

7-7-1981

Acta carsologica, Volume 10, July 7, 1981

Peter Habič

Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU

Follow this and additional works at: https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles

Recommended Citation

Habič, Peter, "Acta carsologica, Volume 10, July 7, 1981" (1981). *KIP Articles*. 62.
https://digitalcommons.usf.edu/kip_articles/62

This Article is brought to you for free and open access by the KIP Research Publications at Digital Commons @ University of South Florida. It has been accepted for inclusion in KIP Articles by an authorized administrator of Digital Commons @ University of South Florida. For more information, please contact digitalcommons@usf.edu.

SLOVENSKA AKADEMIJA ZNANOSTI IN UMETNOSTI
ACADEMIA SCIENTIARUM ET ARTIUM SLOVENICA

RAZRED ZA NARAVOSLOVNE VEDE
CLASSIS IV: HISTORIA NATURALIS

INŠTITUT ZA RAZISKOVANJE KRASA • INSTITUTUM CARSOLOGICUM

ACTA CARSOLOGICA
KRASOSLOVNI ZBORNIK

X
1981



LJUBLJANA
1982

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981
IN NA SEJI PREDSEDSTVA
DNE 7. JULIJA 1981

UREDIL
AKADEMIK SVETOZAR ILEŠIČ

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

Tiskano s subvencijo Raziskovalne skupnosti Slovenije

VSEBINA — INDEX

Habič, Peter

Pregledna speleološka karta Slovenije (z 1 karto v prilogi)	5
The Synoptical Speleological Map of Slovenia (with 1 Map in Annex)	22

Habič, Peter

Kraški relief in tektonika (s 4 slikami)	23
Karst Relief and Tectonics (with 4 Figures)	43

Habič, Peter

Kraški izvir Mrzlek, njegovo zaledje in varovalno območje (s 7 slikami in 2 tabelama)	45
Mrzlek Karst Spring, its Catchment and Protection Area (with 7 Figures and 2 Tables)	73

Čar, Jože

Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja (s 4 slikami v tekstu in 2 slikama v prilogi)	75
Geologic Setting of the Planina Polje Ponor Area (with 4 Figures in Text and 2 Figures in Annex)	104

Kogovšek, Janja

Vertikalno prenikanje v Planinski jami v obdobju 1980/81 (s 6 slikami in 2 tabelama v tekstu in 1 sliko v prilogi)	107
Vertical Percolation in Planina Cave in the Period 1980/81 (with 6 Figures and 2 Tables in Text and 1 Figure in Annex)	125

Šušteršič, France

Morfologija in hidrografija Najdene jame (s 5 slikami v prilogi)	127
Morphology and Hydrography of Najdena Jama (with 5 Figures in Annex)	153

Gospodarič, Rado

Morfološki in geološki položaj kraških votlin v ponornem obrobju Planinskega polja (s 3 slikami v tekstu in 1 sliko v prilogi)	157
Morphologic and Geologic Situation of Caves at the Planina Polje Ponor Boundary (with 3 Figures in Text and 1 Figure in Annex)	171

Gospodarič, Rado

Stratigrafija jamskih sedimentov v Najdeni jami ob Planinskem polju (s 4 slikami v tekstu in 1 sliko v prilogi)	173
Stratigraphy of Cave Sediments in the Najdena Jama at Planinsko polje (with 4 Figures in Text and 1 Figure in Annex)	194

Kranjc, Andrej

Sedimenti iz Babje jame pri Mostu na Soči (z 8 slikami)	197
Sediments from Babja Jama near Most na Soči (with 8 Figures)	212

**PREGLEDNA SPELEOLOŠKA KARTA
SLOVENIJE**

(Z 1 KARTO V PRILOGI)

THE SYNOPTICAL SPELEOLOGICAL MAP OF SLOVENIA

(WITH 1 MAP IN ANNEX)

P E T E R H A B I Č

**SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981**

VSEBINA

Izvleček — Abstract	8 (4)
UVOD	9 (5)
VSEBINA PREGLEDNE SPELEOLOŠKE KARTE	9 (5)
Osnovni litološki tipi krasa	11 (7)
Morfološke značilnosti osnovnih litoloških tipov krasa	12 (8)
Hidrografske značilnosti litoloških tipov krasa	13 (9)
Speleološke značilnosti tipov krasa	14 (10)
PREGLED NEKATERIH SPELEOLOŠKIH PODATKOV PO LISTIH OSNOVNE SPELEOLOŠKE KARTE	18 (14)
Delež krasa po posameznih predelih Slovenije	18 (14)
Pregled gostote speleoloških objektov po listih OSK	19 (15)
Pregled poprečnih dolžin in globin po listih OSK	19 (15)
Pregled rovnatosti krasa po listih OSK	20 (16)
Pregled kraških votlin po tipih in velikosti za celotno Slovenijo	20 (16)
VIRI IN LITERATURA	21 (17)
SYNOPTICAL SPELEOLOGICAL MAP OF SLOVENIA (Summary)	22 (18)

Izvleček

UDK 912:551.44(497.12)

Habič Peter: Pregledna speleološka karta Slovenije.

Acta carsologica 10, 5—22, Ljubljana, 1982, lit. 23

Na pregledni speleološki karti Slovenije so prikazane značilnosti kraških predelov Slovenije po podatkih osnovne speleološke karte, ki je bila izdelana v letih 1972 do 1979. Predstavljeni so osnovni litološki tipi krasa in obdelani podatki o deležu krasa, gostoti in ravnatosti ter povprečni dolžini in globini votlin. Ugotovljene so znatne razlike med globokim in plitvim ter delnim krasom, pomembne pa so tudi razlike med različnimi pokrajinskimi enotami Slovenije.

Abstract

UDC 912:551.44 (497.12)

Habič, Peter: The Synoptical Speleological Map of Slovenia.

Acta carsologica 10, 5—22, Ljubljana, 1982, Lit. 23.

On Synoptical speleological map of Slovenia the properties of slovene karts regions, according to data of Basic speleological map, conceived in the years 1972 to 1979, are presented. The basic lithological karst types are represented, the data about karst rate, density and cavernostiy and average length and depth of the caverns are given. A considerable difference among deep, and shallow, and partial karst were stated, as well are important the differences among different regional units of Slovenia.

