraški.

V nadaljnjem se posvečam tisti razvojni fazi, ko oblikujejo kraško globel le še površinski procesi in se mase premeščajo, ne da bi odhajale v globino; torej tedaj, ko je globel v celoti površinski pojav. Zato se da večino ugotovitev uporabiti tako pri proučevanju udornic, kot pri proučevanju vrtač. Vendar pa tako izključujemo poprejšnje dogajanje. Uporaba izključno termina »udornica« v nadaljnjem besedilu torej ni povsem utemeljena. Novega, ustrežnejšega izrazoslovja nisem uvajal predvsem zato, da bi ne rušil enotnosti s predhodnimi deli, pa tudi zato, ker so proučevani procesi pri udornicah dosti bolj opazni, kot pri vrtačah.

Brez pomena tudi ni dejstvo, da prihaja v terminologiji do drugačnih vsebinskih premikov. Kraške terminologije (npr. I. Gams et al., 1973, 29) se pri opisih gesel pravzaprav strinjajo, da našemu izrazu »udornica« ustreza anglosaški izraz »collapse doline«. (Vsebinsko enako tudi M. M. Sweeting, 1972, 64—65). Boljši poznavalci vsakdanjega angleškega jezika so pač opazili, da naši »udornici« bolj pritiče angleški pogovorni izraz »shake hole«, vendar ga strokovne terminologije večinoma odsvetujejo. Še manj so zadeve čiste v sami literaturi. Že od P. Lavallovih (1967, 1968) del, preko del H. Mc. Connella in J. M. Horna (1972) lahko zaznamo težnjo, da bi izrazu »collapse doline« priredili pomen naših »aluvialnih vrtač« ali »grezov«. V najnovejših delih (Ph. Kemmerly, S. K. Towe, 1978, Ph. R. Kemmerly, 1980) pa je to zapisano že eksplicitno. Očitno je definicija prešla z dogajanja v matični kamnini na dogajanje v krovlini — ali pa je to veljalo že od nekdaj in smo se ves čas napačno razumeli. Uvajanje nadaljnjih terminoloških sprememb v takem trenutku, bi po mojem mnenju predvsem povečalo zmedo, četudi bi bilo morda teoretično upravičeno.

Zato so tudi vprašanja identifikacije kolikor mogoče, potisnjena na stranski tir. Ugotovitve ustrezajo pač pojavom, za katere veljajo postavljena



Sl. 1. Uporabljena terminologija o podrobnostih v udornicah
 Fig. 1. The terminology about the collapse dolines details used

izhodišča. Ukvarjamo se torej s centričnimi globelmi, katerih stene se krushijo, nikakor pa ne plazijo ali podirajo v večjih blokih. Ob enem pa se moramo zavedati, da nas zanima oblikovanje živoskalnega plašča v času, ko odvajanja mase skozi žrelo ni več.

Vprašanju terminologije in identifikacije je blizu vprašanje, kakšne količine uporabljam pri nadaljnjem razmišljanju. Logično jih lahko razdelimo v tri skupine. V prvo spadajo vse tiste, ki jih merimo na udornicah v naravi, oz. jih izpeljemo neposredno iz merskih podatkov. V nadaljnjem jih opredeljujem s pridevnikoma »merski« ali »izmerjen«.

Skladne so jim količine, s katerimi opisujemo matematični model udornice. Ker je ta model geometrijsko pravilen, izhaja iz te pravilnosti še nekaj dodatnih parametrov, ki jih lahko definiramo samo na modelu. Vse te količine zaznamujem v nadaljnjem besedilu s pridevnikom »modelni«. Pri preračunavanju resničnih udornic izenačimo ustrezne izmerjene in modelne količine.

Pri čisto teoretskih razglabljanjih uporabljam brezdimenzionalne parametre, ki se v tehniški praksi zaradi svoje enostavnosti uporabljajo v vse večjem obsegu. Ker jih dobimo z normiranjem modelnih količin, jih imenujem »normirane«, včasih tudi »brezdimenzionalne«.

Razprava je razdeljena v štiri poglavja. V prvem uvajam nekoliko prikladnejši način zapisa neposrednih merskih podatkov o udornici, oz. njeni prostorski predstavitvi. Podani so tudi količinski odnosi med merskimi podatki in uporabljenim modelom. V naslednjem poglavju uporabljam nekatere prej uvedene prijeme, da bi tako podrobneje definirali globeli, povezane z udiranjem in podiranjem kraških votlin. Tretje poglavje je posvečeno podrobni geometrijski obdelavi najenostavnejšega modela udornice, oz. izpeljavi enačbe plašča. Zadnje poglavje je posvečeno praktični uporabi izpeljanih obrazcev. Da bi bila ta čim učinkovitejša, je večina preračunavanj skržena na uporabo štirih osnovnih operacij, za reševanje zapletenejših enačb pa so rešitve izračunane na diagramih. Tako uporabniku niti ni potrebno posebno matematično predznanje. Dovolj je, da sledi navodilom, ki jih ilustrirajo primeri z našega krasa.

Podrobna terminologija, ki jo uporabljam pri opisovanju udornic, temelji na oni, ki sem jo razvil že prej (F. Šušteršič, 1974). Da pa ne bo potrebno listati po stari literaturi, je na sliki 1. povzeto vse, kar je potrebno vedeti za razumevanje naslednjega besedila.

PROSTORSKA PREDSTAVITEV UDORNIC

Prostorsko oblikovitost geomorfnihi pojavov, torej njihovo geometrijo, za beležimo tako, da izmerimo linearne koordinate točk, ki smo jih spoznali za informativno pomembne. Običajno uporabljamo Gauss-Krügerjev koordinatni sistem. Tako dobimo tabelo števil, iz katere moramo šele izluščiti tiste parametre, ki kot spremenljivke vstopajo v različne enačbe.

Pri izboru teh parametrov, moramo upoštevati dve temeljni zahtevi. Biti morajo enolično določljivi in biti morajo stabilni. Prva zahteva ne potrebuje posebnih pojasnil. Po danem predpisu, ki naj bo po možnosti čim enostavnejši, moramo pri zaporednih merjenjih iste udornice vedno dobiti enak rezultat. To je pri kontroliranih, laboratorijskih razmerah samoumevno, v naravi pa nam včasih zadaja precej preglavic.

Druga zahteva, stabilnost, pa pomeni, da mora biti izbrani parameter sorazmerno neobčutljiv za slučajne motnje. Prav tu geomorfologi največkrat grešijo, saj se vse preradi naslanjajo na t.i. ekstremne vrednosti (I. S. Evans, 1972, 20), ki so lahko določljive, a žal najbolj nestabilne. Končno se moramo spomniti še na trivialno zahtevo, da parametrov, ki z morfologijo udornic niso povezani, pač ne bomo uporabljali. To vsekakor ne zahteva nadaljnjih pojasnil.

V nadaljnji razpravi se opiram na pet osnovnih parametrov. Koeficient razrahljivosti in stabilnostni kot melišč pojasnjujeta že sama termina. Njuni vrednosti moramo ugotoviti eksperimentalno. Težišče prostora med mejnimi ploskvami (pobočji) je s svojimi koordinatami nosilec položaja udornice v prostoru. Iz prostornine izvajam tudi velikostni modul, s katerim množimo brezdimenzionalne enačbe, da dobimo praktično uporabne količine. Delež sten, ki nam že intuitivno služi kot merilo starosti udornic, pa uporabljam, da dobim osnovna razmerja tudi na modelu. Ta parameter, pri katerem gre za razmerje med površino sten in melišč, je tudi izhodišče za izpeljavo enačbe plašča, za katerega smo že zapisali, da je pravzaprav zapis zgodovine udornice.

Pri površinskih razmerjih se takoj srečamo z vprašanjem, kako jih čim bolj izmeriti. To vsekakor ni težko, kadar imamo opraviti s teoretičnimi mo-

deli, katerih ploskve so po definiciji zvezne in gladke. S primernim številom merskih točk lahko vedno izračunamo dovolj natančen približek površine. Ploskve v naravi pa so že na pogled vegaste; s podrobnejšimi meritvami pa brž ugotovimo, da so fraktali (v smislu B. B. Mandelbrota, 1977) — da sicer objemajo končno prostornino, a imajo neskončno površino.

Tem nevšečnostim se izognemo, če ploskve udornice projiciramo na zvezno in gladko ploskev, npr. polkroglo, in jim merimo površino v projekciji. Spojnice posameznih točk postanejo glavni krogelni krogi, površine med temi ograjami pa izračunamo po običajnih postopkih sferične trigonometrije. Projekcijo na polkroglo brez težav obvladamo tudi grafično. Če jo preslikamo dalje v ravnino s pomočjo Lambertove projekcije (F. Šušteršič, 1973), se ploščinska razmerja ohranijo. Stranice posameznih ploskvev tedaj enostavno zrišemo s pomočjo Schmidtove mreže (M. D. Dimitrijević, R. S. Petrović, 1965, 8).

Neposredno projiciranje na polkroglo je enostavno, a vnaša v račun nekoliko nenatančnosti, kadar udornica ni povsem okrogla. Če je tloris nekoliko izraziteje spotegnjen, projekcijski žarki skozi točke, ki so bližje krajiščem najdaljše osi, ne prebadajo ploskev več pravokotno, temveč poševno, kar sliko v projekciji pači. Zato je koristno, da tloris udornice najprej preslikamo tako, da je v projekciji čim bolj izometričen, šele nato pa projiciramo dalje na polkroglo.

Da to dosežemo, uporabimo lastnosti lastnih vektorjev variančno-kovariančne matrike (J. C. Davis, 1973, 152—168; 478—500). Preko tlorisa udornice položimo primerno gost, enakomeren točkovni raster (sl. 2, 1/a). Vsaka točka je določena s koordinatnim parom x_i, y_i . Izračunamo jim poprečne vrednosti (težišče tlorisa) (\bar{x}, \bar{y}) , varianci (S_{xx}, S_{yy}) in kovarianco (S_{xy}):

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad \bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i \quad (1, 2)$$

$$S_{xx} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad S_{yy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \quad (3, 4)$$

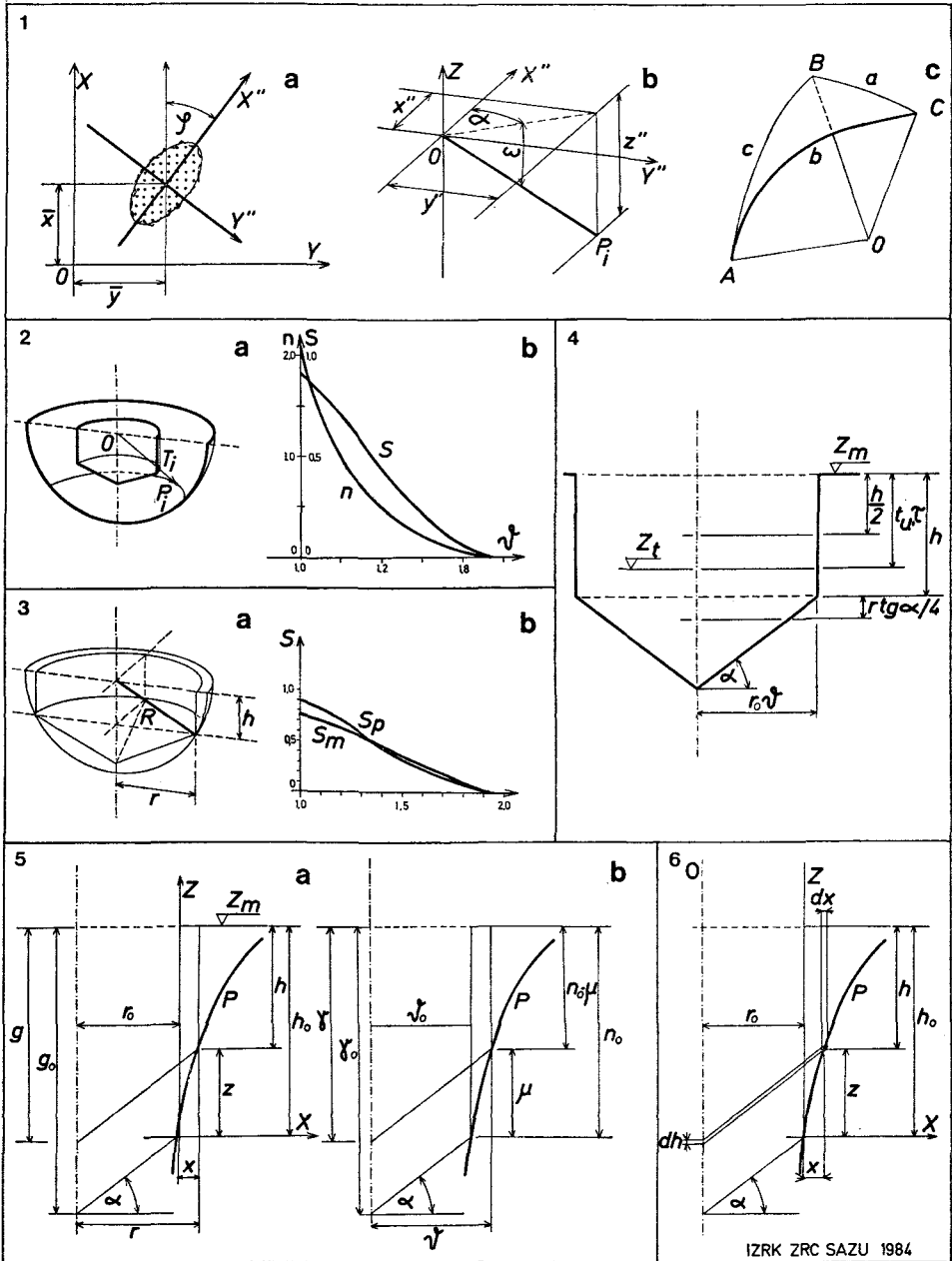
$$S_{xy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (5)$$

nato pa sestavimo variančno-kovariančno matriko (C) (F. P. Agterberg, 1974, 126):

$$C = \begin{bmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{xy} & S_{yy} \end{bmatrix} \quad (6)$$

Lastni vrednosti λ_1 in λ_2 izračunamo iz enačbe:

$$[C - \lambda I] = \mathbf{0} \quad (7)$$



Sl. 2. — Fig. 2.

Iz znanih lastnih vrednosti izračunamo še lastna vektorja $\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2$:

$$[\mathbf{C} - \lambda\mathbf{I}] \mathbf{X} = \mathbf{0} \quad (8)$$

Absolutni vrednosti obeh lastnih vektorjev sta daljša in krajša os elipse, ki se najbolj prilega množici točk, ki jih v tlorisu zaobjema ubod udornice, lastni vrednosti pa smerna koeficienta obeh osi. Postavimo koordinatni sistem tako, da se nova abscisa krije z daljšo osjo elipse, kordinatno izhodišče pa premaknimo v težišče tlorisa! Kot med absciso v Gauss-Krügerjevem koordinatnem sistemu in daljšo osjo elipse (φ) je podan v prvo lastno vrednostjo matrike \mathbf{C} in velja:

$$\varphi = \arctg \lambda_1 \quad (9)$$

Odtod lahko takoj dobimo obrazca za transformiranje koordinat (A g t e r b e r g, o. c., 113 / 4.42):

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \varphi & \sin \varphi \\ -\sin \varphi & \cos \varphi \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x - \bar{x} \\ y - \bar{y} \end{bmatrix} \quad (10)$$

S x' in y' smo označili transformirani koordinatni vrednosti, \bar{x} in \bar{y} pa poznamo iz enačb (1) in (2) in sta koordinati težišča tlorisa.

Označimo z L_1 in L_2 absolutni vrednosti obeh lastnih vektorjev! Tedaj pomeni njuno razmerje $L_1 : L_2 = h$ faktor, za katerega je udornica spotegnjena vzdolž daljše osi, torej abscise v novem koordinatnem sistemu. Če naj bo udornica v tlorisu kar najbliže krožnici, moramo transformirane ordinatne vred-

- Sl. 2. 1/a Prilagajanje tlorisa udornice elipsi
 1/b Smerni koti projekcijskega žarka
 1/c Označevanje sferičnega trikotnika
 2/a Projiciranje udornice na polkroglo
 2/b Parametra S in n kot funkciji normiranega polmera
 3/a Izvajanja odnosov med parametroma S in n
 3/b Razmerje med površino modela (S_m) in površino projekcije (S_p), oboje kot funkcija normiranega polmera
 4 Osnovne mere modela udornice
 5/a Izvajanje enačbe plaščnice v linearnih koordinatah
 5/b Izvajanje enačbe plaščnice v normaliziranih koordinatah
 6 Izvajanje diferencialov prostornine kot izhodišče za enačbo plaščnice

- Fig. 2. 1/a The collapse doline ground plane adjustment to an ellipse
 1/b The directional angles of the projective ray
 1/c The spherical triangle labelling
 2/a The collapse doline projection to a hemisphere
 2/b The parametres S and n as the normalized radius functions
 3/a The relations between the parametres S and n derivation
 3/b The relations between the model area (S_m) and projection area (S_p), as related to the normalized radius
 4 The basic collapse doline dimensions
 5/a The envelop equation derivation in linear coordinates
 5/b The envelop equation derivation in normalized coordinates
 6 The volume differentials derivation, as the startpoint to the envelop equation construction

nosti pomnožiti še s h . Označimo s x'' in y'' drugič transformirane koordinate. Torej:

$$\begin{bmatrix} x'' \\ y'' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & h \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \varphi & \sin \varphi \\ -\sin \varphi & \cos \varphi \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x - \bar{x} \\ y - \bar{y} \end{bmatrix} \quad (11)$$

Naj bo z nadmorska višina poljubne točke na ploskvah udornice, z_m pa nadmorska višina najvišje točke oboda. Tedaj definirajmo z'' :

$$z'' = z - z_m \quad (12)$$

Za projiciranje na polkroglo potrebujemo koordinate posameznih točk v polarni obliki. Smerni (α) in naklonski (ω) kot radijavektorja (Sl. 2, 1/b) vsake točke dobimo iz preprostega računa:

$$\alpha = \arctg \frac{y''}{x''} \quad (13)$$

$$\omega = \arctg \frac{z''}{\sqrt{(x'')^2 + (y'')^2}} \quad (14)$$

Da izračunamo ploščine posameznih projiciranih ploskev, položimo iz težišča tlorisa (torej novega koordinatnega izhodišča) skozi točke (T_i) s kordinatami x'' , y_i'' , z'' šop premic, ki nam prebada projekcijsko polkroglo v točkah P_i , kar so projekcije točk v ploskev udornice. Črte na teh ploskvah postanejo v projekciji loki glavnih krogelnih krogov med posameznimi pari točk. Ploskve, katerih projicirane površine želimo izračunati, razdelimo na sferične trikotnike, z oglišči npr. P_1 , P_2 in P_3 . Označimo kote sferičnega trikotnika takole (J. N. Bronštejn, K. A. Semendjajev, 1963, 219 (Slika 2, 1/c):

notranji kot $\sphericalangle P_3P_1P_2 = A$

notranji kot $\sphericalangle P_1P_2P_3 = B$

notranji kot $\sphericalangle P_2P_3P_1 = C$

središčni kot (stranica) $\sphericalangle P_2OP_3 = a$

središčni kot (stranica) $\sphericalangle P_3OP_1 = b$

središčni kot (stranica) $\sphericalangle P_1OP_2 = c$

Izberimo polmer projekcijske polkrogle (R) tako, da je daljši od najdaljšega radijavektorja (T_m), oz. $R > \sqrt{(x'')^2 + (y'')^2 + (z'')^2}$ in ga odslej uporabljajmo kot mersko enoto. Tedaj je ploščina sferičnega trikotnika ($S = R^2\delta$) številčno kar enaka njegovemu sferičnemu ekscesu (δ), ki je definiran takole:

$$\delta = (A + B + C) - \pi \quad (15)$$

če so koti merjeni v radianih.

Kotov A , B in C ne moremo izračunati neposredno, pač pa lahko dobimo središčne kote (a , b , c). Če označimo s T_i in P_i radijavektorje enako imenovanih točk, velja, da so vsi vektorji, označeni s P_i enotne dolžine, dobimo pa jih z normiranjem vektorjev T_i . Torej:

$$P_i = \frac{1}{\sqrt{(x_i'')^2 + (y_i'')^2 + (z_i'')^2}} \cdot T_i \quad (16)$$

Tedaj je skalarni produkt dveh vektorjev \mathbf{P} enak kar kosinusu kota, ki ga oklepata:

$$\mathbf{P}_2\mathbf{P}_3 = \cos a \quad (17)$$

$$\mathbf{P}_3\mathbf{P}_1 = \cos b \quad (18)$$

$$\mathbf{P}_1\mathbf{P}_2 = \cos c \quad (19)$$

Odtod je po sferičnem kosinusu stavku (J. N. Bronštejn, K. A. Semendjajev, o. c., 220):

$$A = \frac{\cos a - \cos b \cos c}{\sin b \sin c} \quad (20)$$

$$B = \frac{\cos b - \cos c \cos a}{\sin c \sin a} \quad (21)$$

$$C = \frac{\cos c - \cos a \cos b}{\sin a \sin b} \quad (22)$$

Pri projiciranju na polkroglo smo si prizadevali čim verneje opisati ploščinska razmerja ploskev udornice, zato pa so izginile njene linearne dimenzije. Tako postanejo projekcije geometrijsko podobnih udornic skladne. Navidezna neugodnost, ki jo po potrebi izravnamo z uvajanjem dopolnilnih linearnih parametrov, vsebuje tudi prednost, da lahko enako obravnavamo vse udornice, ne glede na njihovo velikost.