Naslov — Address

Dr. Peter Habič, znanstveni svetnik
Inštitut za raziskovanje krasa SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna,
Jugoslavija

UVOD

Osnovno speleološko karto Slovenije smo s sodelavci Instituta za raziskovanje krasa zasnovali leta 1971 in jo s finančno podporo RSS postopno izdelali do leta 1978. Ker se je med izdelavo karte nabralo že precej novih podatkov, smo leta 1979 pripravili prvi dodatek. Kratka poročila o dosedanjem kartiranju so objavljena v Naših jamah od 1974 do 1980, karte in tolmači pa so dostopni v arhivu Inštituta za raziskovanje krasa SAZU v Postojni in v NUK v Ljubljani. Na posameznih listih topografske karte v merilu 1 : 50.000, nekaj tudi v merilu 1 : 25.000, je prikazan položaj in tip vseh znanih speleoloških objektov ter kraških vodnih in nekaterih reliefnih pojavov v razmerju do geološke podlage, geomorfoloških značilnosti površja in hidrografskega omrežja. Poleg takšne osnovne speleološke karte smo ob začetku speleološkega kartiranja predvideli še pregledne speleološke karte, ki bi obsegale celotno Slovenijo v manjšem merilu. Vsebina teh kart ni bila v naprej podrobno opredeljena, narekovala naj bi jo potrebe po pregledu posameznih kraških pojavov ali tipov jam. Karte naj bi prispevale k večji preglednosti in boljšemu razumevanju kraških značilnosti celotne Slovenije.

Doslej so bili objavljeni že različni kartografski prikazi razširjenosti in tipov krasa v Sloveniji (A. Melik, 1935; A. Šerko, 1948; I. Gams, 1974, P. Habič, 1969). Kras je bil prikazan z razprostranjenostjo vrtač, s pomanjkanjem površinske hidrografske mreže in z razporeditvijo karbonatnih kamnin. Speleološke značilnosti so bile podane s položajem različnih jam in brezen. Posebej je bila izdelana hidrološka rajonizacija krasa, prikazane pa so bile tudi pomembnejše morfološke kraške oblike. Omenjene pregledne karte kraških pojavov so bile zanimive in koristne za teoretično in praktično poznavanje krasa. S podrobnim speleološkim kartiranjem in nadaljnjim raziskovanjem pa se je nabralo precej novih podatkov in spoznanj, ki jih je vsaj delno potrebno na novo prikazati na pregledni karti.

VSEBINA PREGLEDNE SPELEOLOŠKE KARTE

Zakrasevanju so izpostavljene vse prepustne in topne, zlasti karbonatne kamnine, skozi katere se lahko pretaka voda. Od intenzivnosti in trajanja raztapljanja ter količine vode in še nekaterih drugih procesov so odvisne površinske in podzemeljske kraške oblike. Predmet speleoloških raziskav so predvsem vse naravne, včasih tudi umetne votline, ki so nastale v topnih in prepustnih kamninah, pa tudi tisti površinski pojavi, ki so povezani s prevotljenim podzemljem ali so nastali s prenikanjem in podzemeljskim pretakanjem vode.

Pri podrobnem speleološkem kartiranju so se pokazale nekatere pomembne zveze med tipi in velikostjo ter razširjenostjo speleoloških objektov in kamninsko podlago. Kras v Sloveniji je razvit v zelo pestrih kamninah od devonske do kvartarne starosti. V pestri kamninski sestavi lahko ločimo več vrst apnencev in dolomitov ter raznih klastitov, ki so se odlagali v različnih geoloških obdobjih in pestrih sedimento-

loških razmerah. Za nastanek in razvoj krasa je poleg petrografske sestave in debeline skladov pomembna tudi tektonska pretrstost kamnin. Znanih je več tektonskih faz, ki so zapustile v zgradbi Slovenije različne sledove. Za nastanek in razporeditev krasa so pomembne tako starejše tektonske faze, v katerih so se kamnine lomile, gubale in narivale, kot tudi mlajši tektonski premiki v vertikalni in horizontalni smeri, ki so še posebej pomembni za razpored različno prepustnih in zakraselih zgradbenih enot Slovenije.

Podrobno preučevanje pomena geološke zgradbe za nastanek in razvoj krasa se je v Sloveniji šele komaj začelo. Nepogrešljiva podlaga za tovrstne študije so podrobne geološke karte, ki so šele v izdelavi. Na voljo so le nekateri objavljeni listi osnovne geološke karte. Za razumevanje krasa je pomembna tudi sodobna interpretacija tektonskih in neotektonskih razmer (L. Placer, 1980, U. Premru, 1976). Bistveno pa se izpopolnjuje tudi poznavanje morfoloških, hidroloških in speleoloških značilnosti. Vzorčni primeri takšnega preučevanja so v zadnjih letih zastavljeni v predelu med Postojno, Planino in Cerknico. Že dosednji rezultati so vsekakor vzpodbudni (J. Čar, 1979; F. Šušteršič, 1979; R. Gospodarič in P. Habič, 1979) in odpirajo nove možnosti za interpretacijo zakrasevanja v Sloveniji.

Vkljub razmeroma dobremu poznavanju krasa je v tem trenutku možen še zelo nepopoln in splošen pregled odvisnosti kraških pojavov od geološke podlage.

1. V pregledni karti smo omejili kras po razprostranjenosti karbonatnih kamnin. Med njimi pa smo ločili štiri osnovne tipe kamnin:

- a) razmeroma čisti različno stari apnenci z manjšimi vložki dolomita
- b) prevladujoči triasni dolomiti
- c) manj čisti lapornati, peščeni in ploščati apnenci z vložki rožencev ter drugih manj prepustnih plasti
- d) kvartarni karbonatni konglomerati in breče.

2. Po reliefnih značilnostih smo razdelili kras v naslednje enote:

- a) prevladujoči kopasti kras
- b) kraški ravniki in podolja
- c) pretežno dolasti kras
- d) prevladujoči fluviokras, delni kras
- e) menjava kraških in fluvialnih oblik v plitvem krasu
- f) visokogorski kras z izdatnimi sledovi nivalno glacialnega preoblikovanja
- g) predeli s sufozijskimi in kraškimi oblikami

3. Na karti so posebej označene le te-le reliefne oblike:

- a) večje suhe doline in podolja
- b) pomembnejša kraška polja

4. V hidrografskem pogledu smo kras razdelili na:

- a) pravi globoki kras z dvema podtipoma:
 - enostavni odtočni kras, alpski in visoki dinarski kras
 - sestavljeni pretočni odtočni kras, primorski, notranjski in dolenski dinarski kras.
- b) delni kras s prevlado površinskega odtoka
- c) menjava delnega plitvega in globokega krasa
- d) kras z intergranularnim in kraškim pretokom

Glede na odtok skozi kras smo posebej označili tudi tiste predele neprepustnega površja sredi krasa, ki imajo delni ali popolni odtok skozi kraško obrobje.

5. Od kraških vodnih pojavov so na karti prikazani pomembnejši kraški izviri v dveh skupinah:

a) s pretokom do $1 \text{ m}^3/\text{s}$ in

b) nad $1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Vrisani so tudi pomembnejši ponori in ponikalnice.

6. Speleološke značilnosti so podane z razporeditvijo pomembnejših jam.

a) od 1 — 5 km in

b) nad 5 km dolžine,

c) brezna so razdeljena po globinah od 100 do 200,

d) od 200 do 500 in

e) nad 500 m; posebej so označene tudi

f) turistične jame.

Prikazani so prevladujoči

g) tipi votlin in

h) gostota jam ter

i) rovnatost krasa po razpoložljivih podatkih o dolžini in globini raziskanih kraških votlin.

Kraške votline smo v glavnem razdelili na vertikalna brezna ter na horizontalne jame. Slednje delimo po hidrografski funkciji na suhe ter izvirne, ponorne in vmesne vodne jame. Brezna so predvsem nastala s prenikanjem padavin, jame pa s pretakanjem podzemeljskih voda iz krasa ali skozi kras. Znale so seveda tudi vmesne in prehodne oblike ter nekatere druge posebnosti, ki pa jih zaradi podrobnosti v pregledni karti ni mogoče zadovoljivo prikazati.

7. Glede na splošne orografske in pokrajinske razmere moremo kras v Sloveniji razdeliti v naslednje večje enote.

a) sklenjeni alpski kras

b) sklenjeni dinarski kras

c) vmesni predalpski in predpanonski osamljeni kras.

Navedene enote so ponavadi razčlenjene po morfoloških in hidrografskih razmerah še na manjše predele. Alpski kras je najlažje razdeliti na tri podenote, ki jih predstavljajo

a₁) Julijske Alpe,

a₂) Karavanke ter

a₃) Kamniške in Savinjske Alpe.

Sklenjeni dinarski kras razdelimo na

b₁) primorski,

b₂) visoki notranjski in dolenski ter

b₃) nizki dolenski in

b₄) belokranjski kras.

Osamljene kraške krpe lahko podrobno členimo po porečjih in po orografskih enotah, v glavnem pa ločimo

c₁) zahodni in

c₂) vzhodni subalpski kras.

Meja med vzhodnim subalpskim in subpanonskim krasom ni izrazita, slednjemu pripadajo predvsem krpe krasa na miocenskih karbonatnih kamninah.

OSNOVNI LITOLOŠKI TIPI KRASA

Najobsežnejše površine zavzemajo razmeroma čisti paleogenski, kredni, jurski in triasni apnenci, med katerimi je sicer nekaj dolomita, ki pa nima posebnega vpliva na prevladujoči značaj krasa. V splošnem prevladuje podzemeljsko pretakanje vode, izjema

so le kraška polja in kanjonske doline s stalnimi ali občasnimi površinskimi tokovi ter nekatere manjše kraške globeli z občasnimi poplavam.

Drugi tip nepopolnega karbonatnega krasa je razvit pretežno na triasnih dolomitih, v katerih sicer prevladuje površinski odtok, vendar vpije znaten del padavin tudi prepokana in porozna kamnina. Po obsegu zavzemajo dolomiti različne površine, od njihovega položaja sredi krasa ali nekrasa so odvisne tudi njihove kraške značilnosti. Na dolomitnem površju se oblikuje razredčena rečna mreža, znaten del povirnih ter stranskih grap nima stalnih tokov. Pogosti so manjši izviri podzemeljskih voda, ki se pretakajo predvsem po korozijsko skromno razširjenih razpokah v kamnini. Površinski in podzemeljski kraški pojavi so redki, vendar ponekod prav značilni za delni dolomitni kras, ki ga lahko označimo tudi kot poseben tip fluviokrasa.

Tretji tip krasa je razvit v apnencih z menjavo ali vložki nekarbonatnih sestavin. Zaradi omejenega raztapljanja in pretakanja vode v teh kamninah se razvije delni ali nepopolni kras, kjer se menjavajo kraški in nekraški predeli. Takšen tip krasa je značilen za ploščate in lapornate apnence, za apnence z vložki rožencev, za peščene apnence in druge podobne karbonatne kamnine kot so trdovezani konglomerati in breče z znatnim deležem nekarbonatnih primesi. Ker so tovrstne kamnine zelo pestre in se delež karbonatov menja lahko na kratke razdalje, kras v njih ni sklenjen in enakomerno razvit. V vsakem tipu kamnine nastaja nekoliko drugačen kras.

Med najmlajše karbonatne kamnine s površinskimi kraškimi pojavi pa tudi s podzemeljskimi votlinami in kraškim pretakanjem vode spadajo kvartarni fluvioglacialni konglomerati na Gorenjskem ter zasigane podorne breče ob vznožju visokega krasa v Vipavski dolini.

MORFOLOŠKE ZNAČILNOSTI OSNOVNIH LITOLOŠKIH TIPOV KRASA

Na sklenjenem, pretežno apneniškem krasu s prevladujočim podzemeljskim odtokom razlikujemo dve osnovni morfološki enoti. Višji deli tega kraškega površja so razčlenjeni s številnimi kopastimi, bolj ali manj pravilno razporejenimi vzpetinami, kopami, kovki, lonicami (P. H a b i č, 1979). Med njimi so manjši in večji doli in uvale, ki so še nadalje razčlenjeni predvsem z globljimi vrtačami. V izpostavljenih visokih reliefnih legah so kraške globeli pod vplivom klime in izdatnejših padavin močno poglobljene. Kopasti vrhovi v alpskem svetu so prav zaradi poledenitve in izpostavljenosti lege bolj priostreni. Bregovi vzpetin in globeli so položnejši v manj čistih, dolomitiziranih apnencih. V nizkih legah na Dolenjskem in v Beli krajini so opazne razlike v razporeditvi in obliki vzpetin ter globeli, ki jih pripisujemo deloma kamninski podlagi, pa tudi posebnim morfo-genetskimi razmeram pod debelejšo plastjo sipke peščene in ilovnate terciarne odeje.