K povedanemu še nekaj pristavkov, ki naj osvetlijo posamezne podrobnosti. Projekcijo na polkroglo smo uvedli, da bi si olajšali obravnavo merskih podatkov. V nadaljnjem bomo proučevali enostaven model udornice, kjer so ostenja nadomeščena s krožnim valjem, melišča pa z zvrnjenim pravilnim stožcem (sl. 2, 2/a, 2, 3/a). V tem primeru projiciranje sploh ne bi bilo potrebno, saj izbrani model sam izloča fraktalnost. Pri ekvivalentnem projiciranju polkrogle v ravnino, do ploščinskih spačitev seveda ne pride; pač pa se razmerja med površinami na modelu in njihovimi pojekcijami nekoliko razhajajo (sl. 2, 3/b). Vendar razlike, kot lahko razberemo s slike, ne presežejo 10 %. V naravi je to že velikostni red možne napake zaradi slabo določljivega oboda. Po drugi strani pa je tudi res, da stene pravih udornic večinoma niso povsem navpične, temveč bolj ali manj nagnjene. Tako so prave udornice nekoliko bolj podobne polkrogli, kot model in je zato spačitev pri projiciranju manjša.

Poleg sten in melišč lahko v projekciji grafično prikažemo še vse ostale pomembne podrobnosti, kot so območja prepereline, različnih tipov matične kamnine, rastja, pa plastnice in vhode v jame. Če so ti dovolj veliki, lahko izrišemo tudi njihove obrise.

Da si olajšamo nadaljnjo razpravo, definirajmo še nekaj količin, ki stalno nastopajo pri preračunavanju. Izvedemo jih na pravkar opisanem modelu, v večji ali manjši meri pa so merljive tudi v naravi.

Vrednost S (delež sten):

$$S = \frac{P_s}{P_u} \quad (23)$$

kjer je P_s ploščina projekcije sten, P_u pa celotna ploščina znotraj projekcije oboda udornice. S je tedaj z ulomkom izražen delež sten med ploskvami udornice. Vrednost S je neposredno merilo razvojne stopnje udornice, ne glede na njeno stopnjo simetričnosti.

Definirajmo še normirani polmer:

$$\vartheta = \frac{r}{r_o} \quad (24)$$

kjer je r polmer udornice v trenutku opazovanja, r_o pa polmer udornice na prehodu iz udornega brezna v pravo udornico (glej definicije na str. 120).

Naj bo h višina sten v trenutku opazovanja, h_o pa višina sten, ki odgovarja polmeru r_o . Tedaj lahko definiramo še naslednji razmerji:

$$n_o = \frac{h_o}{r_o} \quad n = \frac{h}{r} \quad (25, 26)$$

kjer velja prvo za kritični trenutek, drugo pa za poljubno kombinacijo polmera in višine sten.

Vrednost S je parameter, enako uporaben tako na terenu, kot na modelih, razmerje n pa lahko smiselno definiramo le pri enostavnih modelih. Oba sta kazalca razvojne stopnje udornice. Njune funkcijske odnose izpeljemo iz slike 2, 3/a:

$$S = \frac{P_s}{P_u} = \frac{2\pi Rh}{2\pi R^2} = \frac{h}{\sqrt{h^2 + r^2}} = \frac{n}{\sqrt{n^2 + 1}} \quad (27)$$

oziroma obratno:

$$n = \frac{S}{\sqrt{1 - S^2}} \quad (28)$$

Če označimo z M ustrežni delež projekcije melišč, seveda velja:

$$M = 1 - S = 1 - \frac{n}{\sqrt{n^2 + 1}} \quad (29)$$

Kako sta količini S in n odvisni med seboj in od normiranega polmera (ϑ), nam kaže slika 2, 2/b. Preden pa si te odnose ogledamo podrobneje, moramo natančneje definirati še predmet obravnave.

DEFINICIJA UDORNICE

Danes najbolj razširjene definicije udornice izhajajo iz H. E. Cramerjeve (1941, 327) opazke: »Udornica lahko kaže očitne zveze s spodaj ležečo jamo in je kot takšna potem brez nadaljnjega spoznavna.« (prevod F. Š.). Slovenska kraška terminologija (I. Gams et al., 1973, 29) pravi: »Udornica. Depresijska oblika z očitnim nastankom nad votlino. Pogosto ime za udorno vrtačo.« Evropska geomorfološka praksa avtomatično dodaja zahtevo (ki jo implicitno vsebujejo tudi pisane razprave), da je votlino pod udornico izvotlila ponornica.

Drugi stavek slovenske opredelitve zahteva še nekaj pojasnil. Izraz »udornica« se je pričel pojavljati v slovenski strokovni literaturi v šestdesetih letih, kot termin, prirejen splošnemu pojmu centrične globeli, nastale s podorom stropovja nad kraško votlino.

Do danes je nadomestil prejšnja izraza, udorno vrtačo in udorno dolino, ki sta mu bila smiselno enaka. Dejansko sta prevoda nemškega Einsturzdoline in tako germanizma, ki sta upravičeno izginila iz rabe. Ker je izraz vrtača v današnjem smislu mnogo bolj alternativa izrazu udornica, kot termin za katerokoli centrično kraško globel, se pojavi vprašanje, kako poimenovati udornice, ki so že tako preoblikovane, da jih ne moremo več ločiti od vrtač. V nadaljnjem uporabljam v tem smislu izraz »globoščak«, saj se to ljudsko poimenovanje precej pokriva z razpadlimi udornicami. (Tabela 1, str. 120).

Poleg genetske razmejitev moramo potegniti tudi formalno, ki je v praksi precej dosledna. Ta šteje med brezna vse centrične globeli, katerih globina je večja ali enaka premeru (I. Gams, o. c., F. Šušteršič, 1973, 1980). Ker je stabilnostni kot melišč manjši od 45° , je v takšno definicijo implicitno zajeta tudi zahteva, da ima brezno precejšen delež pobočij stenovitih in le manjši del melnat. V primeru, da bi se te omejitve ne držali, bi bili naenkrat tudi vsi kotlički brezna.

Izmerjena globina in zlasti premer sta izredno nestabilna parametra, saj močno zavisita od subjektivnega izbora. Le malo kraških globeli ima tako enovite obode in dneva, da bi pri zaporednih, neodvisnih meritvah vsaj približno zadeli ista razmerja med premerom in globino. Poleg tega bi ob dosledni izpeljavi gornje zahteve na modelu (valj in stožec) dobili kritično razmerje $n = 1,233$. To je mnogo manj od vrednosti, ki bi jo lahko izračunali za realne globeli, ki jih dejansko ravno še štejemo med brezna. Vsakdanji speleološki praksi je tedaj bliže ugotovitev, da so brezna tiste kraške globeli, katerih premer je manjši ali enak višini sten ($n \leq 2$). (Podrobneje glej pri F. Šušteršič, 1980).

Udornice so tedaj tiste centrične globeli, katerih n ne presega vrednosti 2, ustrezajo pa Cramerjevim (o. c.) zahtevam z gornjimi dopolnili. Tako smo namenoma izpustiti tiste redke udorne globeli, katerih n je večji od 2. Povsem umestno jih imenujemo udorna brezna, kar se sklada tudi s Slovensko kraško terminologijo (o. c., 4).

Med razvojem udornice stene izginjajo in v zadnji fazi opazujemo samo še melišča. Če udornica ni zapadla naknadnemu večanju (F. Šušteršič, 1973, 1974), skorajda ni več možnosti, da bi jo ločili od globeli, ki ji običajno pravimo vrtača. Ker ima večina vrtač v nepokritem krasu, ne glede na nastanek, vedno nekaj sten, moramo naslednjo omejitev postaviti na osnovo površinske ločljivosti. Ta je v splošnem nekje okrog vrednosti $S = 0,05$. Vse kraške globeli, ki bi jim lahko na drug način, npr. speleološko, dokazali udorni nastanek, a bodo imele manj sten (in bodo tako formalno enake vrtačam) bomo tako šteli med globoščake.

Zapisali smo, da zahteva uveljavljeni kriterij za brezna minimalno vrednost n okrog 2. Pri tem smo prezrli, da je n modelna količina, ki je v naravi ne smemo določiti. Pač pa lahko izmerimo delež sten. Iz enačbe (27) izračunamo, da vrednosti $n = 2$ odgovarja delež sten $S = 0,89$. Če pa postavimo $S = 0,90$, sledi

$n = 2,065$. Ker so razlike nepomembne, vrednost S pa je tako merski, kot modelni parameter, je smiselno, da opremo definicijo na enostavno vrednost tega parametra. Zato sprejmemo za mejni vrednosti med brezni in udornicami $S = 0,90$ oz. $n_o = 2,065$. Na meji med udornicami in globoščaki je manj težav, saj vrednosti $S = 0,05$ odgovarja $n = 0,05$. Tako lahko sestavimo Tabela 1, ki nam enolično definira vse kraške globeli podornega nastanka, ki niso bile nankadno povečane (slika 3).

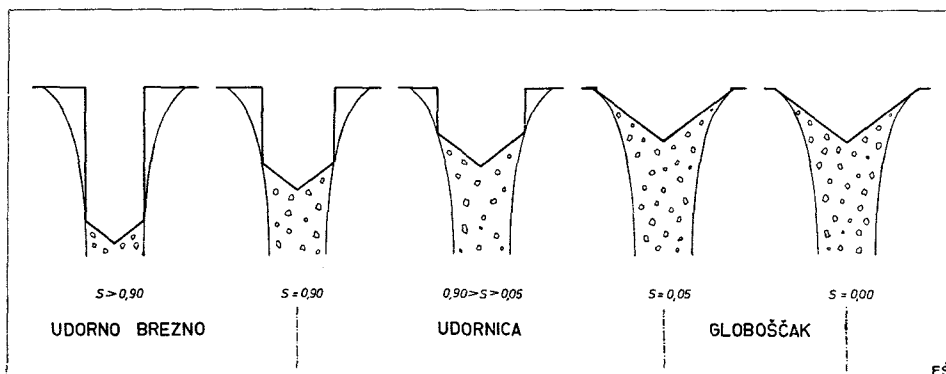
Tabela 1

Model:	Realna globel:	Termin:
$n \geq 2,065$	$S \geq 0,90$	udorno brezno
$2,065 > n \geq 0,050$	$0,90 > S \geq 0,05$	udornica
$0,050 > n \geq 0,000$	$0,05 > S \geq 0,00$	globoščak

Gornje definicije temeljijo pri kraških globelih udornega nastanka na površinski oblikovitosti in genezi, ni pa podana njuna povezava. Pri ostalih depresijskih oblikah ni govora o nastanku. Zatorej lahko pričakujemo, da bo nadaljnji študij geneze centričnih globeli prinesel spremembe gornje tabele.

Udornice so sicer površinski pojav z jasno opredeljivim nastankom, vendar nadaljevanje razvoja, ki se je pričel že v podzemlju. Zato moramo logično verigo dopolniti s pojmom centričnega podornega pojava, ki obsega vse votline ali globeli, ki so nastale tako, da so kosi matične kamnine odpadali s prvotnega mesta in se kopičili drugod, masni deficit ki ostaja, pa je približno centričen. Podorni pojavi lahko sežejo do površja, ali pa tudi ne, kar zavisi od prosotrnine prvotne dvorane, debeline stropa in matične kamnine (F. Šušteršič, 1974, 28). Tako lahko zapišemo:

- udornice so centrične udorne oblike, ki so se pojavile na površju, delež sten pa pade v interval $0,90 > S \geq 0,05$ (Tabela 1).



Sl. 3. Terminologija razvojnih stopenj udornice

Fig. 3. The collapse dolines evolutive phases terminology (in Slovene)

ENAČBA PLAŠČNICE

Ostenja udornic so v labilnem ravnotežju in se zato polagoma krušijo — udornica se širi. Če okrušeni material ne odhaja več v globino (udornica je postala v smislu prejšnjih izvajanj v celoti površinski pojav), se kopiči pod stenami v obliki melišč. Le-ta polagoma rastejo in ščitijo vse večje predele pred nadaljnjim razpadanjem. Ta mehanizem nastajanja poševnega plašča je prvi logično opisal H. E. Cramer (1941, 328), medtem ko je sam princip poznan že od prej. Za umikanje pobočij z ravnim čelom ga je predvidel že O. Fisher (1866, cit. A. Scheidegger, 1961, 88), medtem ko ga je prvi matematično modeliral O. Lehmann (1933, cit. A. Scheidegger, o. c.). Cramer je predvidel najenostavnejši model, tako da je mejna ploskev med melišči in živo skalo konična — plašč je podoben zvrnjenemu stožcu. Ta model ne upošteva resničnih procesov, temveč je samo prvi približek dejanskemu stanju.

Za nadaljnja izvajanja potrebujemo enačbe, ki upoštevajo vsaj najpomembnejše količine in njihove medsebojne odnose. Določiti želimo prvotni obseg žrela, pas okrog udornice, ki je ogrožen s potencialnim podorom in pred vsem, splošno obliko plašča.

Zamislimo si centrično simetričen živoskalen valj, višine h in polmera r (slika 2, 4), na dnu katerega je stožčasto melišče, naklonjeno za stabilnost kot α . Skupna globina znaša torej $g = h + tg \alpha$. Predpostavimo še, da je v primeri z velikostjo udornice, velikostni red osnovnih blokov kamnine zanemarljiv ter da je preoblikovanje ves čas simetrično glede na pokončno os. Če nam tak model predstavlja globel sredi povsem ravne okolice, dobimo sicer nekoliko idealiziran, a v osnovi pravilen približek udornice, kot smo ga uporabili že pri prejšnjih izvajanjih.

V primeru, da bi odkrušeni material s sten odtekal skozi žrelo udornice v globino, bi dobil plašč obliko zvrnjenega stožca, katerega konična ploskev bi bila naklonjena prav za stabilnostni kot melišča. Z vseh strmejših predlov bi se namreč okruški skotalili v žrelo, nevezano gradivo na bolj položnih pobočjih pa bi seveda ostalo v prvotnem položaju.

Če pa gradivo ne odteka, se okruški kopičijo na dnu udornice, nasipi polagoma rastejo in tako ščitijo vse večja območja žive skale pred nadaljnjim razpadanjem. Zato se naklon plašča — glede na prejšnji primer — nekoliko poveča. Prav tako ne smemo pozabiti, da zavzame nasuti material nekoliko večjo prostornino, kot jo je imel v prvotnem stanju. Novo vrednost dobimo tako, da prvotno prostornino pomnožimo s koeficientom razrahljivosti (k), ki ga moramo ugotoviti empirično.

Ker je model udornice, ki smo si ga izbrali, vrtenina, je tudi plašč v teh razmerah vrtenina. Skozi rotacijsko os postavimo navpično ravnino. Presečnica plašča s to ravnino je krivulja, ki jo v nadaljnjem imenujemo plaščnico. Zaradi enostavnosti naj poteka navpična ravnina, ki nam seka plašč, tudi skozi absciso, tako da lahko izrazimo plaščnico (P) kot funkcijo spremenljivk x in z , torej $P(x, z) = 0$, ali drugače, $z = f(x)$.

Te enačbe ne moremo zapisati kar neposredno, lahko pa konstruiramo naklon plaščnice v obliki odvoda $z' = f'(x)$. Vrednost odvoda, oz. naklona, zavisi od dveh činiteljev: od stabilnostnega kota (α) in od sprememb debeline nasu-

tine, kar zavisi posredno še od koeficienta razrahljivosti (k). Upoštevajoč sliko 2, 6, lahko zapišemo:

$$f'(x) = \frac{dz}{dx} = \operatorname{tg} \alpha + \frac{dh}{dx} \quad (30)$$

Če se odkruši diferencialno tanka plast stene, je prostornina zrušene mase (dV_s):

$$dV_s = 2\pi (r_o + x) (h_o - z) dx \quad (31)$$

kar izpeljemo s slike 2, 5/a. Prostornina nasutnine (dV_p) je tedaj:

$$dV_p = \pi (r_o + x)^2 dh \quad (32)$$

Ker se ob presipanju prostornina materiala poveča za vrednost koeficienta razrahljivosti (k), dobimo z združitvijo gornjih dveh enačb:

$$k 2\pi (r_o + x) (h_o - z) dx = \pi (r_o + x)^2 dh \quad (33)$$

Po preureditvi dobimo:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{2k}{r_o + x} (h_o - z) \quad (34)$$

Če to vstavimo v enačbo (30) in jo nekoliko preuredimo, dobimo:

$$\frac{dz}{dx} + z \frac{2k}{r_o + x} - \left(\operatorname{tg} \alpha + h_o \frac{2k}{r_o + x} \right) = 0 \quad (35)$$

To je nehomogena linearna diferencialna enačba prvega reda, ki ima splošno rešitev:

$$z(x) = \frac{l}{(r_o + x)^{2k}} \left[\frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} (r_o + x)^{2k+1} + h_o (r_o + x)^{2k} + C \right] \quad (36)$$

Konstanto C izračunamo iz začetnega pogoja, saj je za $x = 0$ tudi $z = 0$. Dobimo:

$$C = - \left[\frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} r_o^{2k+1} + h_o r_o^{2k} \right] \quad (37)$$

Če to vnesemo v enačbo (36), dobimo ustrezno posebno rešitev in tako enačbo plaščnice:

$$z(x) = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} \left[(r_o + x) - \frac{r_o^{2k+1}}{(r_o + x)^{2k}} \right] + h_o \left[1 - \frac{r_o^{2k}}{(r_o + x)^{2k}} \right] \quad (38)$$

Skladno z že uvedenimi (str. 000, enačbe 23–26), uvedimo še brezdimenzionalni parameter:

$$\mu = \frac{z}{r_o} \quad (39)$$

Ker je $r_o + x = r$, lahko zapišemo enačbo (38) po deljenju z r_o v brezdimenzionalni obliki (Sl. 2, 5/b):

$$\mu(\vartheta) = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} \left[\vartheta - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] + n_o \left[1 - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] \quad (40)$$

To je osnovna brezdimenzionalna enačba plaščnice, kjer sta parametra stabilnosti kot melišč (α) in koeficient razrahljivosti (k). Kako odvisna je oblika plaščnice od obeh parametrov, prikazuje priloga 1.

Kakšni sta vrednosti obeh parametrov v naravi vemo le približno. Če ni posebnega opozorila, jemljem v nadaljnjem za vrednost koeficienta razrahljivosti $k = 1,25$, kar velja po gradbeniških normah za podoru slično gradivo. Za vrednost stabilnostnega kota uporabljам vrednost $\alpha = 37^\circ 30'$, ki sem jo ugotovil kot srednjo vrednost stabilnostnega kota ob meritvah dvajsetih udornic z Notranjskega krasa (F. Šušteršič, 1973).

Potencialni skrajni obod udornice (oz. v smislu Tabele 1 že globoščaka) je geometrijsko mesto, kjer sta vrednosti μ in n_o enaki, saj tedaj sten ni več. Označimo s ϑ_m skrajno možno vrednost normiranega polmera (ϑ) in vstavimo v enačbo (40). Namesto μ tedaj lahko pišemo n_o . Če obe strani pomnožimo še s ϑ_m^{2k} , dobimo:

$$n_o \vartheta_m^{2k} = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} \left[\vartheta_m^{2k+1} - 1 \right] + n_o \left[\vartheta_m^{2k} - 1 \right] \quad (41)$$

odkoder dobimo po preureditvi:

$$\vartheta_m = \left[n_o \frac{2k + 1}{\operatorname{tg} \alpha} + 1 \right]^{\frac{1}{2k+1}} \quad (42)$$

Lahko izračunamo, da je pri $k = 1,25$ in $\alpha = 37^\circ 30'$, $\vartheta_m = 1,953$.

Zanima nas še naklon plaščnice na mestu, kjer stene izginejo ($\vartheta = \vartheta_m$). Tangens naklonskega kota je enak vrednosti odvoda μ po ϑ (oz. z po x) v tej točki. Slednji je podan že v enačbi (35). Ker sta na kritičnem mestu z in h_o enaka, dobimo po preureditvi:

$$z'(x) = \operatorname{tg} \alpha \quad (43)$$

ali v brezdimenzionalni obliki:

$$\frac{d\mu(\vartheta_m)}{d\vartheta} = \operatorname{tg} \alpha \quad (44)$$

Na skrajnem obodu globoščaka sta torej naklonska kota melišč in plašča enaka.