Drug zelo značilen element tega krasa so ravnote in ravniki na robovih planot ali v dnu tektonsko zasnovanih podolij. Ravniki so v drobnem razčlenjeni z razmeroma plitvimi, vendar zelo gostimi vrtačami. Za to površje so značilne tudi plitve suhe doline in manjše nepravilne kraške grbine, ki so bodisi tektonsko ali litološko predisponirane. Hidrografska zasnovanost teh oblik je lahko primarnega, povečini pa sekundarnega značaja.

Med posebne, skoraj tuje kraške oblike tega tipa krasa uvrščamo kraška polja, slepe in zatrepne doline, zlasti pa razne soteske in kanjonske doline, ki so jih izoblikovali bodisi kraški ali tuji površinski tokovi, zarežani v planotasto kraško površje.

Na prevladujoči dolomitni podlagi je razvit skoraj normalen dolinast relief s površinsko rečno mrežo. Reliefna energija je v posameznih predelih tega delnega krasa precej

različna, odvisna pač od splošnega morfogogenetskega razvoja. Tako so dolomitne grape najgloblje zarezane v območju visoke Notranjske in Dolenjske. Precej nižji in blažji relief pa je izoblikovan na dolomitu severne Dolenjske. Poseben tip blagega dolomitnega površja sta Dolska in Bloška planota, druga predvsem zaradi omejenega podzemeljskega odtoka. Kraške značilnosti dolomita se odražajo v drobnem grbinastem površju, v značilnih suhih dolinah in redkih vrtačah ter plitvih uvaiah. Na podzemeljsko drenažo opozarjajo razmeroma gladka nerazčlenjena pobočja slemenastih vzpetin. Očiten znak zakrasevanja pa so tudi grezi, ki se odpirajo v debelejši plasti dolomitne prepereline v dnu globeli.

Morfološke značilnosti delnega krasa na manj čistih apnencih so v drobnem zelo pestre. Oblike in razsežnosti so odvisne od obsega in čistosti kamninske podlage ter splošnega morfološkega značaja nepropustnega sosedstva. V drobnem so lahko zastopane vse tipične in prehodne oblike od čistega do delnega krasa in normalnega nekraškega površja. Ponekod so razviti kopasti vrhovi, ravnote in različne globeli ter vrtače in ni sledov površinske rečne mreže. Drugod na površju povsem prevlada rečni relief, v katerem prihajajo karbonatne kamnine do izraza kot bolj odporne strme stene, peči in robovi. Kjer so karbonatne kamnine razporejene v manjših krpah sredi nekraškega reliefa, so tudi kraške reliefne oblike manj izrazite. V večjih sklenjenih območjih manj čistih karbonatnih kamnin pa so lahko razvite tipične kraške oblike kot na primer v Krškem hribovju.

Na kvartarnem konglomeratu Gorenjskih Dobrav so kot najbolj tipičen kraški pojav razvite razmeroma goste vrtače. Manj izrazite pa so druge reliefne oblike, povezane z zakrasevanjem te kamninske podlage.

HIDROGRAFSKE ZNAČILNOSTI LITOLOŠKIH TIPOV KRASA

Pretakanje voda v pravem globokem krasu, ki so mu podlaga razmeroma čisti, dobro prepustni in topni apnenci, je predvsem pogojeno s pretrstostjo in razpokanostjo kamnine. Usmerjenost odtoka in koncentracija vode sta pogojeni s položajem reliefnih vrzeli v neprepustnem obrobju ter z razporeditvijo relativnih barier znotraj zakraselega območja. Dobro razvita in povezana podzemeljska vodna mreža z večjo prepustnostjo je odraz višje stopnje zakraselosti in obratno. Ne glede na to pa lahko po usmerjenosti odtoka razčlenimo pravi globoki kras na enostavne odtočne enote in na sestavljene odtočno pretočne sisteme. V prvem primeru padavine z določenega kraškega predela odtekaajo bodisi v eno ali več smeri, v drugem primeru pa se skozi pretočni kras pretakajo poleg lokalnih padavin še vode iz sosednjih kraških ali nekraških predelov. V enostavnih odtočnih kraških predelih so speleološki objekti prilagojeni razpršeni drobnim infiltraciji in lokalni koncentraciji vode v izvirihi. V pretočnem sistemu pa se pojavljajo koncentrirani tokovi že na ponorni strani, ki nadalje oblikujejo kraško podzemlje skupaj z lokalnimi dotoki padavin s površja.

Na smer in koncentracijo odtoka iz globokega krasa vplivajo poleg nepropustnega obrobja tudi površinski tokovi, ki prečkajo območje globokega krasa, kot na primer Soča nad Solkanom ali Sava Bohinjka v soteski med Jelovico in Pokljuko. Podobno vlogo imajo tudi kanjonske doline Kolpe in njenih pritokov v Beli krajini. Globina kraške vode pod površjem je v globokem krasu odvisna od položaja površja in višine preliva. Kjer so majhne višinske razlike, se lahko vsaj občasno pojavlja kraška voda na površju. Takšni tokovi in periodična kraška jezera so na zgornji Pivki. Podobno funkcijo sredi globokega krasa imajo tudi lokalno omejene, manj prepustne cone ali delne bariere, ki so značilne za večino dinarskih kraških polj. Prav te so najpogostejši

vzrok za razvoj in omejitev pretočnega krasa. Poseben pomen imajo tudi razne neprepustne kamnine sredi globokega krasa, ki se v celoti odmakajo skozi kraško obrobje kot so to flišna Postonjska kotlina in Brkini s Pivko in Notranjsko Reko. Podobno vlogo imajo na Dolenjskem permokarbonski skrilavci in peščenjaki v okolici Velikih Lašč.

Razmejitev med enostavnimi odtočnimi in sestavljenimi odtočno pretočnimi enotami krasa ni povsod enako izrazita. Tako se skozi pretežno odtočni kras Nanosa in Vremščice odteka majhen del flišnega obrobja pri Predjami in pri Saječah. Bolj sestavljen tip pomeni območje Slavnika in Čičarije, skozi katero se pretakajo vode brkinskih ponikalnic. Vodni režim v enostavnem odtočnem krasu neposredno uravnava padavine, ki hitro vplivajo na pretoke v kraških izviri. V pretočnem krasu je vodni režim bolj zapleten; nanj močno vpliva zadrževanje odтока iz različnih kraških predelov z neenakomerno prepustnostjo ter različno površinsko in podzemeljsko akumulacijo.

Glavne hidrografske značilnosti delnega dolomitnega krasa so nakazane že z razporeditvijo normalnih površinskih dolin in s pripadajočo rečno mrežo. V poglavju o morfoloških značilnostih tega krasa so omenjene posebne vodne razmere v dolomitnih dolinkah. Le-te so večji del leta suhe in le po nalivih se v njih pojavijo potoki. Precešen del padavin se infiltrira v zakraseli dolomit in napaja sicer majhne, a stalne izvire. Nihanje pretokov v izviri je razmeroma pridušeno, včasih značilno intermitentno (P. Habič, 1970; R. Podobnik, 1968), redko pa bolj izdatno kot odraz večje prepustnosti in prevotljenosti. Za dolomitne predele z večjo reliefno intenzivnostjo je značilen tudi izdaten površinski odtok visokih voda. Hudourniški odtok pa vpliva na oblikovanje strmih in globokih grap, ki so večinoma zarežane v bolj pretрте in zdrobljene prelomne cone. Počasno pretakanje vode skozi dolomit ugodno vpliva na čistost vode, zato so dolomitni izviri pogosto zajeti za lokalno oskrbo. Pomanjkljiva stran pa je v njihovi šibki izdatnosti.

Vodne razmere v manj čistih ploščatih in lapornatih apnencih ter apnencih z vložki rožencev in drugih neprepustnih plasti so podobno kot reliefne oblike odvisne od drobne menjave bolj ali manj prepustnih ter neprepustnih kamnin. V bolj prepustnih kamninah se uveljavljajo podobne hidrografske razmere kot v globokem krasu, le da so omejene na manjša območja. Najpogostejši so v takšnih kamninah različni tipi odtočnega krasa. Smer in globina vodnega pretakanja pa je bolj odvisna od neprepustne podlage kot od nekraškega obrobja. Prevladujejo tedaj značilnosti plitvega krasa. Zaradi posebnih reliefnih razmer so redkejši primeri značilnega pretočnega krasa, ko se vode z nekraškega površja pretakajo skozi zakrasele karbonatne kamnine. Pomembna značilnost tega prostorsko zelo omejenega krasa je drobno menjavanje kraškega in nekraškega normalnega površinskega pretakanja.

V fluvioglacialnih karbonatnih konglomeratih in podornih brečah padavine nemoteno pronicajo v podzemlje. Zaradi prevladujoče intergranularne poroznosti prevladujejo v teh kamninah podobne hidrografske razmere kot v prodnih in peščenih zasipih s podtalnico. Kraško pretakanje je znano le tam, kjer konglomerati in breče leže na neprepustni podlagi in se v podtalnici oblikuje podobno pretakanje kot v plitvem krasu. Sklenjeni podzemeljski tokovi napajajo manjše izvire na obrobju.

SPELEOLOŠKE ZNAČILNOSTI LITOLOŠKIH TIPOV KRASA

Kraške votline v čistih apnencih globokega krasa smo po obliki in nastanku razdelili v dva osnovna tipa, v brezna in jame. S prevladujočim prenikanjem padavin v kraško podzemlje je pogojen nastanek brezen. Z združevanjem prenikajoče vode v sklenjene

tokove pa so dani pogoji za nastanek bolj vodoravnih jam. Skladno z načinom pretakanja vode v krasu so tudi porazdeljeni posamezni tipi. V enostavnih odtočnih predelih krasa prevladujejo brezna, jame pa so številnejše le ob vznožju tega krasa in predvsem ob izviri. V pretočnem krasu so jame razvite od ponornega do izvirnega kraja, v vmesnem predelu pa so pogostna tudi brezna. Skoraj izjemni so primeri, ko se oba tipa votlin stikata in ko je brezno v neposredni zvezi z vodno jamo globlje v podzemlju.

Poseben tip sestavljenih kraških votlin so sistemi globokih brezen, kjer navpične votline prehajajo v bolj položne vodne rove. Takšni sistemi votlin so nastali tam, kjer so lokalne vode z neprepustnega površja odtekale v globoki kras. V visokem dinarskem in alpskem krasu so bila izdaten vir površinskih voda tudi obsežnejša snežišča in ledeniki, ob njih so se razvili najgloblji jamski sistemi pri nas.

Enostavna globoka brezna, ki dosegajo največ 200 do 250 m, so najbolj pogostna v visokem krasu, kjer so bili poleg primerne hidrôgeološke podlage ugodni tudi klimatski pogoji z izdatnimi količinami padavin in snega. Prek 100 m globoka brezna so znana tudi v nižjem krasu, so pa redkejša in razvita le v najugodnejših legah. Dobra polovica vseh enostavnih brezen je globokih od 10 do 100 m, poprečna globina pa znaša okrog 20 m. Večina brezen se konča precej nad globino podzemeljske vode in le redka dosežejo večje vodoravne votline. Mnoga brezna so v dnu zasuta s podornim skalovjem, ki se je zagostilo v večjih ožinah. Le v redkih navpičnih votlinah je dno živoskalno. Zelo značilna so sestavljena brezna, kjer so navpične votline povezane z ozkimi prečnimi rovi. Tovrstni tipi kraških jam nakazujejo značilno stopnjasto razporeditev vertikalnega prenikanja vode v globokem krasu. Odras takšnega prenikanja so tudi številni kamini v vodoravnih jamah in razni združeni curki v bolj pretrtih conah. Strnjeno vertikalno prenikanje je tudi podlaga za nastanek številnih vrtač na kraškem površju. Teh oblik je znatno več kot brezen, razmerje med njimi pa še ni dovolj preučeno. Redke vrtače se neposredno nadaljujejo v brezna, številna brezna pa se odpirajo na robovih med vrtačami.

Navpične kraške votline so zelo različnih oblik. Nanje vpliva debelina in nagnjenost skladov ter njihova razpokanost. S pretrtostjo in korozijskim učinkom je povezano podorno preoblikovanje navpičnih votlin. Klasifikacija oblik je pogosto precej zapletena in težavna, izbrani vzorčni primeri pa so lahko problematični. Vkljub temu razlikujemo več tipov brezen, pa tudi značilne odseke vertikalnih votlin, ki nastajajo z združevanjem in korozijskim učinkovanjem prenikajoče vode. Drugače se oblikuje votli prostor tik pod površjem kot globlje v podzemlju. S korozijskim zniževanjem kraškega površja pa prehajajo nekdanji globlje ležeči deli v višjo cono bolj razpršenega preoblikovanja. S širjenjem navpičnih votlin in z njihovim približevanjem površju pa sta pogojena tudi dostopnost in razpored brezen. Če ne upoštevamo različne stopnje raziskanosti, lahko gostota brezen nakazuje zanimive razlike med posameznimi deli tipičnega globokega krasa.