Plaščnico lahko definiramo v gornji obliki samo na modelu, v naravi pa posamezni preseki plašča z navpično ravnino od nje bolj ali manj odstopajo. Obenem pa vemo, da posamezni preseki plašča sploh niso reprezentativni. Zato moramo najti pot, kako enačbo plaščnice prilagoditi merskim podatkom, tako da bo dobljena krivulja kar najbolj sledila stanju v naravi. Ta pot vodi preko vrednosti S , saj jo lahko merimo tako v naravi, kot na modelu.

Izhajamo iz enačb (28 in 26) ter si pomagamo s sliko 2, 5/b!

$$n = \frac{S}{\sqrt{1-S^2}} \quad (28)$$

Velja tudi:

$$n = \frac{h}{r} = \frac{h_0 - y}{r} = \frac{\frac{h_0}{r_0} - \frac{y}{r_0}}{\frac{r_0 + x}{r_0}} = \frac{n_0 - \mu}{\vartheta} \quad (26)$$

Desni polovici obeh enačb izenačimo in dobimo po preureditvi:

$$\mu = n_0 - \frac{S\vartheta}{\sqrt{1-S^2}} \quad (45)$$

Namesto leve strani gornje enačbe vstavimo desno stran enačbe (40):

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k+1} \left[\vartheta - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] + n_0 \left[1 - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] = n_0 - \frac{S\vartheta}{\sqrt{1-S^2}} \quad (46)$$

odkoder dobimo po preureditvi:

$$\vartheta(S) = \left[\frac{n_0(2k+1) + \operatorname{tg} \alpha}{\frac{S}{\sqrt{1-S^2}}(2k+1) + \operatorname{tg} \alpha} \right]^{\frac{1}{2k+1}} \quad (47)$$

Na prilogi 2/a je ta funkcija prikazana tudi grafično.

Že na začetku smo ugotovili, da je nadmorska višina težišča udornice najstabilnejši kazalec njene absolutne višine. Ugotoviti moramo še, kakšne so razmere na modelu. Izhajamo iz označb na sliki 10 in upoštevamo, da je vrtilni moment težišča celotne udornice enak vsoti momentov obeh sestavnih delov (valja in stožca) okrog iste osi. Ker bomo računali geometrijsko mesto težišča glede na ravnino, ki nam predstavlja površje, položimo tja tudi os vrtenja.

Označimo z M_s , M_v in M_u vrtilne momente stožca, valja in modela udornice, s t_s , t_v in t_u ustrezne ročice in z V_s , V_v in V_u prostornine. Tako:

$$t_u = \frac{M_u}{V_u} = \frac{M_v + M_s}{V_v + V_s} \quad (48)$$

S slike razberemo, da velja:

$$V_v = \pi r^2 h \quad V_s = \frac{\pi}{3} r^3 \operatorname{tg} \alpha \quad (49, 50)$$

in

$$M_v = \pi r^2 h \frac{h}{2} = \frac{\pi}{2} r^2 h^2 \quad (51)$$

$$M_s = \frac{\pi}{3} r^3 \operatorname{tg} \alpha \left(h + \frac{r}{4} \operatorname{tg} \alpha \right) = \frac{\pi r^3 \operatorname{tg} \alpha}{12} (4h + \operatorname{tg} \alpha) \quad (52)$$

kjer smo upoštevali, da je težišče stožca na prvi četrtini njegove višine (D. R a š k o v i ć, 1950, 357 /269/). Gornje izraze vstavimo v enačbo (48) in dobimo:

$$t_u = \frac{\frac{\pi}{12} r^3 \operatorname{tg} \alpha (4h + \operatorname{tg} \alpha) + \frac{\pi}{2} r^2 h^2}{\frac{\pi}{3} r^3 \operatorname{tg} \alpha + \pi r^2 h}$$

Po preureditvi sledi:

$$t_u = \frac{r^2 \operatorname{tg}^2 \alpha + 4 r h \operatorname{tg} \alpha + 6 h^2}{4 (r \operatorname{tg} \alpha + 3 h)} \quad (53)$$

Če delimo linearne količine v gornji enačbi z r_o , jo po prejšnjem dogovoru normirano. Upoštevajmo še definicije normiranih parametrov (str. 118) pa dobimo normirano oddaljenost težišča udornice od površja (τ):

$$\tau = \frac{1}{4} \frac{\vartheta^2 \operatorname{tg}^2 \alpha + 4 (n_o - \mu) \operatorname{tg} \alpha + 6 (n_o - \mu)^2}{\vartheta \operatorname{tg} \alpha + 3 (n_o - \mu)} \quad (54)$$

Neodvisni spremenljivki sta v gornji enačbi ϑ in μ . Slednja je podana kot funkcija (ϑ) z enačbo (40) in na njeno mesto v enačbi (54) bi lahko vstavili izraz z desne strani enačbe (40). Vendar je računanje enostavnejše, če izračunavamo normirano oddaljenost težišča od površja (τ) postopno, v praksi pa uporabljamo kar graf gornje funkcije s priloge 2/a.

PRAKTIČNA UPORABA ENAČBE PLAŠČNICE

Ugotovitve prejšnjih poglavij lahko koristno uporabimo za preračunavanje količin, ki jih srečujemo v vsakdanji speleološki praksi. Prvi korak k temu pa je, da poiščemo zvezo med normiranimi, modelnimi in merskimi količinami. Iz normiranih količin preidemo v modelne tako, da jih množimo z vrednostjo polmera na prehodu iz udornega brezna v udornico (r_o), ta polmer pa izračunamo iz predpostavke, da sta modelna in izmerjena prostornina udornice enaki. Merjeno prostornino (V_i) dobimo po kakem ustaljenem postopku (npr. P. J a k o p i n, 1981) iz neposrednih merskih podatkov. To izenačimo z modelno prostornino (V_m), ki je podana z enačbo (upoštevamo sl. 4/a):

$$V_m = \pi r^2 h + \pi r^2 \frac{1}{3} r \operatorname{tg} \alpha \quad (55)$$

Po preureditvi dobimo ob upoštevanju definicij s strani 118:

$$\begin{aligned} V_m &= \pi \left[r^2 (h_o - y) + \frac{1}{3} r^3 \operatorname{tg} \alpha \right] = \\ &= \pi \left[(\vartheta r_o)^2 (n_o r_o - \mu r_o) + \frac{1}{3} (\vartheta r_o)^3 \operatorname{tg} \alpha \right] \end{aligned} \quad (56)$$

Vstavimo namesto μ desno stran enačbe (40) in izpostavimo r_o !

$$\begin{aligned} V_m &= r_o^3 \pi \left\{ \vartheta^2 \left\{ n_o - \left[\frac{tg \alpha}{2k+1} \left(\vartheta - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right) + n_o \left(1 - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right) \right] \right\} + \frac{1}{3} \vartheta^3 tg \alpha \right\} = \\ &= r_o^3 \left\{ \pi \left[\vartheta^3 tg \alpha \left(\frac{1}{3} - \frac{1}{2k+1} \right) + \vartheta^{2-2k} \left(\frac{tg \alpha}{2k+1} + n_o \right) \right] \right\} \quad (57) \end{aligned}$$

Imenujemo izraz v zavitem oklepaju, skladno z že uvedenimi normiranimi parametri, normirana prostornina (V_n). Tedaj lahko zapišemo:

$$V_m = V_n r_o^3 \quad (58)$$

Normirana prostornina (V_n) je v smislu enačbe (57) funkcija normiranega polmera (ϑ), tega pa izračunamo s pomočjo enačbe (47) iz merjene vrednosti S . Velikostni modul r_o , s katerim množimo normirane linearne parametre, da dobimo njihove modelne vrednosti, lahko izračunamo iz nekoliko preurejene enačbe (58):

$$r_o = \sqrt[3]{\frac{V_m}{V_n}} = \sqrt[3]{\frac{V_i}{V_n}} \quad (59)$$

V nadaljnjem bomo potrebovali vrednosti normirane prostornine kot funkcije normiranega polmera (ϑ), kar je grafično prikazano na prilogi 2. Izračunane so z zaporedno uporabo enačb (47) in (57), kar je enostavneje, kot združevanje obeh enačb v en sam izraz.

Tako smo pripravili teoretično osnovo praktičnim izračunom.

Primer 1:

Izračunati želimo dimenzije globoščaka, v katerega bo prerastla udornica Dolec (tik severnega kraka Najdene jame, v odtočnem zaledju Planinskega polja). Razpolagamo z naslednjimi podatki:

$$S = 0,592 \quad V_i = 71\,000 \text{ m}^3 \quad z_t = 533,1 \text{ m}$$

kjer smo z z_t označili nadmorsko višino težišča, izračunano iz neposrednih mer-skih podatkov.

Iz priloge 2/a odčitamo, da pripada izmerjeni vrednosti $S = 0,592$ normirani polmer $\vartheta_s = 1,284$ in normirana prostornina $V_n = 6,576$. Velikostni modul dobimo iz enačbe: (59):

$$r_o = \sqrt[3]{\frac{V_m}{V_n}} = \sqrt[3]{\frac{71\,000 \text{ m}^3}{6,576}} = 22,1 \text{ m}$$

Mimogrede smo tako ugotovili, da je znašal modelni polmer udornega brezna na prehodu v udornico 44,2 m. Iz enačbe (42) vemo, da znaša vrednost normiranega polmera, ko stene izginejo, $\vartheta_m = 1,953$. Modelni polmer globoščaka, v katerega bo prerasel Dolec, ko stene izginejo, znaša tedaj:

$$r_m = \vartheta_m r_o = 1,953 \times 22,1 \text{ m} = 43 \text{ m}$$

Ker znaša normirani polmer v sedanjem trenutku, kot smo ugotovili malo prej, ϑ_s , dobimo modelno vrednost polmera za trenutek opazovanja:

$$r_s = \vartheta_s r_o = 1,284 \times 22,1 \text{ m} = 28 \text{ m}$$

To sta slabi dve tretjini končnega polmera, kar pomeni, da se bo polmer Dolca dotlej približno poldrugikrat povečal.

Zanima nas še, kako globok bo globoščak, ko bo ostal brez sten. Če ne upoštevamo prepereline ki se bo dotlej nedvomno nabrala na meliških, velja:

$$g_m = r_m \operatorname{tg} \alpha = 42 \text{ m} \times \operatorname{tg} 37^\circ 30' = 33 \text{ m}$$

če smo z g_m označili končno globino. Nastali globoščak se bo, če ne že po obliki, vsaj pod imenzijah bistveno loči od korozijskih vrtač v okolici.

Primer 2:

Izračunati želimo približno prostornino jamske dvorane, iz katere je nastal Dolec, ob upoštevanju podatkov s prejšnjega primera.

Samega procesa preraščanja podzemne dvorane v udornico dejansko še ne poznamo, zato bo tudi izračun prostornine približen. Zamišljamo si, da je najprej nastalo podorno brezno z dnom na višini jamske etaže, potem pa to brezno prerastlo v udornico, kot jo opazujemo. Ker pomeni vsako premeščanje materiala zaradi razrahljivosti tudi izgubo prostornine, pomeni, da bi bila ob vsakem bolj zapletenem procesu tudi prvotna prostornina večja. To moramo upoštevati ob vrednotenju končnega rezultata.

Za kakršnokoli preračunavanje prostornin potrebujemo najprej modelno višino zemeljskega površja (z_m). To dobimo ob upoštevanju enačbe (54) oz. priloge 2/a po naslednjem preudarku:

$$\begin{aligned} z_m &= z_t + \tau r_o = \\ &= 533,1 \text{ m} + 0,657 \times 22,1 \text{ m} = 533,1 \text{ m} + 14,5 \text{ m} = 547,6 \text{ m} \end{aligned}$$

pri čemer smo vrednost τ določili s pomočjo normiranega polmera (ϑ), ki smo ga izračunali že v prvem primeru.

Sedaj lahko izračunamo modelno globino udornega brezna, iz katerega je nastala udornica, saj poznamo nadmorsko višino jamskega dna tik podora. Ta znaša po R. Gospodariču in F. Šušteršiču (1980) $z_j = 396,7 \text{ m}$. Modelna globina (g_b) je tedaj:

$$g_b = z_m - z_j = 547,6 \text{ m} - 396,7 \text{ m} = 150,9 \text{ m}$$

Zanima nas še, kakšna je normirana globina (γ_b), oz. kakšni odnosi vežejo modelno globino z normiranim pomerom in dalje z ostalimi količinami, ki jih potrebujemo. Iz slike 2, 4 sledi:

$$\begin{aligned} g_b &= h + r \operatorname{tg} \alpha = (n_o - \mu) r_o + \vartheta r_o \operatorname{tg} \alpha = \\ &= r_o (n_o - \mu + \vartheta \operatorname{tg} \alpha) = r_o \gamma_b \end{aligned} \quad (60)$$

Odtod je:

$$\gamma_b = n_o - \mu + \vartheta \operatorname{tg} \alpha \quad (61)$$

Iz zgornje enačbe lahko izračunamo ob upoštevanju enačbe (40), da je znašala hipotetična normirana globina udornega brezna $\gamma_b = 6,828$, medtem ko velja za Dolca normirana globina $\gamma_a = 1,928$.

Sedaj razpolagamo z vsemi podatki, da sestavimo enačbe (61), (57) in (40) v enoten obrazec, ki povezuje normirano globino z normirano prostornino. Tako nastala enačba je žal implicitna funkcija normirane prostornine in normirane globine in jo moramo reševati numerično. Za praktično uporabo je funkcija $V_n(\gamma)$ že izračunana in grafično prikazana na prilogi 2/b. S slike odčitamo, da odgovarja normirani globini $\gamma_b = 6,828$ normirana prostornina $V_n = 8,87$. To pomnožimo z velikostnim modulom Dolca in dobimo iskano prostornino prvotnega udornega brezna:

$$V_m = r_n r_o^3 = 8,87 \times 22,1^3 \text{m}^3 = 95\,742 \text{m}^3$$

To pa je že več, kot znaša prostornina največje znane dvorane v sosednji Najdeni jami, Putikove dvorane, ki je (F. Šušteršič, 1973, 74) le nekoliko večja od sedanje prostornine Dolca. Zavedati pa se moramo tudi, da smo izračunali šele spodnjo mejo prostornine prvotne jamske dvorane, ki bi bila lahko tudi še precej večja. Obstaja pa seveda tudi še druga možnost, namreč, da uporabljeni model ni pravilen in da je ponornica odstranjevala material tudi še potem, ko je nastalo udorno brezno.

S pomočjo enačbe plaščnice oz. grafov na prilogi 2 lahko izvršimo tudi še druga podobna preračunavanja merskih parametrov udornic, če le razpolagamo z zadovoljivimi terenskimi podatki.

SKLEP

Matematično je formuliran najpreprostejši model preoblikovanja udornic, ob izhodiščnih predpostavkah, da je global geometrijsko pravilna, da se stene le krušijo in ne plazijo ter da okrušeni material ne izginja v žrelo.

Tak model omogoča, da v obsegu izhodiščnih predpostavk iz sedanje oblike izračunamo tudi vse prejšnje oziroma bodoče. Po drugi strani pa je ta model podlaga za izpeljavo zapletenejših, a zato prirodnemu dogajanju bližjih modelov.

Podana je pot, kako terensko izmerjene podatke prirediti matematičnemu modelu in ga tako uporabiti v raziskovalni ali tehniški praksi.

Izpeljani matematični model je popolnoma določen, če poznamo pet parametrov: prostornino globeli, koordinate težišča globeli, delež sten udornice, stabilnostni kot melišč in koeficient razrahljivosti melišč.

Ključna enačba v modelu je enačba plaščnice (40), ki opisuje oblikovnost meje med melišči in nedotaknjeno matično kamnino.

Izračunani so diagrami, ki omogočajo hitro preračunavanje praktično zanimivih količin brez poglobljanja v matematične izpeljave. Podani so tudi primeri neakterih takšnih izračunov.

Matematični model je popolnoma splošen. Zato ga je mogoče uporabiti pri proučevanju kakršnihkoli centričnih globeli, le da veljajo izhodiščne predpostavke. Tako je podana pot za eksaktnije primerjanje raznorodnih, a geometrijsko bližnjih kraških globeli.

LITERATURA

- Agterberg, F.P., 1974: Geomathematics, Mathematical background and geoscience applications. Elsevier, 1—596, Amsterdam, London, New York.
- Amrosi, C. d' 1961: Sull'origine delle doline carsiche nel quadro genetico del carsismo in generale. Le grotte d'Italia, Ser. 3^a, Vol. 3, 5—24.
- Bronštejn, J.N., Semendžajev, K.A., 1963: Matematični priročnik. Založba Življenje in tehnika, 1—699, Ljubljana.
- Carson, M.A., 1977: Angles of repose, angles of shearing resistance and angle of talus slopes. Earth surface processes, 2, 363—380.
- Chorley, R.J., 1972: Spatial analysis in geomorphology. Methuen & Co Ltd., 1—394, London.
- Cramer, H.E., 1944: Die Systematik der Karstdolinen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie, Beilage Band, Abt. B, 85, 293—382.
- Davis, J.C., 1973: Statistics and data analysis in geology. Wiley & Sons, 1—550, London, New York, Sydney, Toronto.
- Dimitrijevič, M.D., Petrovič, R.S., 1965: Upotreba projekcije lopte u geologiji. Geološki zavod Ljubljana, 1—144, Ljubljana.
- Evans, I.E., 1972: General geomorphology, derivations of altitude and descriptive statistic. V: R. J. Chorley, 1972 (ur.): Spatial analysis in geomorphology, Methuen & Co Ltd., 17—90, London.
- Gams, I., et al., 1973: Slovenska kraška terminologija. Zveza geografskih institucij Jugoslavije, 1—77, Ljubljana.
- Habič, P., 1963: Udorne vrtače koliševke in podzemni tokovi. Treći jugoslavenski speleološki kongres, 125—129, Sarajevo.
- Jakopin, P., 1981: On measuring caves by volume. Proc. Eight int. Congr. of spel., 1, 270—271, Americus.
- Jennigs, J.N., 1975: Doline morphometry as a morphogenetic tool: New Zealand example. New Zealand geographer, 31 (1), 6—28.
- Kemmerly, Ph.R., Towe, S.K., 1978: Karst depressions in time context. Earth surface processes, 3, 355—361.
- Kemmerly, Ph.R., 1980: A time distribution study of doline collapse: framework for prediction. Environmental geology, 3, 123—130.
- Lavalle, P., 1967: Some aspects for linear karst depression development in South-central Kentucky. Annals of the Association of American geographers, 57, 49—71.
- Lavalle, P., 1968: Karst depression morphology in Southcentral Kentucky, Geografiska Annaler, 50 A, 94—108.
- McConnell, H., Horn, J.M., 1972: Probabilities of surface karst. V: R. J. Chorley, 1972 (ur.): Spatial analysis in geomorphology, Methuen & Co Ltd., 111—133, London.
- Michler, I., 1954: Vratače in doline. Proteus 16, 204—209.
- Mandelbrot, B.B., 1977: Fractals: form, chance, and dimension. Freeman & Co, 1—361, San Francisco.
- Pejović, T., 1949: Diferencijalne jednačine, 1. Naučna knjiga, 1—152, Beograd.
- Rašković, D., 1950: Mehanika, 1, Statika. Naučna knjiga, 1—425, Beograd.
- Scheidegger, A., 1961: Theoretical geomorphology. Springer, 1—333, Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- Sweeting, M.M., 1972: Karst landforms. Macmillan, 1—362, London.
- Sušteršič, F., 1968: Nekaj o nastanku kraških udornih dolin. Naše jame, 9, 58—65.
- Sušteršič, F., 1973: K problematiki udornic in sorodnih oblik visoke Notranjske. Geografski vestnik, 45, 71—86.

- Šušteršič, F., 1974: Nekateri metrični problemi udornic. Geografski vestnik, 46, 27—46.
- Šušteršič, F., 1980: Dimenzioniranje kraških votlin. Naše jame, 21 (1979), 61—73.
- Šušteršič, F., 1982: Nekaj misli o oblikovanosti kraškega površja. Geografski vestnik, 54, 19—28.
- Vidav, I., 1975: Višja matematika II. Državna založba Slovenije, 1—576, Ljubljana.
- Vidav, I., 1976/a: Višja matematika I. Državna založba Slovenije, 1—477, Ljubljana.
- Vidav, I., 1976/b: Višja matematika III. Državna založba Slovenije, 1—557, Ljubljana.

A SIMPLE MODEL OF THE COLLAPSE DOLINES TRANSFORMATION

Summary

The paper is in several ways expansion of my previous work about the same topic (F. Sušteršič, 1968, 1973, 1974), though it is not its direct continuation. In the present paper I try to develop the doline-envelop equation, where the surface of the undamaged rock under the scree is denominated envelop. As it is shown in my previous work, cited above, the envelop is the only record of the doline history. On the other hand the share of the scree slopes is the doline age estimator.

The term collapse doline is used here in the sense, prescribed by I. Gams et al. (1973, 29), so that it depicts central depressions, formed by collapsing bedrock only. It seems to be the same as M. M. Sweeting's (1972, 64–65) explanation of Cvijić's definition (cit. o. c.). According to my opinion the English expression »shake hole« fits better to the object than the Anglosaxonian »collapse doline«, especially the latter being used in a very different meaning as well (see Ph. Kemmerly, 1980). Of course some statements established can be generalized to all the central depressions and so the used term becomes more plausible.