Podobno kot za navpične votline v krasu je pomemben način pretakanja tudi za razporeditev in obliko bolj vodoravnih jam. Ker je za enostavne odtočne enote krasa značilno sifonsko izviranje vode ob stiku z manj prepustnim obrobjem, je v tem krasu večina rogov zalita in navadno nedostopna. S tem se sklada tudi razmeroma majhno število izvirnih jam v globokem krasu. Pogostejši so globoki sifonski rovi, neprehodni obrbi in lijakasti izvirni zatrepi.

Vodoravne kraške votline so razvite in dostopne predvsem v pretočnem krasu. Razmeroma redke so prehodne od ponora do izvira. Več kot ob izviri jih je dosegljivih ob ponorih, sorazmerno precej pa je znanih vodnih jam v vmesnih predelih pretočnega

krasa. Znatni deli vodnih rogov, ki jih nakazujejo z barvanjem dokazane podzemeljske vodne zveze, pa so še neraziskani ali nedostopni.

Poleg aktivnih vodnih jam je v tipičnem apneniškem krasu znanih tudi precej vodoravnih suhih kraških votlin, ki so razporejene različno globoko pod površjem. Najdaljše in največje so razvite v bližini sedanjih ponikalnic in podzemeljskih tokov. Nekatere so občasno še poplavljenе, druge pa so povsem izločene iz hidrografske funkcije. Krajši odseki suhih jam so znani v višjih in od današnjih tokov bolj odmaknjenih legah. Čeprav so po obliki in vsebini te votline zelo različne, nakazujejo nekdanjo hidrografsko funkcijo. S speleološkega vidika so pomembne tudi zaradi bogatih sledov različnih morfogenetskih dogajanj v bližnji in daljši preteklosti. Suhe jame so tudi različnega praktičnega pomena od tistih, ki so preprosta skrivališča do takih, ki so pomembe turistične zanimivosti.

Razporeditev, oblika in vsebina suhih jam se precej razlikuje po posameznih predelih krasa. Pomembne so v tem pogledu razlike med pretočnim tipom krasa na Primorskem, Notranjskem ali Dolenjskem.

Za matični Kras, tako v Matarskem podolju kot med Škocjanskimi jamami in izviri Timava, so značilne razmeroma prostorne votline, ki so dosegljive predvsem skozi sekundarne vhode in brezna. Prvotni vodni rovi so že močno preoblikovani s podori in raznimi učinki vertikalnega prenikanja. Razčlenjeni so v krajše odseke, vmesni deli pa so zasuti z naplavinami in podori ali pa so zasigani. Čeprav se skozi ta kras pretakajo precejšnje količine voda z neprepustnega flišnega obrobja, so aktivni vodni rovi znani le v manjšem obsegu ob ponorih. Skoraj izjemne so vodne jame v vmesnem predelu kot v Kačni jami in v Dimnicah. Takšne razmere so po vsej verjetnosti posledica dviganja morske gladine v mlajšem kvartarju, zato so globlje ležeči vodni rovi potopljени. V Matarskem podolju je lahko vzrok za nepoznavanje aktivnih vodnih rogov razpršeni odtok skozi visoki hrbet Slavnika in Čičarije, pa mlada erozija flišnega jezua v povirju Rižane.

Na obrobju Pivške kotline so razvite številne manjše votline v različnih višinah. Njihov nastanek v štirih ali petih višinskih pasovih je povezan z raznosmernim odtokom vode in postopno erozijo razvodnega flišnega površja. Najrazsežnejši je vsekakor Postojnski jamski sistem, pomemben je tudi Predjamski, manj razvit in bolj razčlenjen pa je podzemeljski svet Prestranškega in Slavenskega ravnika. Na zgornji Pivki prevladuje plitvi kras s prevladujočim površinskim odtokom in ustreznimi reliefnimi oblikami, manj pa je dosegljivih podzemeljskih votlin.

Za pretočni kras Notranjskega podolja so bolj značilne vodne, pa tudi suhe jame med kraškimi polji in na obrobju; v skupni dolžini presegajo 50 km. To so hkrati tudi speleološko najbolj preiskani kraški predeli Slovenije. V suhih jamah je znanih več generacij sig, ohranjeni so sledovi različnih kvartarnih naplavin in erozijskih faz, ki so posledica klimatskih in tektonskih dogajanj v mlajšem kvartarju (R. Gospodaric, 1976).

V visokem krasu Notranjske in Dolenjske so znani le maloštevilni odseki starejših vodoravnih votlin, ki so doživele znatne morfološke spremembe s podiranjem in korozijskim preoblikovanjem. Svojevrsne speleološke poteze imajo robni predeli, kot na Banjski in Črnovrški planoti. Kjer so apnenci prekriti s tanko plastjo fliša, se v njem odraža zakrasela podlaga. Pogostna so stopnjasta in sestavljena globoka brezna. Podobne oblike so nastale tudi ob stiku dolomita in apnenca, v dolomitu so površinske vode zarezale globoke doline in v apnencih omogočile nastanek globokih brezen, kot je Habečko brezno pri Koševniku.

Pretočni kras na Dolenjskem obsega dve ali tri različne enote. Ribniško-kočevsko podolje je nekoliko podobno Notranjskemu, pomembna pa je tudi razlika. Površinske

vode Sodraške Bistrice odtekajo prečno na podolje, skozi Tentero in Griško jamo, podobno tudi del kraških voda Ribniške Bistrice in Rakitnice, le del teh voda pa odteka vzdolž podolja. Nekoliko drugače kot na Notranjskem so se oblikovale tudi površinske in podzemeljske razmere ob Rinži, ki delno podzemeljsko odteka v Krko, delno v Kolpo. Vodne jame od teh ponikalnicah so teže dosegljive in manj znane kot na Notranjskem. Nekoliko dostopnejši so podzemeljski rovi ob ponikalnicah pri Velikih Laščah in Rašici (A. Kranjc, 1980) ter med Grosupeljskim poljem in izviri Krke (R. Gospodarič, 1973). V pretočnem krasu zahodne Suhe krajine je znanih nekaj starejših suhih jam, aktivni vodni rovi pa so v tem delu povsem neznani. Podobne speleološke razmere so tudi v vzhodnem delu Suhe krajine, kjer se voda bolj kot h Krki in Temenici odteka k izvirom Prečne v Luknji. V tem predelu so le redko dosegljivi današnji aktivni rovi. Vzroki za razmeroma skromno razvitost vodoravnih jam v nizkem pretočnem krasu Suhe krajine, v Ribniško-kočevskem podolju, pa tudi na obrobju Novomeške kotline, še niso dovolj preučeni.