The paper is divided in four parts. The first one deals with the informational representation of real collapse dolines, introducing some parametres, needed for the further discussion. In the second part the notions introduced use to express a more strict definition of the studied object. The third part contains the expansion of the equations, depicting the morphology of the collapse dolines, while the last one is intended to the practical use of the equations, developed before. The considerations are based on the simplest models, so that the present study is more a guideline, rather than a collection of practical instructions to a collapse dolines researcher. The terminology used is summarized in Fig. 1.

The parametres used can be broadly divided into three groups. The ones that can be defined and measured in nature are named the measured parametres. The parametres that can be reasonably defined on the model only, are called the model parametres. However, the later may be normalized to simplify the mathematical expressions. In such occasion they are named normalized or nondimensional parametres.

The measured parametres to describe the actual dolines can be chosen in different ways. To obtain the best information possible, I tried to satisfy the criteria of easy availability and informational stability. So I use the volume of the doline space as its dimension estimator, the share of walls in the doline sides as its age estimator and the grid coordinates of its space gravity center as its space position estimator. Two additional parametres, scree slopes stability angle and the scree loosening coefficient control the doline geometry. For the practical calculations, developed in the last part only these five parametres must be known.

SPATIAL PRESENTATION OF COLLAPSE DOLINES

In my previous work I have shown that the orthogonal projection presentation of the collapse dolines induces a lot of bias to the information about the spatial performance of the dolines. So I have proposed to project them firstly to a hemisphere circumscribed and then to represent the projection in the terms of Lambert's equivalent projection. This is needed especially for the reason that the proportions between the rocky walls and talus had been tacitely accepted as a measure of the dolines age. Owing to their fractal properties (see B. B. Mandelbrot, 1977), the surfaces of the mentioned media are measurable in the projection only. The way of projecting exposed is direct, but encompasses some unnecessary bias, the dolines being often elongated. So one needs first to transform their original shape to the highest degree of isometry possible, and later on to perform the projecting proposed.

To achieve this goal, one can use the properties of the variance-covariance matrix (C) eigenvectors (J. C. Davis, 1973, F. P. Agterberg, 1974). The groundplane of the doline is superimposed by an uniform, equispaced point system (Fig. 2, 1/a), any point being characterized by its coordinate pair, for instance in national grids.

Compute the averages (\bar{x} , \bar{y}), the variances (S_{xx} , S_{yy}) and the covariance (S_{xy}):

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad \bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i \quad (1), (2)$$

$$S_{xx} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad S_{yy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \quad (3), (4)$$

$$S_{xy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (5)$$

Construct the variance-covariance matrix:

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{xy} & S_{yy} \end{bmatrix} \quad (6)$$

The eigenvalues λ_1 and λ_2 can be obtained from the equation:

$$[\mathbf{C} - \lambda\mathbf{I}] = \mathbf{0} \quad (7)$$

The eigenvectors (\mathbf{X}_1 , \mathbf{X}_2) are given by:

$$[\mathbf{C} - \lambda\mathbf{I}] \mathbf{X} = \mathbf{0} \quad (8)$$

The absolute values of the both eigenvectors are the major and the minor axis of the ellipse, fitting the best to the array of points, encompassed by the doline perimeter (in plane). The eigenvalues are the directional coefficients of the both axis, respectively. Set a new coordinate system, its origin defined by the mean values of the coordinates, and the abscissa being directed parallelly to the major axis of the ellipse! The angle between the old and the new abscissa is then:

$$\varphi = \arctg \lambda_1 \quad (9)$$

and the coordinate transformation operator is:

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \varphi & \sin \varphi \\ -\sin \varphi & \cos \varphi \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x - \bar{x} \\ y - \bar{y} \end{bmatrix} \quad (10)$$

x' and y' being the transformed coordinate values. Let L_1 and L_2 be the absolute values of the eigenvectors, respectively. The proportions $L_1 : L_2 = h$ is so the elongation ratio of the major axis, compared to the minor one. To obtain the plane of the doline as isometric as possible, multiply the ordinate values by h :

$$\begin{bmatrix} x'' \\ y'' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & h \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \varphi & \sin \varphi \\ -\sin \varphi & \cos \varphi \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x - \bar{x} \\ y - \bar{y} \end{bmatrix} \quad (11)$$

Let z be the absolute elevation of a point on the doline surfaces and z_m the greatest value of the whole. Then:

$$z'' = z - z_m \quad (12)$$

To draw the doline in the Lambert's projection, one needs the directional angle (α) and the inclination angle (ω) of the radiusvectors to any single point:

$$\alpha = \arctg \frac{y''}{x''} \text{ and} \quad (13)$$

$$\omega = \arctg \frac{z''}{\sqrt{(x'')^2 + (y'')^2}} \quad (14)$$

To compute the areas of the projected surfaces, they must be divided into spherical triangles. Setting the radius (R) of the projective hemisphere equal to one, the area of any triangle becomes numerically equal to its spherical excess:

$$\vartheta = (A + B + C) - \pi \quad (15)$$

A, B, C , being the angles of the spherical triangles, expressed in radians. They can not be obtained directly, but it can be done to the angles, a, b , and c (sides of the spherical triangle) (Fig. 2, 1/c). Normalize the radiusvectors to the points considered, so that:

$$\mathbf{P}_i = \frac{1}{\sqrt{(x_i'')^2 + (y_i'')^2 + (z_i'')^2}} \cdot \mathbf{T}_i \quad (16)$$

the \mathbf{T}_i being the radiusvector to equally signed point. Then:

$$\mathbf{P}_2 \cdot \mathbf{P}_3 = \cos a \quad (17)$$

$$\mathbf{P}_3 \cdot \mathbf{P}_1 = \cos b \quad (18)$$

$$\mathbf{P}_1 \cdot \mathbf{P}_2 = \cos c \quad (19)$$

The angles wanted are defined by the spherical cosine rule:

$$A = \frac{\cos a - \cos b \cos c}{\sin b \sin c} \quad (20)$$

$$B = \frac{\cos b - \cos c \cos a}{\sin c \sin a} \text{ and} \quad (21)$$

$$C = \frac{\cos c - \cos a \cos b}{\sin a \sin b} \quad (22)$$

In the further lines we will deal mostly with a geometrically regular model, i. e. circular cone plus cylinder. In these circumstances the projection to the hemisphere would not be needed, but we use it for the consistency with the real dolines measurements, anyway. To facilitate the further discussion, some parametres, defined on the model, must be introduced. The share of walls (S value) is:

$$S = \frac{P_s}{P_u} \quad (23)$$

where P_s is the area of walls in projection, and P_u the total projection area of the doline, encompassed by the perimeter (= lip, acc. to J. N. Jennings, 1975). If the doline lies in a perfectly flat region, P_u is, of course, equal to the hemisphere area. Let S be the intermediate measure of the doline age, neglecting the asymmetry of the real dolines.

The S value can be computed to any collapse doline. The later can be approximated by a geometrically regular body, which may be considered as an equivalent

model of the doline. Equalizing the S values and the volumes of the real doline and model, respectively, one can always calculate the dimensions of the equivalent model (see part four). For this purpose some other auxiliary parametres must be defined:

$$\vartheta = \frac{r}{r_0} \quad (24)$$

where ϑ is normalized radius, r_0 is the (equivalent) radius, the doline being in transient stage between collapse pothole and collapse doline (see the Table below), and r is the (equivalent) radius of the doline when observed. Let h be arbitrary height of the walls (the term equivalent is omitted further on), while h_0 is the height, corresponding to r_0 , and the r the radius, corresponding to r . So:

$$n_0 = \frac{h_0}{r_0} \quad \text{and} \quad n = \frac{h}{r} \quad (25), (26)$$

S value is a parameter equally useful for natural dolines and for models treatment, while n can be reasonably defined for simple models only. Their mutual relations are:

$$S = \frac{P_s}{P_u} = \frac{2\pi R h}{2\pi R^2} = \frac{h}{\sqrt{h^2 + r^2}} = \frac{n}{\sqrt{n^2 + 1}} \quad (27)$$

or

$$n = \frac{S}{1 - S^2} \quad (28)$$

derived from Fig. 2, 3/a. The value M is defined as the share of talus:

$$M = 1 - S = 1 - \frac{n}{\sqrt{n^2 + 1}} \quad (29)$$

DEFINITION OF A COLLAPSE DOLINE

The most widespread definition of collapse dolines is based on H. E. Cramer's (1941) work, if having omitted the conceptual differences, recently induced by the American researchers. So, a collapse doline should be a direct result of cave roof collapse, appearing on the karst surface. An additive condition is very usual, viz. »the diameter exceeds the depth« (I. Gams et al., 1973, F. Šušteršič, 1979). This being forgotten, a formal delimitation between dolines and potholes is impossible.

This notion includes some hidden illogicalities (which are discussed in Slovene text, and) which can be avoided, when having accepted the S value to be the crucial parameter. It can be shown that S value for an equisided cylinder (depth equals diameter) is $S = 0,90$. On the other hand, the collapse dolines, having the S value lower than $0,05$ can not always be distinguished from the solution ones. So, the interval $0,90 > S \geq 0,05$ can be received as the definition interval. Using Eq. (28) one can readily obtain the equivalent n values as well. This is shown on the table 1:

Table 1

Model:	Real depression:	Origin collapse:
$n \geq 2,065$	$S \geq 0,90$	collapse pothole
$2,065 > n \geq 0,050$	$0,90 > S \geq 0,05$	collapse doline
$0,050 > n \geq 0$	$0,05 > S \geq 0,00$	doline sensu lato

The stress upon the superficial properties is apparent. It corresponds to our intentions to determine the underground conditions on the basis of the superficial observations. Nevertheless, one must always be aware that not all collapse phenomena in the karst underground can appear on the surface (F. Sušteršič, 1974, 30, Fig. 1/b).

THE ENVELOP EQUATION

The walls of the collapse dolines are not in stable equilibrium and due to the weathering they decay to the talus in the middle. If the screens are not removed from the doline by means of the underground erosion, the talus is in fact the transpose of the wall material only. Consider a perpendicular cylinder of height h and radius r . In the middle is the talus cone (turned up side down), inclined for the stability angle. The total depth is then: $g = h + r \operatorname{tg} \alpha$, the surrounding being flat.

In the case that the fallen off material disappeared simultaneously to the cave below, the envelop of the doline (see Fig. 1) would tend to become conical, inclined for the angle α . If not, the thickness of the talus increases paralelly to the slope regression and so the basis of the walls is protected. The inclination of the envelop increases for the rate of protected wall basis. As the material in the talus is more loose, than in solid rock, its primary volume must be multiplied by the scree loosening coefficient (k), which brings about the increasing of the envelop inclination as well. Of course:

$$f'(x) = \frac{dz}{dx} = \operatorname{tg} \alpha + \frac{dh}{dx} \quad (30)$$

and considering Fig. 2, 5/a:

$$k 2\pi (r_0 + x) (h_0 - z) dx = \pi (r_0 + x)^2 dh \quad (33)$$

After rearrangement one obtains:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{2k}{r_0 + x} (h_0 - z) \quad (34)$$

Inserting this to Eq. (30), it yields after rearrangement:

$$\frac{dz}{dx} + z \frac{2k}{r_0 + x} - \left(\operatorname{tg} \alpha + h_0 \frac{2k}{r_0 + x} \right) = 0. \quad (35)$$

This is linear differential equation which general solution is:

$$z = \frac{1}{(r_0 + x)^{2k}} \left[\frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} (r_0 + x)^{2k+1} + h_0 (r_0 + x)^{2k} + C \right] \quad (36)$$

Additive constant can be calculated from the boundary condition $z = 0, x = 0$. So:

$$C = - \left[\frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} r_0^{2k+1} + h_0 r_0^{2k} \right] \quad (37)$$

Inserting this to Eq. (36) it follows:

$$z = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k + 1} \left[(r_0 + x) - \frac{r_0^{2k+1}}{(r_0 + x)^{2k}} \right] + h_0 \left[1 - \frac{r_0^{2k}}{(r_0 + x)^{2k}} \right] \quad (38)$$

The mutual relations among r_0, h_0, x , and z appear from their functional interdependency, but they rely upon the measuring units as well. Define:

$$\mu = \frac{z}{r_0} \quad (39)$$

As $r_o + x = r$, Eq. (38) can be written in the nondimensional form:

$$\mu = \frac{tg \alpha}{2k + 1} \left[\vartheta - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] + n_o \left[1 - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] \quad (40)$$

The shape of the curve obtained is shown on Annex 1. The extreme perimeter of the collapse doline as defined by equality $\mu = n_o$, as the walls disappear completely. Set n_o to the Eq. (40) instead of μ and solve to ϑ :

$$\vartheta_m = \left[n_o \frac{2k + 1}{tg \alpha} + 1 \right]^{\frac{1}{2k+1}} \quad (42)$$

where ϑ_m is the maximum radius. Setting $k = 1,25$ and $\alpha = 37^\circ 30'$ (F. Šušteršič, 1974) it becomes:

$$\vartheta_m = 1,953$$

Inserting h_o instead of z to Eq. (35), one obtains the inclination of the envelop, when $\vartheta = \vartheta_m$. Naturally:

$$\frac{dz}{dx} = tg \alpha \quad \text{or} \quad (43)$$

$$\frac{d\mu(\vartheta_m)}{d\vartheta} = tg \alpha \quad (44)$$

The normalized radius is a model parameter and it can not be used directly when researched the natural phenomena. A bridge between model and measured parametres can be done by use of the value S , as it can be defined in both occasions. Having combined Eqs. (26), (28), and (45) the relation can be found:

$$\frac{tg \alpha}{2k + 1} \left[\vartheta - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] + n_o \left[1 - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right] = n_o - \frac{S \vartheta}{\sqrt{1 - S^2}} \quad (46)$$

Supposing the model and measured S values to be equal, one can compute the normalized radius for any measured doline and perform further calculations, based on the formulas developed before.

$$\vartheta(S) = \left[\frac{n_o(2k+1) + tg \alpha}{\frac{S}{\sqrt{1-S^2}}(2k+1) + tg \alpha} \right]^{\frac{1}{2k+1}}$$

To determine the spatial position of a collapse doline, the national grid coordinates of the doline space gravity center can be used. In the case of natural dolines, the gravity center coordinates are obtained by different ways of numerical integration. For the model the vertical distance between the surface and the gravity center can be expressed (see the expansion in Slovene text) in normalized form:

$$\tau = \frac{1}{4} \frac{\vartheta^2 tg^2 \alpha + 4(n_o - \mu) tg \alpha + 6(n_o - \mu)^2}{\vartheta tg \alpha + 3(n_o - \mu)} \quad (54)$$

The graph of the function is shown on the Annex 2/b.

PRACTICAL USE OF THE ENVELOP EQUATION

The previously developed equations can be useful tool when computing quantities, met in everyday speleological practice. But the first step is to find the relation between the measured and model dimensions. As defined before, the module

is the r_o that multiplies the nondimensional quantities. It can be obtained when equalizing the measured (V_i) and the model (V_m) doline volume. The former is obtained from the measurement data, while the later can be expressed:

$$V_m = \pi r^2 h + \pi r^2 \frac{1}{3} r \operatorname{tg} \alpha \quad (55)$$

having used the Fig. 2, 4. After rearrangement and having used Eq. (40) one obtains:

$$\begin{aligned} V_m &= r_o^3 \pi \left\{ \vartheta^2 \left\{ n_o - \left[\frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k+1} \left(\vartheta - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right) + n_o \left(1 - \frac{1}{\vartheta^{2k}} \right) \right] \right\} + \frac{1}{3} \vartheta^3 \operatorname{tg} \alpha \right\} = \\ &= r_o^3 \left\{ \pi \left[\vartheta^3 \operatorname{tg} \alpha \left(\frac{1}{3} - \frac{1}{2k+1} \right) + \vartheta^{2-2k} \left(\frac{\operatorname{tg} \alpha}{2k+1} + n_o \right) \right] \right\} \quad (57) \end{aligned}$$

Define the expression in the braces to be normalized volume (V_n).

Then:

$$V_m = V_n r_o^3 \quad (58)$$

And so:

$$r_o = \sqrt[3]{\frac{V_m}{V_n}} = \sqrt[3]{\frac{V_i}{V_n}} \quad (59)$$

The values of normalized volume are plotted against the normalized radius on Annex 2/a.

Example 1:

Compute the final dimensions of the collapse doline Dolec (near Planinsko polje). The field data are: $S = 0,592$ $V_i = 71\,000 \text{ m}^3$ $z_t = 553,1 \text{ m}$ where z_t is the absolute level of the doline space gravity center.

On the Annex 2/a one can read that the values $\vartheta_s = 1,284$ and $V_n = 6,576$ belong to the value $S = 0,592$. Compute the size module by use of the Eq. (59)!

$$r_o = \sqrt[3]{\frac{V_m}{V_n}} = \sqrt[3]{\frac{71\,000 \text{ m}^3}{6,576}} = 22,1 \text{ m}$$

The radius of the doline will achieve its maximum extent when the walls disappear (Eq. (42)):

$$r_m = \vartheta_m r_o = 1,953 \times 22,1 \text{ m} = 43 \text{ m}$$

The normalized radius at the observation time is:

$$r_s = \vartheta_s r_o = 1,284 \times 22,1 = 28 \text{ m}$$

Mark the final depth of the doline g_m ! So:

$$g_m = r_m \operatorname{tg} \alpha = 43 \text{ m} \times \operatorname{tg} 37^\circ 30' = 33 \text{ m}$$

At its end stage the doline will differ a lot from the neighbouring solution by its dimensions, though their geometry will be similar.

Example 2:

Compute the minimum volume of the cave room, precedent to the doline, described by the previous data. The level of the cave bottom is estimated $z_j = 369,7 \text{ m}$.

The model earth surface is obtained when considering Eq. (54) and Annex 2/a:

$$\begin{aligned} z_m &= z_t + \tau r_o = \\ &= 533,1 \text{ m} + 0,657 \times 22,1 \text{ m} = 533,1 \text{ m} + 14,5 \text{ m} = 547,6 \text{ m} \end{aligned}$$

Suppose that the actual collapse doline grew from a collapse pothole that resulted from the cave roof falling down. Its volume can be considered to be the minimum possible volume of the past cave room. The model depth is:

$$g_b = z_m - z_j = 547,6 \text{ m} - 396,7 \text{ m} = 150,9 \text{ m}$$

According to the Fig. 4a the corresponding normalized depth is:

$$\begin{aligned} g_b &= h + r \operatorname{tg} \alpha = (n_o - \mu) r_o + \delta r_o \operatorname{tg} \alpha = \\ &= r_o (n_o - \mu + \delta \operatorname{tg} \alpha) = r_o \gamma_b \end{aligned} \quad (60)$$

And so:

$$\gamma_b = n_o - \mu + \delta \operatorname{tg} \alpha \quad (61)$$

Considering Eq. (40) one can compute the hypothetical normalized depth of the collapse pothole to be $\gamma_b = 6,828$ m.

One would like to compose Eqs. (61), (57), and (40) to a general formula, expressing the normalized depth by the normalized volume. So far, the relations are implicate and the numerical solution is the only possible. The resulting function graph is shown on Annex 2 b. One can read right a way that the normalized volume, dependent on given normalized depth value ($\gamma_b = 6,828$) is $V_n = 8,87$. Multiply by the size module:

$$V_m = V_n r_o^3 = 8,87 \times 22,1^3 \text{ m}^3 = 95\,742 \text{ m}^3$$

The past cave room, preceding the actual doline had so encompassed about 96 000 m³.

By the use of the equations developed above and the graphs in the annexes several similar calculations, needed in everyday speleological practice can be done as well. Anyway, one must be aware, that the model may differ quite a lot from the reality in some cases and that the result must always be regarded as an approximation.

CONCLUSIONS

The simplest model of the collapse dolines transformation is formulated mathematically, based on the fundamental suppositions: the doline is geometrically regular, the wall material falls off only and does not slide down, and the scree material does not sink into the gap.

Such a model permits us to compute all the following or the past forms from the recent ones, provided that the basic suppositions hold true approximatively. On the other hand, the model is a basis to more sophisticated models deduction.

A way to adjust the field measured data to the model calculations is presented. So the model may be used in everyday research or engineering practice.

The model is determined by five parametres: the doline space gravity centre grid coordinates, the doline volume, the share of walls among the doline slopes, the talus stability angle, and the scree loosening coefficient.

The key equation is Eq. 40 that describes the shape of the border plane between the talus and the intact solid rock.

Diagrams to provide easy calculation of everyday used quantities are computed, so that no deep insight in the mathematical development of the model is needed. Two examples of such calculations are expanded, based on a real doline measurements.

The mathematical model derived is general. So it can be used when studying any type of central depressions, provided that the fundamental suppositions may be received. In such a way one can compare geometrically similar closed depressions of different origin.