Po reliefnih razmerah lahko sklepamo na razmeroma skromno tektonsko dviganje ozemlja, ki je bilo nekdanj prekrito z debelo odejo pliocenskih peskov in ilovic, na obrobju pa izdatno zajezeno z raznimi terciarnimi sedimenti. Neugodno za razvoj večjih sklenjenih podzemeljskih rogov je tudi pretežno kraško zahodno sosedstvo z močno razpršenim odtokom, kot tudi nizko dolomitno vzhodno obrobje, ki ne dovaja niti količinsko izdatnih niti korozijsko posebno agresivnih voda. Precej podobne so speleološke razmere v nizki Beli krajini. Znale so le rekde manjše suhe in vodne jame. Številnejša kot drugod po globljem krasu pa so vodokazna brezna in nekakšna okenca, ker je gladina kraške vode blizu površja. Večjih podzemeljskih suhih ali vodnih rogov je v Beli krajini malo tudi zato, ker se precejšen del kraških voda odteka površinsko po značilnih ozkih in zavitih kanjonih, ki so ostanek nekdanje površinske rečne mreže.

Vkljub prevladujočemu apnencu v zgradbi alpskega krasa so se v njem izoblikovali nekoliko svojevrstni tipi kraških votlin. Močno tektonsko dviganje je prispevalo k oblikovanju izdatnih reliefnih razlik in omogočilo hkrati izdatno podzemeljsko pretakanje po pomembnejših razpokah in prelomih. Za razvoj kraškega podzemlja je pomembna tudi izdatna površinska razčlenjenost alpskega krasa, k čemur so prispevali rečni tokovi in ledeniki. S kopičenjem snega in ledu v hladnih obdobjih kvartarja so se v vmesnih otoplitvah povečale odtočne količine, kar je pospeševalo oblikovanje globokih brezen in mreže strmih odtočnih rogov. Ti so razmeroma dobro raziskani v najglobljih in najdaljših jamah v Julijskih in Kamniških Alpah (Triglavsko brezno, Pološka jama, Brezno pod gamsovo glavico, Ljubljanska jama in druge).

Speleološka posebnost alpskega krasa so tudi izredno številna majhna brezna in kotlički. Takšne votline so ponekod zelo na gosto posejane. Na Ogradah v Bohinjskih gorah so jih našli kar 78 na km² površja (A. Kranjc in drugi, 1974), kar je največja gostota v našem krasu sploh. Drobne vertikalne votline so nastale pod debelo snežno odejo v dnu globokih kont, kjer so bili tudi sicer ugodni hidrogeološki pogoji. Številna brezna so znana na položnih visokogorskih kraških podih. Pomembno vlogo pri oblikovanju alpskega kraškega podzemlja pa je imelo tudi mehanično razpadanje kamnine pod vplivom izdatnega zmrzovanja. Tretja speleološka posebnost alpskega krasa pa je povezana s starejšimi fazami zakrasevanja, ko so bile visokogorske planote še v nižjih legah in sredi drugačnih hidrografskih razmer. Sledovi starejšega oblikovanja kraškega podzemlja so sicer razmeroma redki, vendar zelo značilni. Mednje vsekakor spadajo takšne jame, kot sta Potočka in Mokriška zijalka ali pa Kristalna in Babja jama pri Bledu (I. Gams, 1975).

V delnem dolomitnem krasu je znanih le malo kraških votlin. Še največ jih je ob požiralnikih in izvirih. V posebno ugodnih legah so nastale tudi daljše dostopne jame,

kot je na primer 900 m dolga Turkova jama pri Zaplani. Razmeroma redka so brezna v dolomitu, več je med njimi majhnih korozijskih votlin, ob ugodnejših tektonskih predispozicijah in večjih strmih bregovih pa so tudi v dolomitu znane več kot 100 m globoke, ozke in špranjaste votline, kakršen je Bratinov brezen na Predmeji.

Kraške votline v ploščatih apnencih in drugih karbonatnih kamninah z vložki rožencev in drugih netopnih kamnin so po velikosti in razsežnosti omejene, pa vendar v primerjavi z dolomitnimi predeli kar dobro razvite. Ker pri oblikovanju podzemeljskih votlin v teh kamninah pomembno sodelujejo tudi erozijski procesi, je značaj in stopnja prevotljenosti lahko tudi bistveno večja kot v bolj čistih apnencih globokega krasa. K prevotljenosti kamnin prispeva njihov izolirani položaj sredi manj prepustnega sosledstva. V nasprotju s tipičnim krasom je v teh kamninah več vodoravnih jam kot navpičnih brezen, so pa razmeroma ozke in težko prehodne. Njihova lega v reliefu je odvisna od lege in razširjenosti karbonatnih kamnin ter od položaja neprepustne podlage. Jame so zato razporejene tudi višje v bregovih, ne le ob vznožju in v dnu dolin kot drugod v globokem krasu. Pogostejše so tudi aktivne vodne jame, suhi rovi pa odražajo postopno erozijo neprepustnega sosledstva. Zaradi izdatnejšega razpadanja kamnin so manj obstojni. Posebno zanimivi so speleološki objekti na stiku karbonatnih kamnin z neprepustno podlago.

Poseben tip površinskega in podzemeljskega krasa je razvit v miocenskih litotamnjskih, lapornatih ter peščenih apnencih, ki so razširjeni predvsem v vzhodnem delu Posavskega hribovja in v Slovenskih goricah. Te kamnine so na splošno manj prevotljene, ker je raztapljanje bolj površinsko, znanih pa je tudi nekaj daljših vendar ozkih in nizkih rogov ob stiku z neprepustno podlago. Precej podobne votline, ki so v drobnem sicer drugačnih oblik, so razvite v tankih vložkih kalkarenitov, konglomeratov, breč in turbiditov sredi flišnih laporjev in peščenjakov.