KRASOSLOVNA ZBIRKA PODATKOV

(S 3 SLIKAMI)

KARSTOLOGICAL DATA BANK

(WITH 3 FIGURES)

PRIMOŽ JAKOPIN
IVAN KENDA
MAJA KRANJC
ANDREJ KRANJC

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. JUNIJA 1984

Vsebina

Izvleček — Abstract	141 (3)
UVOD	141 (3)
PROGRAMSKI SISTEM IBIS	142 (4)
JAMSKI KATASTER	144 (6)
KNJIŽNICA	146 (8)
SKLEP	148 (10)
LITERATURA	150 (12)
KARSTOLOGICAL DATA BANK (Summary)	151 (13)

Naslov — Address

mag. PRIMOŽ JAKOPIN, dipl. mat., asist. progr.
Računalniški center Univerze E. Kardelja
Kardeljeva ploščad 17
61000 Ljubljana
Jugoslavija

IVAN KENDA, viš. strok. del.
MAJA KRANJC, viš. knjiž. ref.
mag. ANDREJ KRANJC, dipl. geogr., višji razisk. sodel.
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Tibov trg 2
66230 Postojna
Jugoslavija

Izvleček

UDK 551.44:681.327

Jakopin Primož, Ivan Kenda, Maja Kranjc, Andrej Kranjc: Krasoslovna zbirka podatkov.

Pred nekaj leti so na Inštitutu za raziskovanje krasa ZRC SAZU (Postojna) pričeli vnašati večje baze podatkov v računalnik, s čimer je bil položen temelj bodoče banke podatkov. Največji datoteki sestavljajo podatki iz knjižnice in jamskega katastra. Članek podrobneje obravnava problematiko teh podatkov, način vnašanja v računalnik, računalniško obdelavo (program IBIS) in tudi uporabnost in perspektive takega hranjenja in obdelave podatkov za krasoslovje in speleologijo.

Abstract

UDC 551.44:681.327

Jakopin Primož, Ivan Kenda, Maja Kranjc, Andrej Kranjc: Karstological Data Bank.

Few years ago they began to put into computer two great data bases — Library and Cavern Register — at the Institute for Karst Research (Postojna). Thus the basement was founded for the future data bank. Two greatest data bases consist of Library's and Cavern Register's data. Problematics of these data, concerning loading of computer, treating (programme IBIS) as well as utility and perspectives for karstology and speleology are discussed.

UVOD

Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU v Postojni je bil ustanovljen pred 35 leti. Podobno kot druge raziskovalne organizacije v zvezi s svojo dejavnostjo pridobiva, ureja in hrani najrazličnejše podatke. Kot drugi akademijski inštituti imamo tudi mi priročno knjižnico, ki pa mora biti zaradi raziskovalcev različnih usmeritev (arheologija, biologija, geografija, geologija, kemija, speleologija) in zaradi oddaljenosti od matične biblioteke, kot tudi drugih centralnih knjižnic (NUK, Muzej, CTK), zasnovana širše, kot pa so običajno priročne inštitutske knjižnice. Naša knjižnica šteje trenutno preko 20.000 enot.

Poleg knjižnice je drugi obsežni vir podatkov Jamski kataster, ki ga vodimo in urejamo skupaj z Jamarsko zvezo Slovenije. Ta kataster je zbirka podatkov o kraških jamah v Sloveniji, ki so jih pričeli zbirati že v prejšnjem stoletju in bo v kratkem obsegal podatke o 5500 kraških jamah.

Knjižnica in kataster sta vir podatkov, ki jih je potrebno upoštevati oziroma mogoče uporabljati pri najrazličnejših raziskovalnih nalogah. Podatki in novi dokumenti prihajajo v ti dve zbirki relativno neodvisno in niso neposredno vezani na inštitutsko raziskovalno delo. Pač pa se ob tem delu, predvsem ob terenskih raziskovanjih, zbirajo različni drugi podatki, često tako številni, da že njihovo obvladanje in obdelava predstavljata razmeroma težko nalogo. Posebej težavno je dolgoročno hranjenje takih podatkov, in to na tak način, da jih je mogoče ponovno uporabiti. Za primer naj navedem le podatke fizikalno-kemičnih opazovanj v jamah, podatke o meritvah jamskih sedimentov, kjer npr. za vsak prodnik posebej operiramo z najmanj petimi podatki.

Podatke oziroma dokumente želimo hraniti na tak način, da so, poleg ustreznega hranjenja tudi ustrezno urejeni in dostopni, tako da jih je mogoče čim lažje uporabljati, to se pravi, čim enostavneje in čim hitreje poiskati in izbrati ustrezen podatek.

Ravno s tem pa imamo tudi največ težav: knjižnica je urejena po signaturah in obstaja le avtorski katalog, katastrsko gradivo pa je urejeno po katastrskih številkah. Če uporabnik ne pozna ustreznega podatka, je le od delavca v knjižnici ali v katastru odvisno, od njegovega spomina in časa, ali bo sploh mogoče priti do željenega dokumenta. Ne smemo sicer govoriti o mrtvem kapitalu, pač pa o kapitalu, ki se zelo počasi, prepočasi, obrača.

Ne sme nas čuditi, da so se že kmalu po ustanovitvi Inštituta pričele kazati težnje po izboljšavah in preureditvah zbirke dokumentov. Večkrat smo se lotili ustreznih del, npr. sestavljanja dodatnih knjižničnih kartotek in preurejanja načinov hranjenja katastrskih podatkov. Vendar zaradi preobilice gradiva in premajhnega števila delavcev te izboljšave nikoli niso bile končane, ali pa se je preureditev izkazala za koristno le kratek čas. Z dotokom novega gradiva se je vprašanje dostopnosti do podatkov pojavljalo vedno znova, le da v hujši obliki, zaradi večje količine gradiva v celoti.

To vprašanje je bilo najbolj pereče pri katastru. V začetku sedemdesetih let smo napravili osnutke za nove kartoteke in pričeli misliti tudi na tak način hranjenja podatkov, ki bi bil kasneje primeren za prehod na računalnik. Izdelali smo osnutek za računalniško hranjenje informacij ter predlagali ustanovitev dokumentacijskega centra za raziskovanje slovenskega krasa na našem Inštitutu, katerega jedro bi bil prav kataster na računalniški osnovi. Načrt se je zataknil deloma zaradi pomanjkanja denarja, deloma pa zato, ker v Postojni in v vsem tem delu Notranjske takrat še ni bilo ustreznega računalnika.

V zvezi z raziskavami za nalogo »Recentni fluvialni jamski sedimenti« smo pričeli preučevati tudi večje količine prodnikov. Ker je bilo preračunavanje parametrov in njihovo medsebojno primerjanje, šlo je za tisoče prodnikov, zelo zamudno delo, smo se odločili, da si pomagamo z računalnikom. Program za obdelavo podatkov o prodnikih je pripravil F. Rajšter, takrat vodja ERC Javor v Pivki, kjer so nam podatke tudi vnašali in obdelovali (Kranjc 1980).

Izkušnje, pridobljene na podlagi sodelovanja z ERC Javor, so nas ponovno napotile na misel, da preizkusimo uporabo računalnika tudi pri drugih podatkih, ki jih imamo v večjih količinah, najprej s katastrom. Ker ERC Javor za tako nalogo ni več ustrezal, smo se obrnili drugam. Kot najugodnejša se je izkazala povezava z RCU E. Kardelja v Ljubljani, kjer je bil med drugim tudi brezplačno na uporabo program IBIS. Avtor tega programa, P. Jakopin, se je že vrsto let ukvarjal s problematiko hranjenja in obdelave podatkov jamskega katastra s pomočjo računalnika in je bil tudi pri naši nalogi pripravljen sodelovati (Jakopin 1972).

Prve vzorčne podatke iz katastra smo vnesli in obdelali s pomočjo računalnika leta 1981. Ker je vse potekalo v redu, celo bolje, kot smo pričakovali, smo se odločili, da pričnemo vnašati tudi knjižnične podatke. Tudi za to nalogo so bile poskusne obdelave, ob vsestranskem zadovoljstvu, opravljene 1981. Z letom 1982 je steklo redno vnašanje katastrskih in knjižničnih podatkov v računalnik in to leto lahko štejemo za začetek pri sestavljanju naše banke podatkov.

PROGRAMSKI SISTEM IBIS

Že večkrat omenjeni IBIS je programski sistem za obdelavo zbirk s podatki močno spremenljivih dolžin. Mednje sodijo predvsem zbirke s podatki o knjigah

in člankih — naslov dela je lahko zelo kratek ali pa zelo dolg; avtorji in deskriptorji pa ne samo, da so spremenljivih dolžin, ampak je zelo spremenljivo tudi njihovo število. Zato povsod po svetu takih zbirk ne obdelujejo s sicer zelo razširjenimi sistemi za obdelavo poslovnih podatkov zbirk (DBMS) temveč z nalašč v ta namen razvitimi IRS sistemi (angl. Information Retrieval and Storage).

Mednje sodi tudi IBIS, ki ga je sestavil P. Jakopin. Začetki IBISA segajo v drugo polovico sedemdesetih let, ko je Univerza v Ljubljani svoje centralno računalništvo morala združevati še v Republiškem računskem centru (RRC). V letu 1977 je bil IBIS še precej skromen in se z večjimi podatkovnimi zbirkami še ni mogel spopasti (zmogel je le podatke o nekaj sto člankih ali knjigah), v letu 1980, ko je bil prenešen na nov, bistveno bolj odprt univerzni računalnik (DEC-10), pa je doživel pravi razcvet. Za uporabnike je postal dosti bolj prijeten (angl. user friendly), spomladi 1983 je bil pa tudi vsebinsko dograjen, tako da je mogoče z njim zdaj za znosno ceno poizvedovati že tudi po več deset tisoč dokumentov velikih zbirkah.

Programski sistem IBIS je sestavljen iz več programov, ki uporabniku omogočajo:

- sestavitev zbirke iz vhodne oblike, ki jo pripravimo z enim izmed urejevalnikov besedil — IBISZ;

- poizvedovanje po zbirki, preurejanje (sortiranje) dokumentov po enem ali več podatkih in še veliko drugih postopkov nad zbirko — IBIS;

- spreminjanje strukture zbirke (vsem dokumentom dodamo nov tip podatka, ki pred letom dni še ni bil pomemben, kaj opustimo, itd.) — IBIST;

- združevanje več zbirk v eno, ali dopolnjevanje obstoječih — IBISUN;

- popraviljanje velikega števila (več tisoč) napačnih vrednosti podatkov, ne glede na to, v katerih dokumentih se pojavljajo — IBISN.

Glavnina IBISA — 296 modulov — je napisana v programskem jeziku STRUCTRAN, strukturirani izvedenki programskega jezika FORTRAN, ki je bila razvita na naši univerzi (avtorja V. Batagelj in E. Zakrajšek). Le majhen del — dva modula — je napisan v strojnem jeziku računalnika DEC-10,

Pri IBISU strukturo zbirke — katere podatke želimo imeti v vsakem dokumentu in kakšne vrste naj bodo (števila, datumi, besedila) seveda predpišemo sami. Upoštevati moramo le nekaj spodaj navedenih omejitev. Dokument ne sme biti daljši kot 3000 znakov (eno in pol tipkane strani formata A 4) in sme imeti do 60 različnih podatkov. Ti smejo biti enostavni (npr. naslov; njihova dolžina ni omejena) ali sestavljeni (npr. avtor — lahko je en sam, sme pa jih biti tudi sedemnajst . . . ali več). Dolžina vsakega dela sestavljenega podatka je omejena na 120 znakov.

IBIS se je v zadnjih letih že precej uveljavil — z njim si pomaga več specializiranih INDOK centrov (za ekonomijo, družboslovje, medicino), Narodna in univerzitetna knjižnica (NUK), Zavod SRS za statistiko in še več manjših uporabnikov.

V zadnjem času je postal dostopen že tudi IRS na mikroročunalniku, ki v enem programu združuje funkcije urejevalnika besedil ter programov IBISZ in IBIS. Ime mu je INES, za pri nas najbolj razširjen osebni računalnik Sinclair Spectrum ga je napisal avtor IBISA, v enem kosu pa lahko obdeluje do 12 tipkanih strani dolge podatkovne zbirke.

Ker IBIS popolnoma ustreza inštitutskim zahtevam, smo se ga oprijeli tudi mi in je zdaj osnovni program, s katerim obdelujemo naši največji zbirki podatkov, kataster in knjižnico.

JAMSKI KATASTER

vsebuje, kot je bilo že omenjeno, podatke o kraških jamah Slovenije. Vodi se v dveh primerkih, eden je v Ljubljani, kjer skrbi zanj Jamarska zveza Slovenije, drugi pa v Postojni, na našem inštitutu. Vsebuje dokumente o preko 5.300 kraških jamah. Vsaka jama ima svojo katastrsko številko, ki si slede v vrsti naravnih števil po času odkritja jame oziroma prispetja dokumenta v kataster.

Osnovni dokument predstavlja zapisnik o obisku jame. Lahko je: glavni (terenski) zapisnik, dopolnilni zapisnik, načrt jame, fotografija, skica ali druga zabeležka. Vsi ti dokumenti so vloženi v mapo, na kateri je ime s katastrsko številko jame. Mape si slede po katastrskih številkah in so vezane v fascikle.

Vsebina zapisnikov, čeprav so v obliki obrazcev je zelo različna, odvisna od sestavjalca zapisnika, ki je običajno iz amaterske jamarske organizacije. Navadno je poudarek na temi avtorjevega zanimanja, čeprav naj bi bil sestavljen po zahtevah, ki jih narekuje obrazec. Torej je kvaliteta vsebine zapisnikov dokaj različna, kar seveda najbolj ovira prehod na avtomatsko obdelavo podatkov.

Skupni seštevek dokumentov v katastru je okrog (ocenjeno) 35.000 strani formata A 4. Vendar je precej strani praznih ali na pol praznih, ki jih je pri izboru in iskanju podatkov potrebno vseeno prelistati, kar zahteva veliko časa in truda. Tako smo se odločili, da poizkusimo podatke shraniti v računalniku.

Že obrazec terenskega zapisnika je razdeljen na vrste podatkov. V glavnem smo se držali te razdelitve, z nekaterimi dopolnitvami in spremembami. Za ilustracijo naj naštejemo, za katere vrste podatkov gre: splošni podatki o jamah, o obisku, metrični podatki, podatki o jamskih vhodih, morfološki in geološki podatki, podatki o jamskih sedimentih, hidrološki podatki in podatki o jamski klimi, biološki, paleontološki, arheološki, zgodovinski in gospodarski podatki, podatki o tehniki raziskovanja — načinu pristopa ter končno bibliografski podatki.

Splošni podatki o jami vključujejo identifikacijske podatke: katastrsko številko, VG številko, dvojne katastrske številke, ime jame, sinonime. Edino katastrska številka je enoličen podatek, zato je tudi razvrstitev map v katastru izvedena po njej. Med splošne podatke sodijo še: lega vhoda določena z Gauss-Krügerjevimi koordinatami, morfološki tip jame določen po posebni klasifikaciji, oznaka lista topografske karte, na katerem leži vhod, in sicer TK 1:25.000 in ODK 1:5000, katastrska občina, upravna občina, dolžina in globina jame, podatki o registraciji.

Podatki o obisku jame vsebujejo: identifikacijske podatke — katastrsko številko in ime, nadalje pa še datum obiska, datum zapisnika o tem obisku, datum prejema zapisnika v kataster, namen obiska, jamarska organizacija, kateri pripadajo udeleženci obiska, imena obiskovalcev, ime zapisnikarja.

Tudi ostale vrste podatkov, navedene zgoraj, so še nadalje razčlenjene, vendar s tem ne bomo izgubljali časa in prostora.

Podatke vnašamo na disk računalnika DEC-10. Za vnašanje, dopolnjevanje, popravljanje in sestavljanje osnovne datoteke uporabljamo vrstična oziroma ekranska urejevalnika »SOS« in »SED«. Tako urejene oziroma vnešene datoteke sestavljamo v zbirke ter jih obdelujemo s programskim sistemom IBIS, kot je bilo razloženo že zgoraj.

V prvi fazi prehoda na računalniško obdelavo podatkov vnašamo samo dve vrsti podatkov, splošne podatke o jami in podatke o obisku v jami.

Če bi sočasno vnašali vse vrste podatkov, ki so bile prej naštete, bi prehod predolgo trajal in še dolgo ne bi bilo željenih rezultatov. Zato so ostali podatki predvideni za vnos v drugi fazi. Poleg tega zajemata ti dve vrsti podatkov večino, ki se najpogosteje uporablja.

Že sedaj lahko s pomočjo programa IBIS dobimo razne sezname, po katastrskih številkah, po abecedi, jame razvrščene po legah, skratka možne so razne kombinacije parametrov.

Da bi imeli že pred koncem prve faze vnašanja vzorčne celote, nismo začeli z vnašanjem pri prvi katastrski številki, pač pa vnašamo podatke po (upravnih) občinah, v tem okviru pa seveda po katastrskih številkah. Tako smo po nekaj sto vnešenih jamah, kolikor jih ima določena občina, že lahko obdelovali podatke z IBIS in dobili sliko speleoloških značilnosti določenega ozemlja.

V kataster tekoče prihajajo tudi dokumenti o novih raziskavah. Te podatke sproti vnašamo, in sicer po letih ter imamo s tem evidenco o prihajanju podatkov v kataster. V računalniku imamo sedaj več datotek, zaključenih enot, iz katerih sproti sestavljamo enotno zbirko, ki bo zaključena, ko bodo zaključene posamezne datoteke, iz katerih bo zbirka sestavljena. Seveda bo treba končno zbirko stalno dopolnjevati z novimi podatki, kakor bodo prihajali v kataster. Za vizuelno predstavo o razširjenosti kraških jam in s tem krasa nasploh v Sloveniji smo vnesli v računalnik koordinate točk, ki tvorijo mejo Slovenije (zbral sodelavec S. Morel). Koordinate točk vhodov v jame pa imamo že v okviru splošnih podatkov. Računalnik tako izriše Slovenijo (meje, glavne reke, glavna mesta) z vrisanimi legami vhodov v jame. Merilo izrisa lahko poljubno izbiramo in spreminjamo, odvisno od namena uporabe in velikosti željenega ozemlja.

Do sedaj smo v računalnik vnesli splošne podatke za blizu 2500 jam, za večino teh jam pa tudi že podatke o obiskih. S tem je vnešena slaba polovica omenjenih dveh vrst podatkov iz celega katastra.

Že sedaj se kažejo prednosti takega shranjevanja in obdelave podatkov. Primer: vnešene so vse jame, ki so v občinah na področju slovenskega alpskega sveta. Iz njih je bila sestavljena zbirka, na podlagi katere so bili narejeni zaključki o speleoloških, tipoloških in drugih značilnostih alpskega krasa.

Pojavljajo se tudi zunanji interesenti za računalniško obdelane, s tem je mišljena predvsem ustrezna urejenost in hitra dostopnost, katastrske podatke in če je njihovo območje že vnešeno, jim ni težko ustreči.

Vnašanje in obdelavo podatkov opravljamo na terminalu RCU v Ljubljani, zato poteka zaradi potovanja na relaciji Postojna—Ljubljana sorazmerno počasi. Z ekranskim terminalom v Postojni, ki bo povezan z računalnikom v Ljubljani, se bo delo močno pospešilo. Le izpisi bodo potekali še vedno na tiskalniku v Ljubljani. V perspektivi naj bi se ekranskemu terminalu v Po-

stojni pridružil še tiskalnik ali teleprinterski terminal. Potem bi uporabnik lahko dobil ustrezne podatke iz katastra v zelo kratkem času.

KNJIŽNICA

Knjižnica našega inštituta je del centralne biblioteke SAZU, kjer opravljajo akcesijo in signiranje tudi naše literature. Naša knjižnica naj bi bila tematsko specializirana za področji krasoslovja in speleologije, vendar pokriva obširnejši sklop sorodnih področij, kot npr. biospeleologijo, arheologijo, varstvo narave itd. Del knjižnega fonda smo podedovali po predvojnem italijanskem Speleološkem inštitutu v Postojni. Odkupili smo knjižnico I. A. Perka, znanega krasoslovca, ki obsega 1000 enot starejše literature. Tako je imela naša knjižnica že ob ustanovitvi imeniten fond stare »klasične« literature o krasu in jamah, kjer najdemo tudi nekaj res redkih primerkov.

V sedanjih, devizno težkih časih, ko je nakup tuje literature izredno otežkočen, se naš fond veča pretežno s pomočjo zamenjave, daril, v zadnjem času pa tudi vedno bolj segamo po fotokopijah člankov, ki nas zanimajo. Kljub manjšemu številu nakupov pa knjižni fond nezadržno rase, kar je občutno zlasti pri pomanjkanju prostora — kronični bolezni vseh knjižnic. Zaradi obsežnosti (preko 20.000 enot) postaja fond nepregleden, zlasti, ker se je v prejšnjih časih izdeloval izključno abecedno-imenski katalog. Nekaj let smo sicer izpisovali tudi članke za katalog stvarnih gesel, vendar pa je s preprostimi kataložnimi listki težko doseči potrebno širino uporabnosti, ki jo zahtevajo različne želje. Zato smo se odločili, da preidemo tudi na tem področju na računalniško obdelavo in hranjenje.

Najprej smo se lotili izpisovanja člankov iz revij in vseh novo prejetih monografij in iz tega napravili dve datoteki. S prvo, na kratko imenovano »jugo«, pokrivamo jugoslovansko geolingvistično območje (vsi prispevki jugoslovanskih avtorjev o krasu in speleologiji oziroma tujih avtorjev o krasu in speleologiji na jugoslovanskem in slovenskem etničnem ozemlju). V drugi z imenom »svet« pa so ostali članki tujih avtorjev s krasoslovno in speleološko vsebino. Razen tekočega prejema pa vnašamo tudi nekatere podatke za nazaj in smo tako sestavili že nekaj namenskih bibliografij, kakor npr. 25 letnikov revije Naše jame. 11 letnikov Acta carsologica, publikacije jugoslovanskih speleoloških kongresov.

Program IBIS je za potrebe naše knjižnice idealen, obenem pa je tudi kompatibilen z ostalimi programskimi sistemi, uporabljanimi v knjižnicah. Obrazec za sestavo vhodnih podatkov je enoten, tako za knjige kot za revije, le da izpolnjujemo nekaj različnih rubrik. V vhodnem dokumentu je upoštevanih 21 podatkov o vsaki publikaciji oziroma prispevku.

Identifikacija, vrsta, avtor, naslov, ime revije, založba, kraj izida, leto izida, številka volumna in zvezka, številka prve in zadnje strani ter število ilustracij so bolj ali manj standardni izbor podatkov, tako pri mehanski kot tudi pri računalniški obdelavi podatkov. Posebnost računalniške obdelave glede uporabnosti sta naslednji dve skupini podatkov, stvarni in regionalni deskriptorji.

S stvarnimi deskriptorji skušamo na čim krajši in čim bolj preprost način predstaviti bistveno vsebino prispevka oziroma monografije, obenem pa mora biti njihov izbor tak, da omogoča urejanje teh prispevkov tako po vsebini (npr.

korozija) kot tudi po najširši »strokovni« hierarhiji (npr. krasoslovje). Ustrezno sortiranju po tematiki, po stvarnih deskriptorjih, je tudi uporabnost stvarnih deskriptorjev za iskanje in izbor dokumentov, ki vsebujejo določeno tematiko. Tudi v tem primeru morata pravilen izbor deskriptorjev in program IBIS omogočati, da uporabnik odkrije dokument, ki vsebuje podatke o zelo omejeni posebnosti, a tudi izbor vseh dokumentov, ki obravnava celotno stroko. Hierarhija stvarnih deskriptorjev je v osnovi prirejena po Bulletin bibliographique de l'UIS, ki izhaja v Švici in obravnava podobno problematiko. Ker pa je njihova razdelitev za potrebe ozko specializirane knjižnice preširoka, dodajamo po potrebi nove diskriptorje. »Ključne besede« (angl. key words), ki v strokovnih publikacijah pogosto nadomeščajo UDK (pri računalniški obdelavi in interpretaciji postane tako zamotano kodiranje popolnoma nepotrebno) so pri tem v veliko pomoč: navadno so vse ključne besede že stvarni deskriptorji, često pa je njihov izbor že tudi tako dovolj širok, da niti dodatnih stvarnih deskriptorjev ni potrebno pisati.

Regionalni deskriptorji so načeloma enaki stvarnim, le da ne obravnavajo tematike, temveč regije, dežele in pokrajine. Tudi tod uporabljamo splošno hierarhijo (celina—država—pokrajina), v podrobnostih pa lahko gremo do imena posameznega pojava (Cerkiško jezero), ledinskega imena ipd. Tudi v tem primeru je enako lahko in hitro izbrati bodisi vsa dela, ki obravnavajo npr. kras v Španiji, kot tudi vsa dela, ki obravnavajo le Postojnsko jamo. Če je za kako regijo več del (Slovenija), so regionalni deskriptorji ustrezno podrobnejši, če jih je manj, pa splošnejši (Argentina).

Za deskriptorje še posebej velja, kot je bilo navedeno pri pojasnjevanju programa IBIS, da jih lahko naknadno spreminjamo, uvajamo nove ali brišemo stare, če je bila razdelitev preveč podrobna (razbita) lahko njihov izbor zožamo, v nasprotnem primeru pa uvedemo nove. Trenutno vsebujejo izpisani knjižnični podatki preko 800 stvarnih in nekaj sto regionalnih deskriptorjev. Za prihodnost imamo v načrtu izdelavo tezavra po teh dveh deskriptorjih, tako da bo iskanje in izbiranje ustrezne literature s pomočjo računalnika še enostavnejše, hitrejše in obenem popolnejše.

Za diskriptorji pride še nekaj običajnih podatkov, ki pa so v zvezi z računalniško obdelavo seveda lahko zelo koristni, kot je tip, povzetek, opomba, knjižnica, jezik in signatura.

Zadnji podatek so »reference«, to so podatki o citatih v obdelanih delih. To je posebnost in obenem prednost našega načina hranjenja podatkov. Ostali podatki vhodnega dokumenta se ne razlikujejo bistveno od vhodnih dokumentov ostalih knjižnic, z izjemo referenc. Izpis referenc nam bo v veliko pomoč pri pregledu temeljne krasoslovne literature, pri tem, koliko so objavljena dela naših strokovnjakov upoštevana v tuji literaturi, kolikšen je delež starih, temeljnih del o krasu v novi literaturi ipd. V vhodnem dokumentu so reference pisane v čim bolj skrženi obliki, zato pa imamo posebno datoteko z referencami, kjer so dodana tudi pojasnila, tako da je mogoče vsako referenco v celoti identificirati. Iz do sedaj izpisane literature smo zbrali že preko 5000 referenc in na nekaterih področjih se njihov krog že zapira. Pomembnejša dela so izkristalizirana in v zadnjem času je zlasti med slovenskimi avtorji vedno manj starejših del, ki še ne bi bila vpisana v datoteki reference. Na ta način

lahko tudi ugotovimo, katera pomembna, to je pogosto citirana dela, manjkajo v naši knjižnici in bi jih bilo vredno poskusiti nabaviti.

Z rednim, čeprav še v poskusni fazi, izpisovanjem knjižničnega gradiva smo pričeli prav tako leta 1982, za poskus izpisali revijo Naše jame (25 letnikov), nato pa tudi sproti izpisovali na novo prispelo literaturo. Zaenkrat, zaradi pomanjkanja časa in delavcev, skušamo čim bolj sproti vnašati oziroma izpisovati prihajajočo literaturo, starejšo pa le glede na razpoložljivi čas in potrebe. Zaenkrat imajo prednost slovenske publikacije in tematika, ki obravnava slovenski kras. Vsega skupaj je izpisanih preko 1500 knjižničnih enot, od tega več kot dve tretjini jugoslovanske literature in le slaba tretjina tuje. Razen že omenjenih kazal oziroma bibliografij (Acta carsologica, Naše jame) pripravljamo s pomočjo računalnika tudi letne bibliografije inštitutskih sodelavcev ter za interno uporabo letne preglede nove literature v obliki zgoščenih bibliografij. Prav računalniška obdelava deskriptorjev in referenc za 25 letnikov Naših jam se je izkazala za zelo koristno ob »okrogli mizi«, ki jo je organiziralo uredništvo ob priliki 25. letnika.

SKLEP

Po dveh oziroma treh letih poskusnega vnašanja in obdelave podatkov s pomočjo računalnika in programa IBIS se kaže, da je naša usmeritev v tak način hranjenja in obdelave podatkov pravilna in da jo je tudi mogoče izpeljati. Bistvenega pomena je, da lahko podatke vnašamo neurejeno in jih kasneje računalnik uredi, na najrazličnejše načine, po najrazličnejših podatkih, za uporabo pa lahko dobimo iz računalnika kombinacije poljubnih podatkov in poljubne izbore, od splošnih do najbolj specialnih. Z večanjem fonda podatkov se večja tudi njihova uporabnost, saj je vedno večja verjetnost, da bo človek dobil s pravilnim izborom bolj ali manj vse zelene podatke. Pri tem ni nevarnosti, da bi postala datoteka z večanjem števila dokumentov vedno manj uporabna zaradi vedno težjega dostopa do pravega podatka in vedno daljšega časa iskanja, kot se to dogaja pri ročno urejevanih datotekah.

Nasprotniki računalniškega hranjenja in obdelave podatkov, takih je še precej tudi med strokovnjaki, pogosto argumentirajo svoje stališče z znano krilatico »smeti noter — smeti ven«, ali, če daš slabe podatke v računalnik, tudi ven ne moreš dobiti dobrih. To je seveda res, toda ravno v primeru računalnika še posebej tudi velja, da iz kvantitete raste kvaliteta. V primeru velike količine podatkov, dovolj je že naš jamski kataster, ki jih je treba obvladovati ročno, človek na celo vrsto obdelav niti ne pomisli, saj bi zahtevali veliko preveč časa in časa. Primer: sortiranje jam po nadmorski višini ali sestava seznama jam, ki jih je obiskal pokojni E. Pretner. Če bi se človek lotil katastra ročno, da bi dobil te podatke, bi moral listati po dokumentih nekaj mesecev, če pa so enkrat katastrski podatki v računalniku, so pa take zahteve malenkost.

Seveda pa celotno stanje v zvezi z našo banko podatkov ni rožnato. Kljub enostavnosti in hitrosti je prenos velikih količin dokumentov in podatkov v stroj zamudno in obsežno delo, ki mora biti dobro organizirano in neprekinjeno, da uspe. Veliko težav je tudi tehnične in denarne narave: vezanost na zunanji računalnik in s tem povezana številna potovanja sodelavcev ali pa draga in počasna telefonska povezava, drage računalniške usluge, draga in težko

dostopna računalniška oprema, zasedenost računalnikov, skratka težave, ki smo jih vajeni iz vsakdanjega življenja in dela.

Vendar menimo, da je s stališča slovenskega krasoslovja in speleologije svetla bodočnost v računalniški obdelavi podatkov. Z našega ozemlja izvira ime za pojav »kras« in za vedo »krasoslovje«, obe vedi, speleologija in krasoslovje, sta se pričeli razvijati ravno na podlagi preučevanja našega krasa in danes je krasoslovje nedvomno ena najpomembnejših »narodnih ved«. Žal pa niti Slovenci niti Jugoslovani v celoti v sodobnem krasoslovju in speleologiji nismo vodilni. Pač pa imamo v jamskem katastru in inštitutski knjižnici skoraj neizčrpen vir podatkov, ki zajemajo obdobje zadnjih 200 let! Če bomo s svojo banko podatkov uspeli, če bomo uspeli shraniti v računalnik podatke teh dveh največjih zbirk, če bomo uspeli pri bibliotečni obdelavi še dalje voditi reference, če bomo poleg katastra uspeli, da bo računalnik risal tudi karte z legami jam, risal načrte jam (tudi njihove prostorske slike) in računal volumne podzemeljskih prostorov, tudi v vsem tem je program P. Jakopina že zelo daleč, smo lahko prepričani, da bo naša banka krasoslovnih in speleoloških podatkov, če še ne prav vodilna, pa vsa v svetovnem vrhu, tako glede količine podatkov, kot tudi glede njihove urejenosti, dostopnosti in uporabnosti.

LITERATURA

- Jakopin, P., 1972: O numeričnem vrednotenju kraških objektov. Povzetki predavanj 6. kongresa speleologov Jugoslavije, 41—42. Postojna.
- Jakopin, P., 1981: Macrosteriological evaluation of cave space. Stereol. Jugosl., 3, Suppl. 1, 621—628, Ljubljana.
- Jakopin, P., 1981a: Measuring Caves by Volume. Proc. 8th Int. Congr. of Speleology, 1, 270—272, Americus (Georg.).
- Jakopin, P., 1982: IBIS. RCU, 1—28, Ljubljana.
- Jakopin, P. & A. Kranjc, 1983: Jamski kataster v računalniški obliki. Predavanje, Simpozij Čovjek i krš '83, Mostar.
- Jakopin, P., 1983: O novih možnostih pri merjenju jam. Naše jame 25, 105—107, Ljubljana.
- Jakopin, P., 1983: Caves, Volume and the Z80. Stalagmit, mimorad. pril., 24—27.
- Kranjc, A., 1980: Kataster kraških jam IZRK SAZU (Problematika v zvezi s prenosom podatkov na računalnik). Man., IZRK ZRC SAZU, 1—10, Postojna.
- Kranjc, A., 1982: Proposition d'une bibliographie Yougoslave sur le karst littoral. Karst littoraux, Actes du Coll. de Perpignan, 41—50, Nîmes.
- Wilcock, J. D., 1976: The Computer in Speleology. The Science of Speleology, 551—578, London etc.

KARSTOLOGICAL DATA BANK

Summary

Institute for Karst Research was founded 35 years ago and has various collections of documentation, the biggest are Library (over 20.000 bibliographic units) and Cavern Register (nearly 5500 caverns). Often the data are very difficult or even impossible to use, due to traditional storage and hand treating.

In the beginning of 70th years we began to think on the mechanical and computer treating of the documentation. First more important use of the computer, including data storage, has been effected in 1979 for the study of fluvial cave sediments. Treating was carried on in the computer of furniture factory Javor in Pivka. Meanwhile P. Jakopin succeeded to finish the programe IBIS IRS System, when the Ljubljana University Computing Center has got the computer DEC-10. In 1983 IBIS was completed, became more user friendly and was able to treat for reasonable price data-bases with more ten thousands of documents. Recently the essential part of IBIS under the name INES is accessible for microcomputers too. IBIS is used by some specialised INDOK centers and is fully appropriated for our purposes too.

In 1982 we began to storage into the computer the data both of our library and cavern register. We are making data-bases by text editors and later we are treating them by IBIS. The number and the lenght of the data are practically unlimited and the documents can be retrieved by any data or even a part of it. Up to now we have data-base of about 2500 caverns and 1500 bibliographical units. The novelty or speciality of our data-bases are »references« in bibliography base and cavern location plotting in cavern register base.

In spite of numerous technical and financial difficulties we think that the progress of our karstological and speleological documentation lies in computerised data bank.

SAZU — IZRK

SPLOŠNI PODATKI O KRAŠKI VOTLINI

Kat. št.:	Dvojne kat. št.:	VG št.:
	*	*
Ime votline:		
*		
Sinonimi:		Tip:
*		*
Koordinate: X	Y	Z
*	*	*
List TK 1:25.000:	List ODK 1:5.000:	
*	*	
Kat. občina:	Upravna občina:	
*	*	
Dolžina:	Globina:	
*	*	
Vir registracije:		
*		
Leto zapisnika (po viru):		
*		
Datum obiska:		
*		
Datum zapisnika o obisku:		
*		
Organizacija:		
*		
Udeleženci:		
*		
Zapisnikar:		
*		
Obdelanost votline:		
*		
Opombe:		
*		

Izpolnil:

Datum:

SAZU — IZRK

PODATKI O OBISKU

Kat. št.:	Ime votline:	*
Datum obiska:		*
Datum zapisnika o obisku:	Datum prejema:	*
Namen ekskurzije:		*
Organizacija:		*
Udeleženci:		*
Zapisnikar:		*
Opomba:		*

Izpolnil:

Datum:

SAZU — IZRK

**Podatki o
DOKUMENTU**

Izpolnil:
Dne:

Identifikacija:	Vrsta:	Avtor:		
*	*	*		
Naslov:				
*				
Ime revije:				
*				
Založba:	Kraj izida:			
*	*			
Leto izida:	Volumen:	Zvezek:	Prva in zadnja stran:	Slik — tabel:
*	*	*	*	*
Stvarni deskriptorji:				
*				
Regionalni deskriptorji:				
*				
Tip:				
*				
Povzetek:				
*				
Opomba:				
*				
Knjižnica:	Jezik originala:		Signatura:	
*	*		*	

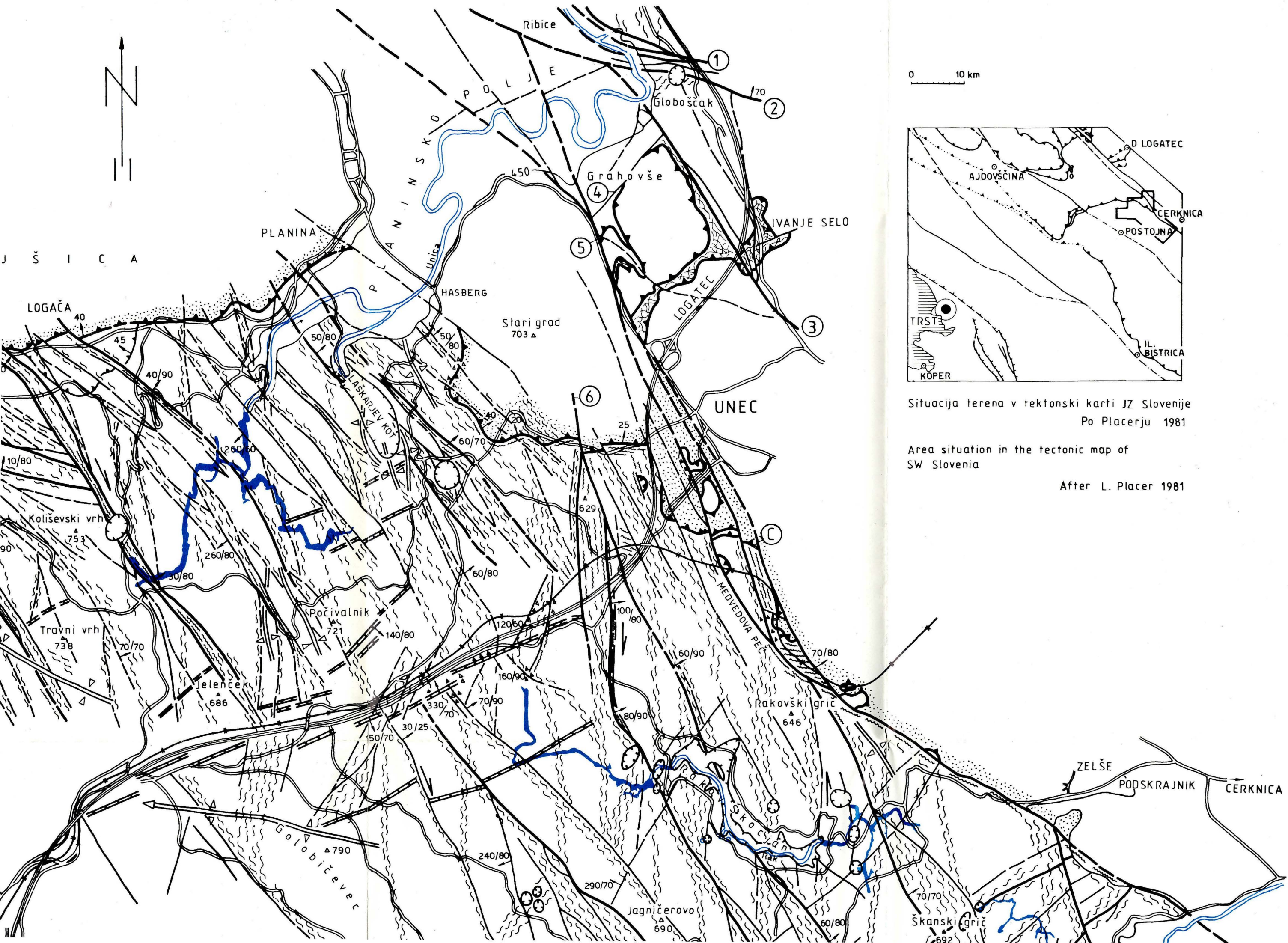
ACTA CARSOLOGICA
KRASOSLOVNI ZBORNIK

XII
1983

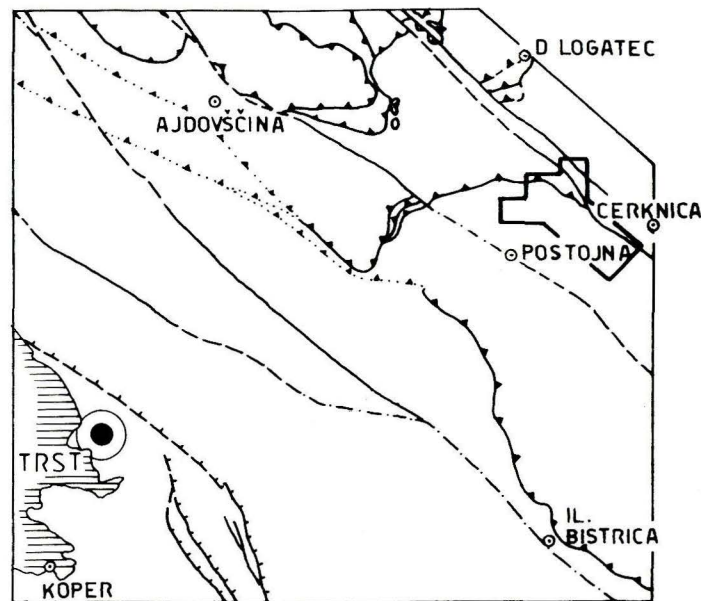
Izdala
Slovenska akademija znanosti in umetnosti
v Ljubljani

Natisnila
Tiskarna Ljubljana
1984

Naklada 1200 izvodov



0 10 km

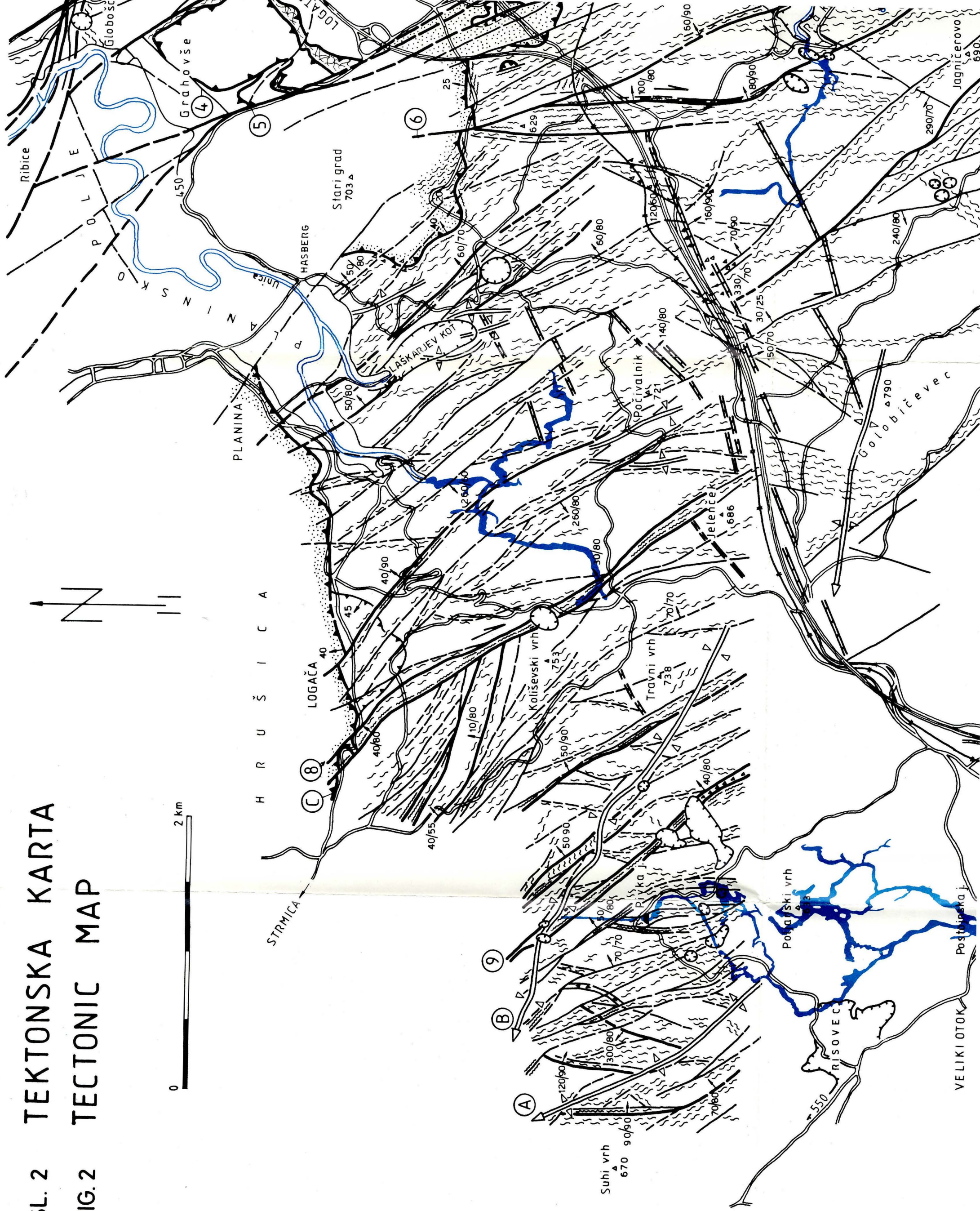


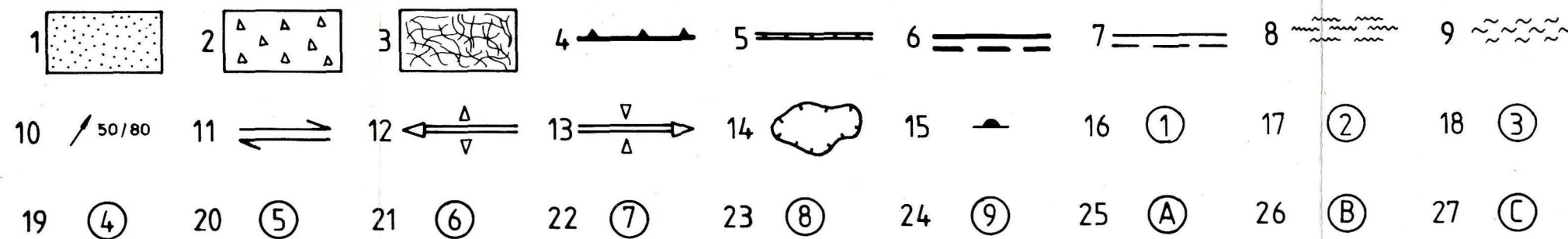
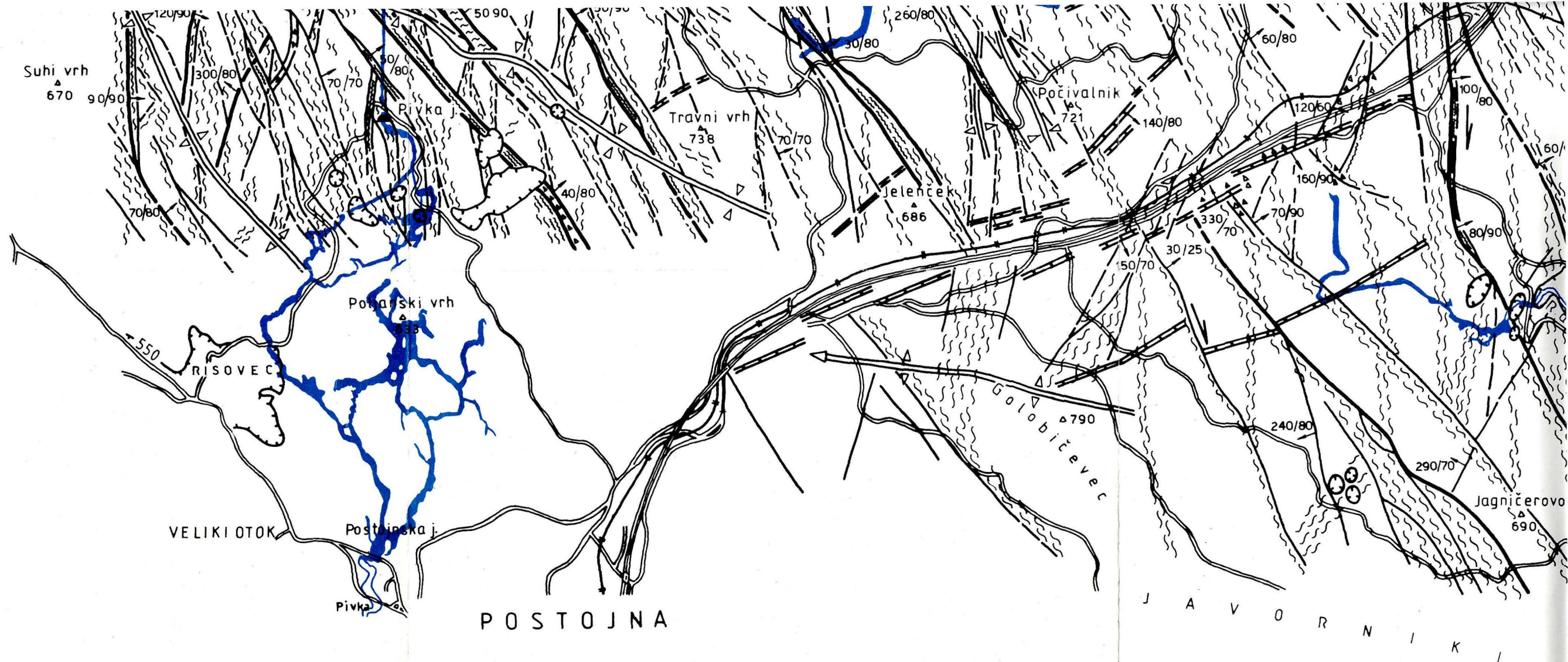
Situacija terena v tektonski karti JZ Slovenije
Po Placerju 1981

Area situation in the tectonic map of
SW Slovenia

After L. Placer 1981

SL. 2 TEKTONSKA KARTA
 FIG. 2 TECTONIC MAP





Risal: Albreht

Čar, Gospodari

Legenda

1. milonitna moka in zdrob
2. tektonska breča
3. tektonsko pretirto območje, kjer se menjavajo delno porušene ali milonitizirane, različno stare kamnine
4. meja pokrova, vmesne luske ali neopredeljene narivne enote
5. prelom 1. generacije, večkrat aktiven
6. prelom 2. in 3. generacije, močan, viden in pokrit
7. prelom 2. in 3. generacije, šibak, viden in pokrit
8. porušena cona
9. razpoklinska cona
10. smer in vpad prelomne ploskve
11. levi in desni vodoravni zmik
12. os antiklinale s smerjo tonjenja
13. os sinklinale s smerjo tonjenja
14. udornica
15. vhod v kraško jamo in rove (v modrem)
16. cona idrijskega preloma
17. hotenjski prelom
18. milavčev prelom

19. grahovski prelom
20. grahovski ali rakov prelom
21. rakovski prelom
22. nadliški prelom
23. kolišeovski prelom
24. vodendolski prelom
25. postojnska antiklinala
26. studenska sinklinala
27. narivnica med hruškim pokrovom in snežniško narivno grudo

Legend

1. milonitic flour and grits
2. tectonic breccia
3. tectonically crushed region, where partly collapsed or milonitized, differently old
4. nappe boundary, interjacent slices or undefined overthrust units
5. fault of 1st generation, often active
6. fault of 2nd and 3rd generation, powerful, visible and covered
7. fault of 2nd and 3rd generation, faint, visible and covered
8. crushed zone
9. joint zone
10. dip and strike of fault plane
11. left or right horizontal wrench-fault
12. axis of anticline with the direction of dipping
13. axis of syncline with the direction of dipping
14. collapsed doline
15. entrance to karst cave and channels (in blue)
16. zone of Idrija fault
17. Hotenjka fault
18. Milavec fault

K R A S

Reliefne enote in strukturnice

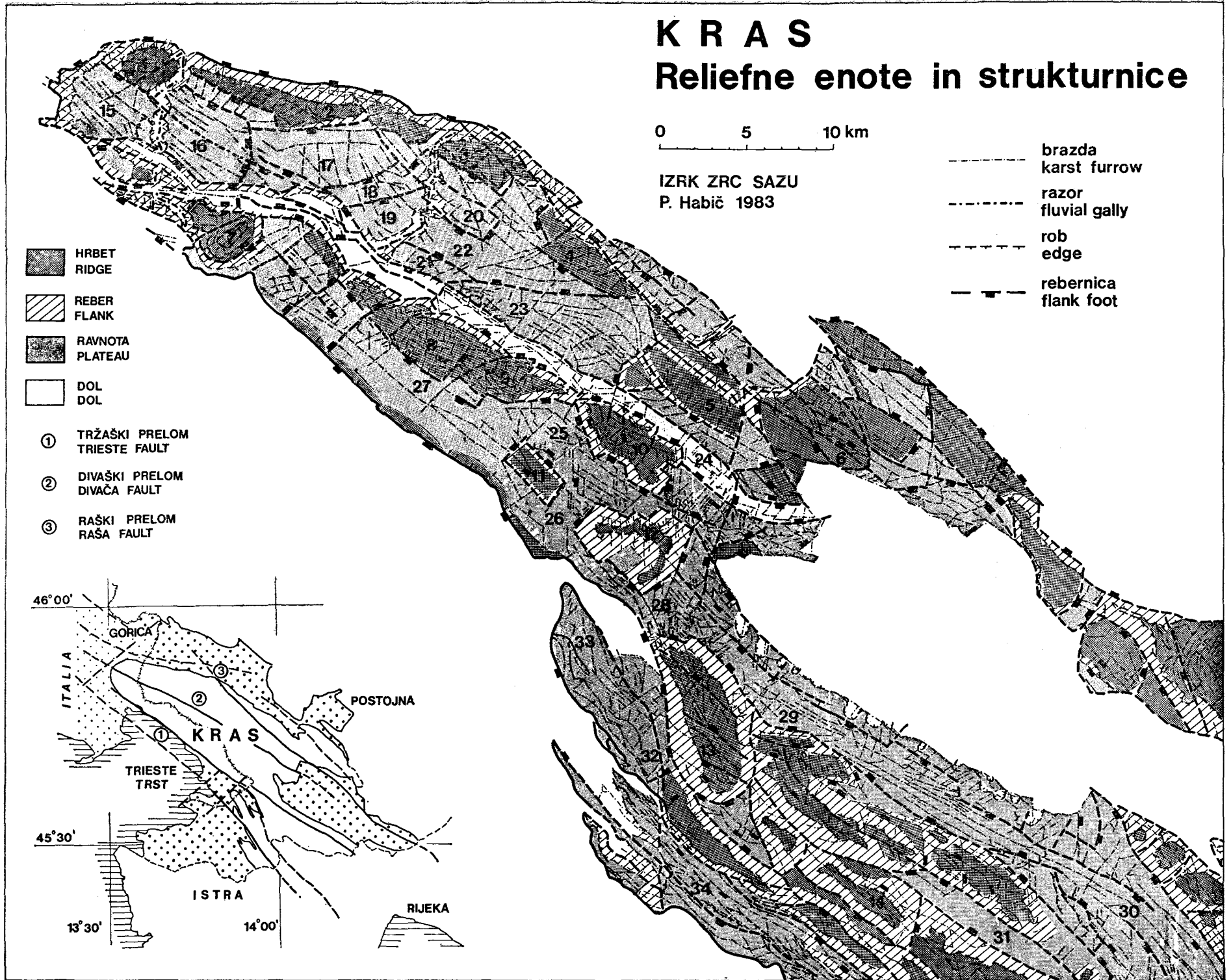
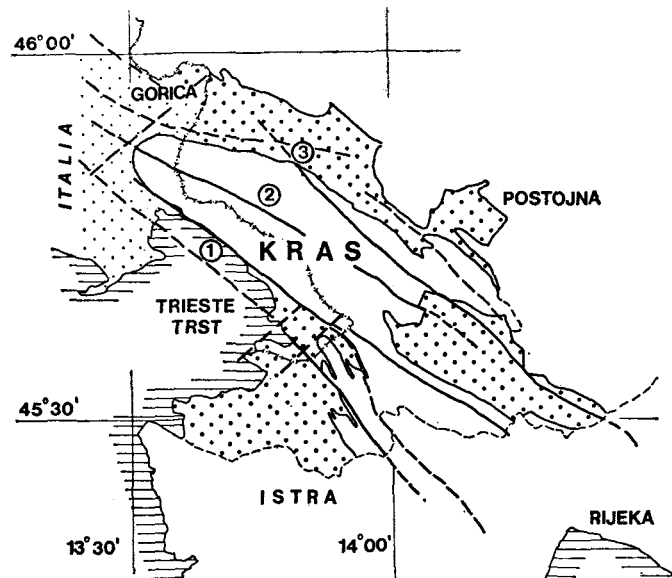
0 5 10 km

IZRK ZRC SAZU
P. Habič 1983

----- brazda
karst furrow
- - - - - razor
fluvial gully
- · - · - rob
edge
- - - - - rebernica
flank foot

▨ HRBET
RIDGE
▨ REBER
FLANK
▨ RAVNOTA
PLATEAU
□ DOL
DOL

- ① TRŽAŠKI PRELOM
TRIESTE FAULT
② DIVAŠKI PRELOM
DIVAČA FAULT
③ RAŠKI PRELOM
RAŠA FAULT



Sl. 1. Matični Kras, reliefne enote in strukturnice
Fig. 1. Classical Karst, relief units and structural lines

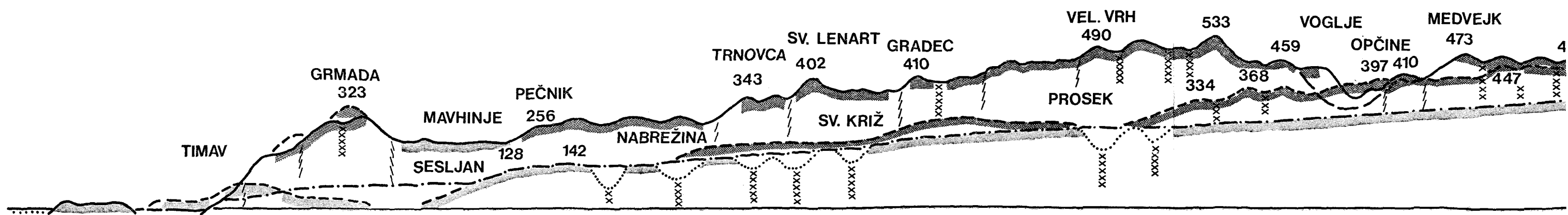
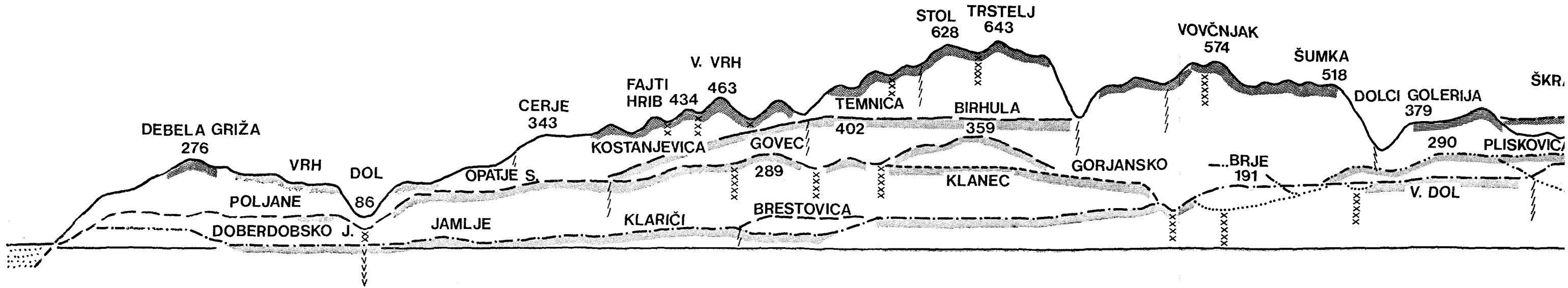
Seznam reliefnih enot Krasa

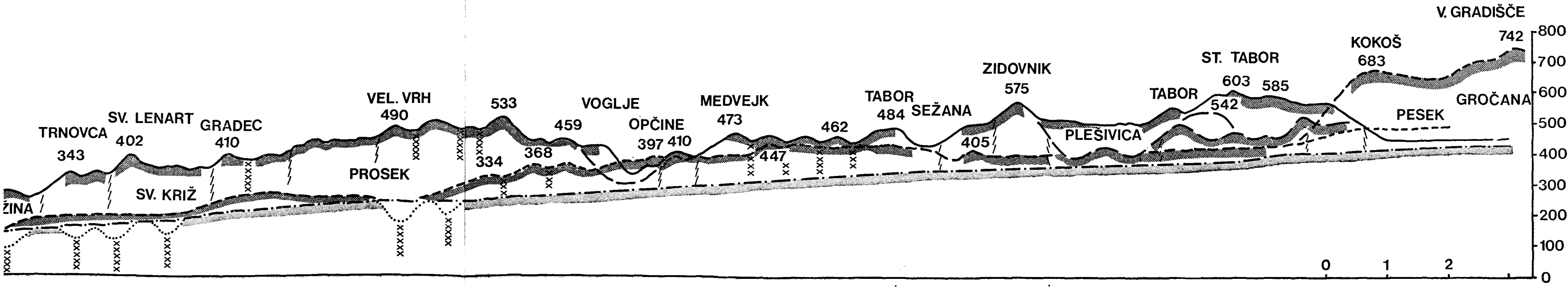
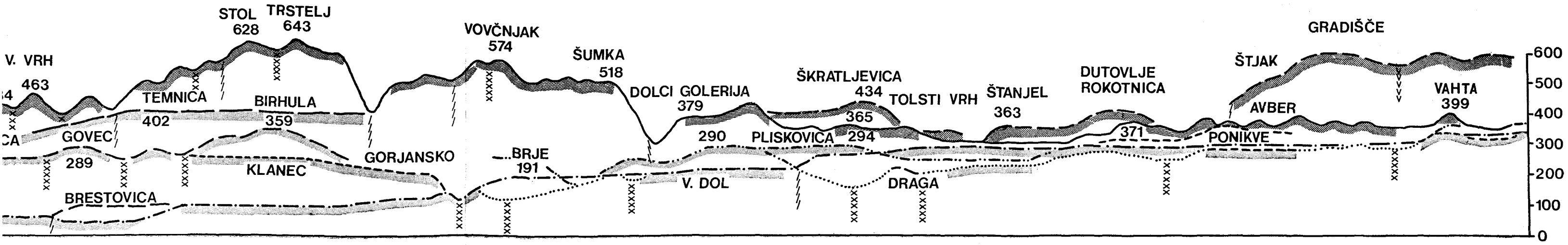
Hrbti in vzpetine s kopastimi vrhovi

1. Debela griža
2. Trstelj
3. Golerija s Škrljevico
4. Pleša
5. Gabrk s Selivcem in Sopado
6. Vremščica
7. Grmada
8. Gradec in Veliki vrh
9. Medvejk
10. Tabor
11. Goli vrh
12. Kokoš in V. Gradišče
13. Slavnik
14. Čičarija

Ravnote in ravniki

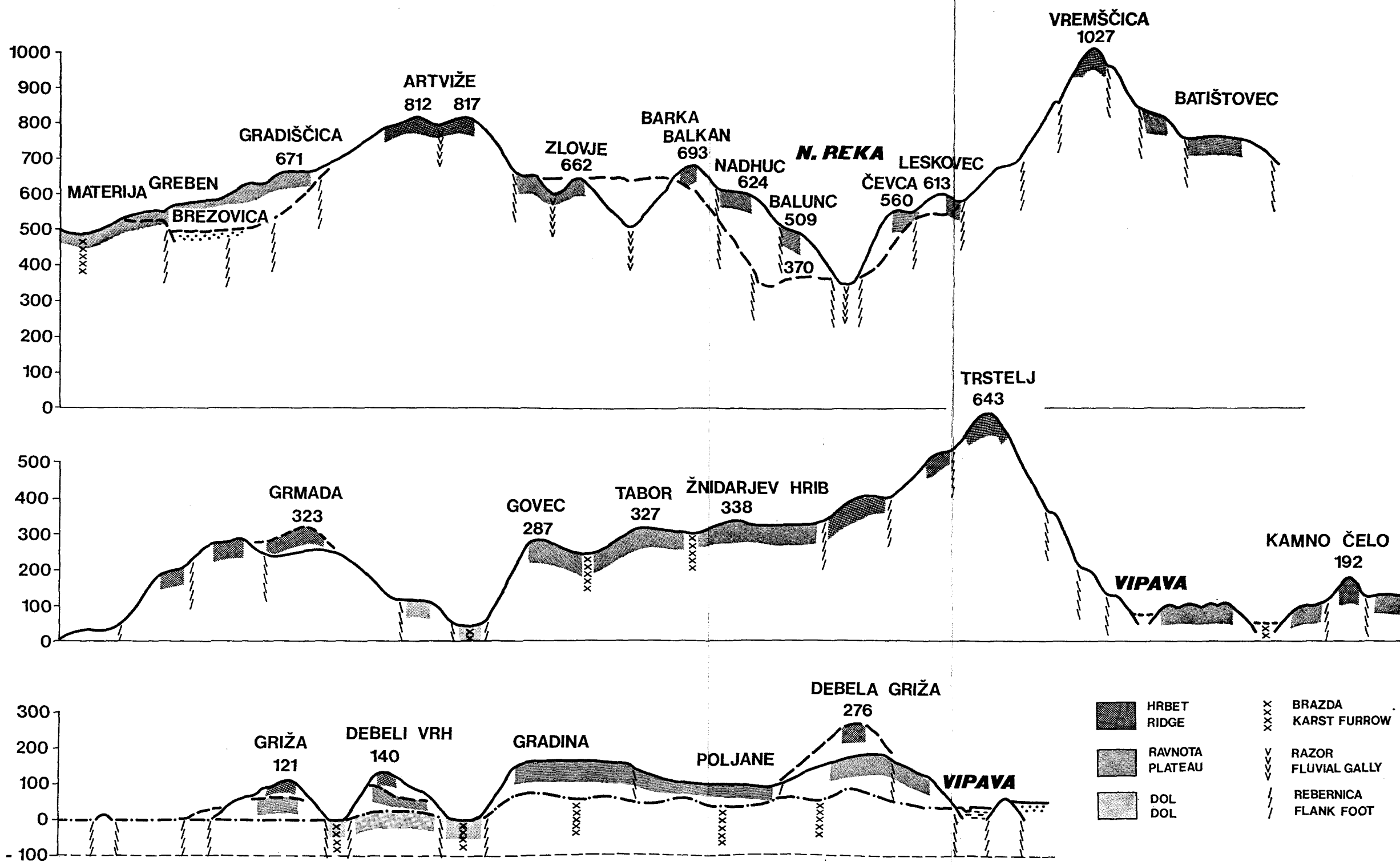
15. Doberdobski ravnik
16. Opajsko-selski ravnik
17. Lipsko-temniški ravnik
18. Komenski ravnik
19. Gorjanski ravnik
20. Gabroviški ravnik
21. Pliskovski ravnik
22. Dutoveljski ravnik
23. Tomajski ravnik
24. Divaški ravnik
25. Lipiško-sežanski ravnik
26. Bazoviški ravnik
27. Opensko-nabrežinski ravnik
28. Kozinski ravnik
29. Matarski ravnik
30. Brgudski ravnik
31. Munski ravnik
32. Podgorski ravnik
33. Socerbski ravnik
34. Severnoistrski ravnik





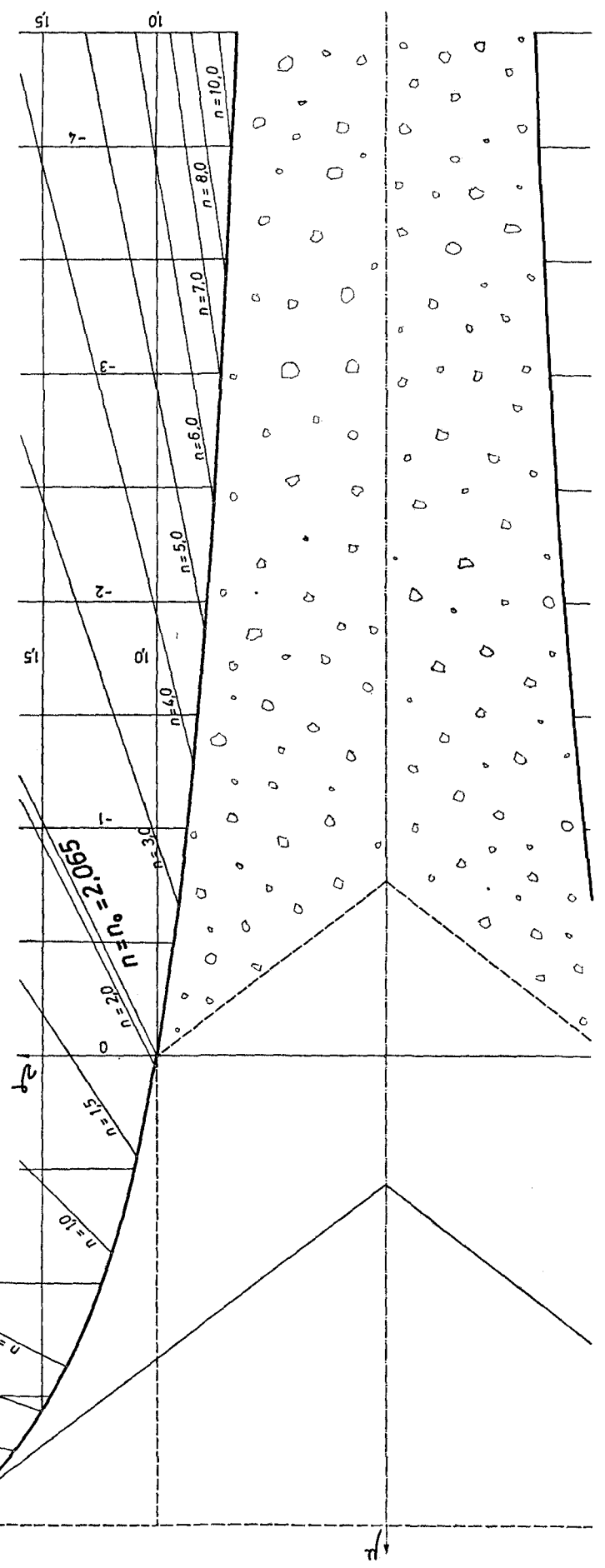
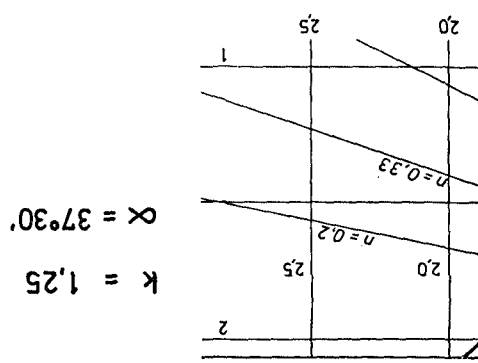
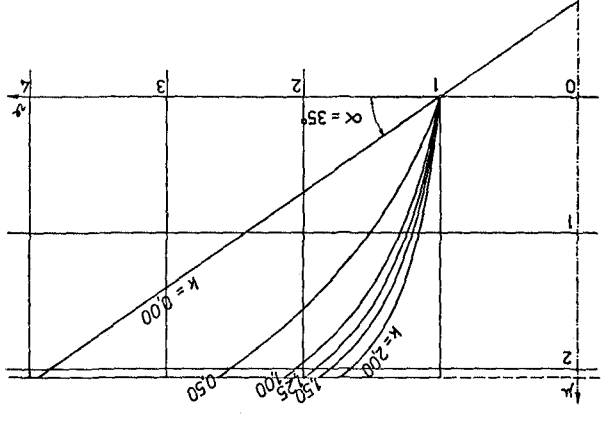
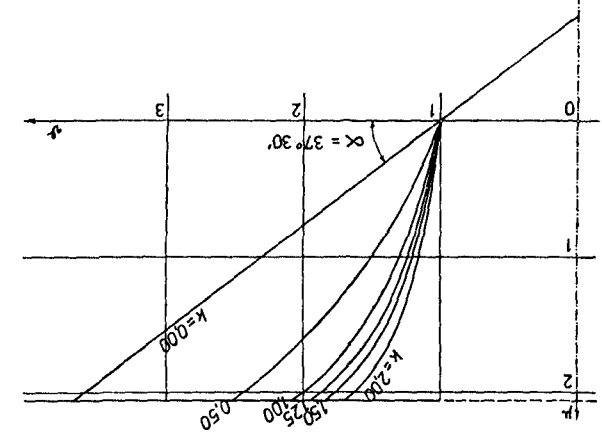
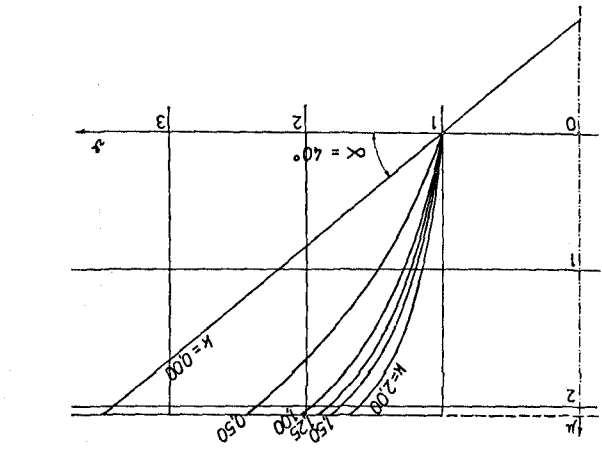
Sl. 2. Sestavljeni vzdolžni morfološki prerez. Krasa po hrbtih, ravnotah in dolih z označenimi prečnimi brazdami in rebernicami kot na sliki 1 in 3. Zgoraj: predel med raškim in divaškim prelomom. Spodaj: predel med divaškim in tržaškim prelomom.

Fig. 2. Composed longitudinal morphological section of Karst along ridges, undulated karst plains and »dols« with marked transverse furrows and flank feet as on Figs 1 and 3. Above: region between Raša and Divača fault. Below: region between Divača and Trieste fault.

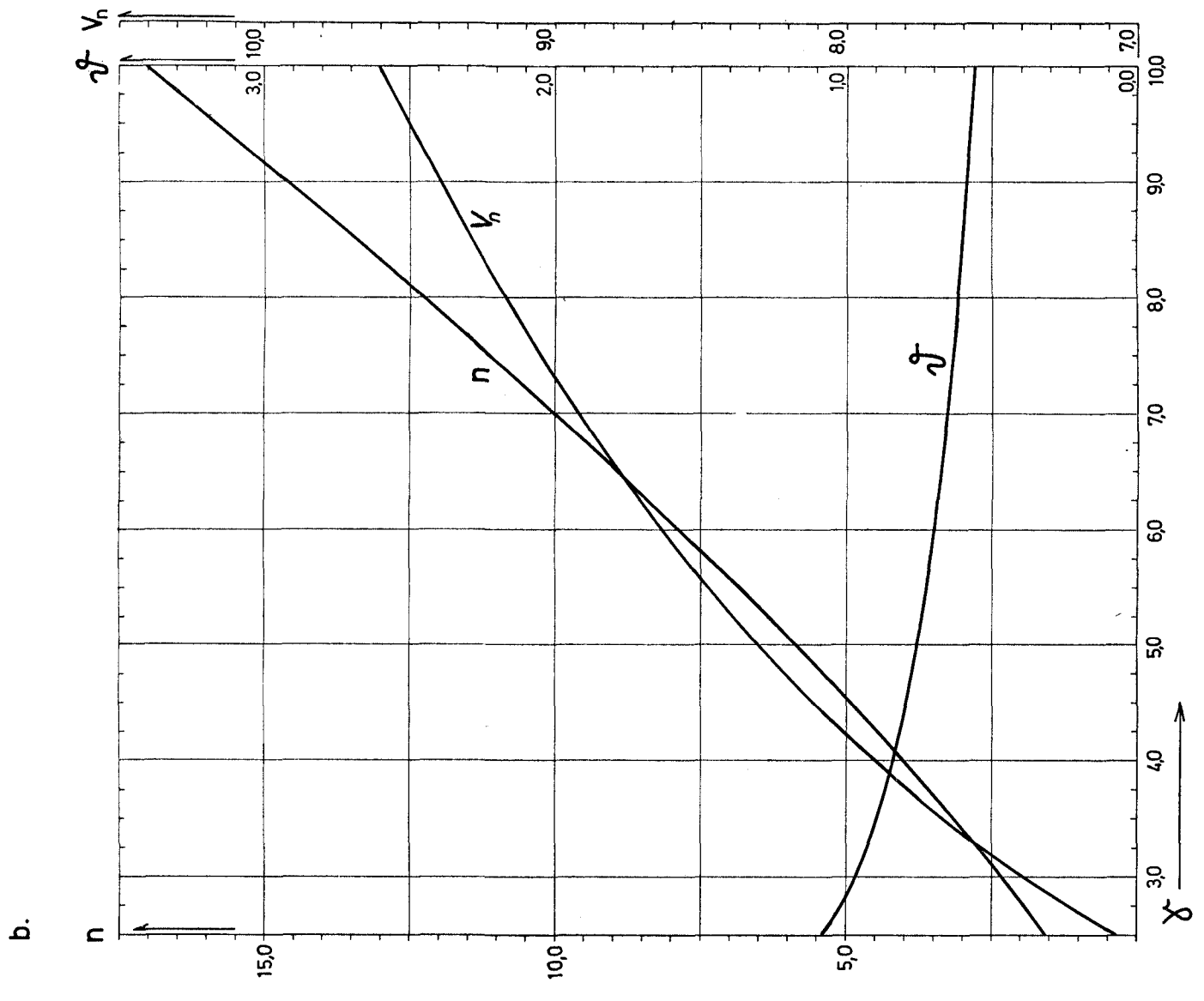
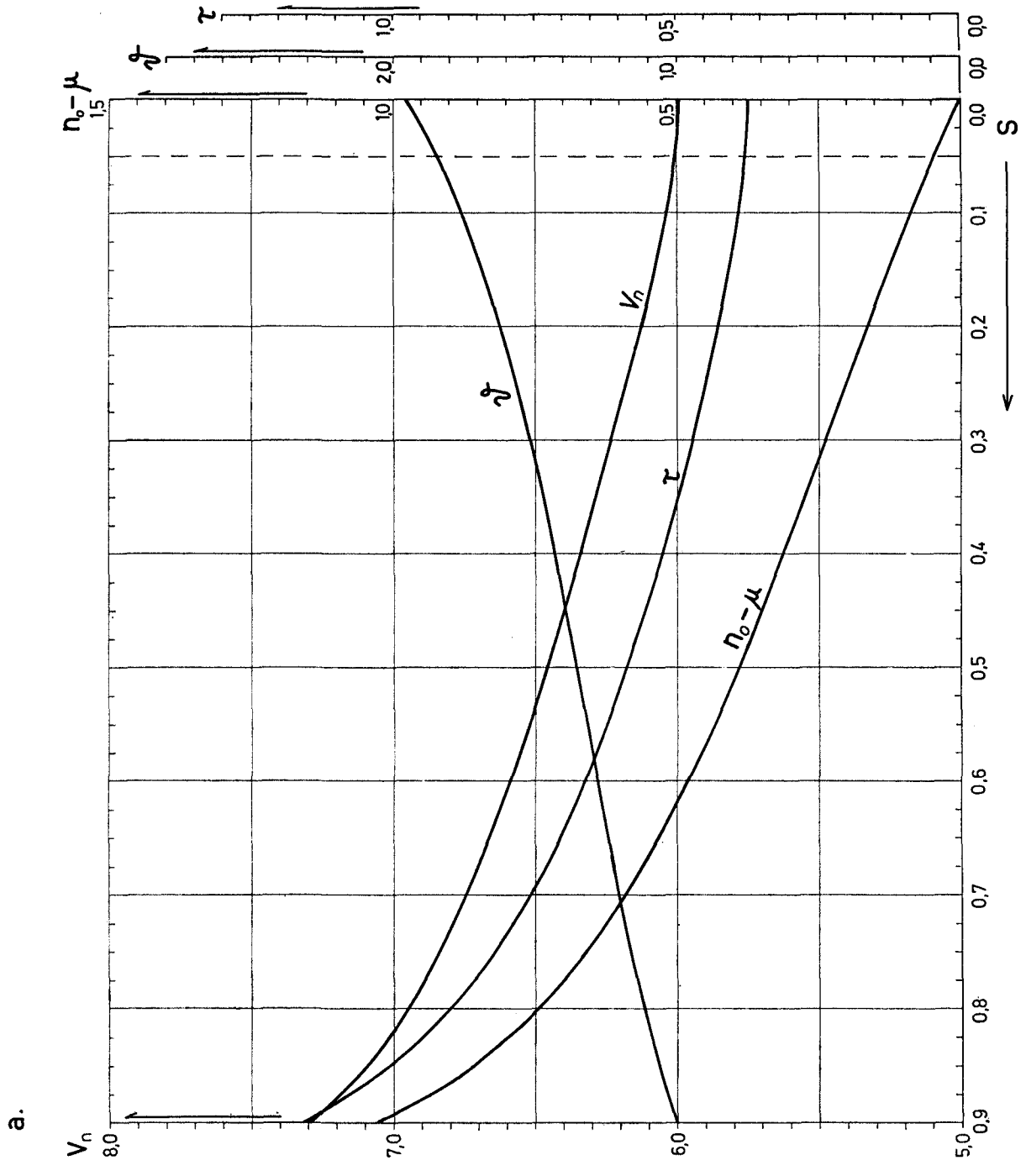


Sl. 3. Značilni prečni morfološki prerez Krasa z označenimi brazdami, razori in rebernicami med hrbti, ravnotami in doli v skladu s slikami 1 in 2. Zgoraj: med Vremščico, dolino Notranjske Reke, Brkini (Artviže) in Matarskim podoljem. V sredini: med Vipavsko dolino, Trstljem, Komensko planoto, Velikim dolom in Grmado. Spodaj: čez Doberdobski Kras in Devetaški dol do Timavske doline.

Fig. 3. Significant cross morphological section of Karst with marked furrows, fluvial gullies and flank feet among ridges, undulated karst plains and »dols« according to Figs 1 and 2. Above: among Vremščica, Notranjska Reka valley, Brkini (Artviže) and Matarsko podolje. In the middle: among Vipava valley, Trstelj, Komen plateau, Veliki dol and Grmada. Below: across Karst of Doberdob and Devetaški dol up to Timavo valley.



- Priloga 1. Centrični prerez modela udornice z običajni-
ma vrednostima parametrov α in k (levo) in
nekaterimi variacijami (desno).
- Annex 1. A central collapse doline model section. The
usual parameters α and k values (left) and
some variations (right).



Priloga 2 Nomogrami za praktično preračunavanje. Po-
jasnilo označb glej v besedilu!

Annex 2 Nomograms for practical calculations. The
labels explanations see in the text!