Plitvi delni kras v manj čistih karbonatnih kamninah je najbolj zastopan v nizkem dolenskem ter v osamljenem predalpskem in subpanonskem krasu in alpskih ter panonskih predelih Slovenije. Glede na različen kamninski sestav so v njem različni tipi votlin, ki jih je težko pregledno prikazati.

Edini primer obalnega krasa predstavlja majhna krpa paleogenskih apnencev ob morski obali pri Izoli, ki je sicer obdana s flišem. Znanih je dveje manjših brezen s polslano vodo na dnu, v kateri so potopljene kapniške tvorbe. Le-te so nastale še predno jih je zalila kraška in morska voda.

PREGLED NEKATERIH SPELEOLOŠKIH PODATKOV PO LISTIH OSNOVNE SPELEOLOŠKE KARTE

DELEŽ KRASA PO POSAMEZNIH PREDELIH SLOVENIJE

Povsem brez krasa je v Sloveniji samo porečje Mure. Od 2 — 5% je kraškega površja v Podravju in v porečju Dravinje, od 10 — 30% krasa je v Posotelju, med 30 in 50% kraškega površja pa je v srednjem in spodnjem Posavju ter v srednjem Posočju in ob Idrijci. Nekaj nad 50% krasa od celotne površine je ob Zgornji Savinji in v povirju Save. Med 50 in 70% površja pripada krasu tudi v porečju Vipave in Notranjske Reke ter na razvodju med spodnjo Ljubljano in zgornjo Krko. Med 70 in 90% površja pripada krasu v južni Sloveniji, kjer so predvsem matični Kras, osrednji Notranjski in

Dolenjski kras. Nad 90% pa je kraškega ozemlja na območju Snežnika, Kočevskega Roga, Bele krajine in v zgornjem Posočju ter v povirju Save Bohinje.

PREGLED GOSTOTE SPELEOLOŠKIH OBJEKTOV PO LISTIH OSK

Gostota speleoloških objektov je po posameznih listih zelo odvisna od stopnje raziskanosti in od tipa krasa. To se lepo odraža na priloženi pregledni karti. Najgostejše so posejane kraške votline v okolici Ljubljane in na Kaninu, od 2 do 3,5 objektov na km²; to področje je pač najboljše preiskano. Na Tisniku in okrog Boča ter v Notranjskem podolju in okrog Dobropolja znaša gostota od 1,5 do 2 objekta na km², tu sta odločilna tip krasa in raziskanost. Na Tržaškem krasu, na Jelovici in v okolici Bleda ter na Kočevskem pride poprečno 1 — 1,5 votlin/km² krasa. V pretežnem delu visokega Notranjskega in Dolenjskega krasa pa tudi v Alpskem krasu znaša poprečna gostota od 0,5 do 1 objekt/km², kar je razmeroma nizka vrednost zaradi slabe raziskanosti. V osamljenem krasu Podravja pride 0,2 do 0,5 votlin/km² krasa, enako tudi v nizki Dolenjski in Beli krajini. V spodnjem Posavju in Posotelju je gostota manjša od 0,2 objekta/km².

Gostote po ožjih kraških predelih so bistveno večje. Največja je zabeležena v Alpskem krasu, kjer je na Ogradah znanih kar 78 votlin/km². Precejšnja gostota je tudi na ponorni strani Planinskega polja, kjer pride na Lanskem vrhu 8,5 objektov/km², na Orehovškem krasu pri Postojni pa med 6 in 7.

PREGLED POPREČNIH DOLŽIN IN GLOBIN PO LISTIH OSK

Poprečne dolžine in globine ne dajejo prave podobe o speleoloških značilnostih krasa. Izjeme so morda le največje poprečne dolžine na listu Vrhnik 2c, ki obsega Postojnski jamski sistem. Vkljub številnim majhnim jamam v okolici znaša poprečna dolžina preko 275 m. Razmeroma precejšnja srednja dolžina votlin je zabeležena v srednjem Posočju, na matičnem Krasu in okrog Planinskega polja in sicer med 60 in 100 m. Presenetljive so takšne srednje dolžine tudi v osamljenem krasu ob Paki in v vzhodnem Posavskem hribovju ter ob zgornji Savinji. Srednje dolžine med 40 in 60 m so značilne za alpski kras ter južni del dinarskega krasa v Sloveniji. V osrednji Sloveniji pa tudi na skrajnih obrobni predelih znaša srednja dolžina med 20 in 40 m ter med 10 in 20 m. Najkrajše so jame v Posotelju s poprečno dolžino med 5 in 10 m. Pri skupni dolžini preko 240 km rovov pride poprečno na eno od 5087 znanih jam le 47 m dolžine. Najdaljša je še vedno Postojnska jama z okrog 18 km rovov, sledi ji Pološka jama z okrog 11 km dolžine, med 5 do 10 km je še 7 jam, od 1 do 5 km pa jih je 15.

Srednje globine kraških votlin po listih OSK smo razporedili v štiri skupine. Največje srednje globine med 30 in 40 m so zabeležene na matičnem Krasu okrog Divače in Sežane, v Suhi krajini in v povirju Savinje. Votline v Julijskih Alpah, na Notranjskem ter v zahodnem delu Posavskega hribovja so poprečno globoke med 20 in 40 m. V znatnem delu Notranjske in Dolenjske ter v porečju Idrijce, ob srednji Savinji, v delu Posavja in v Beli krajini so kraške votline poprečno globoke le od 10 do 20 m. Okrog Ljubljanske kotline ter v subpanonskem predelu Slovenije in Podravju znaša srednja globina le od 5 do 10 m. Od 106 km skupne globine znaša srednja globina znanih votlin v Sloveniji le 20 m. Vkljub temu pa je doslej raziskanih že dvojje brezen, globokih preko 700 m, eno prek 500, 6 brezen je globokih od 300 — 500 m, 17 brezen je znanih z globino med 200 in 300 m in 92 brezen z globino med 100 in 200 m.

PREGLED ROVNATOSTI KRASA PO LISTIH OSK

Pri rovnatosti so upoštewane dolžine in globine speleoloških objektov in preračunane na km^2 krasa. Največja srednja rovnatost znaša preko 400 m/km^2 in je skladna z najdaljšo poprečno dolžino jam na listu Vrhnika 2c, ki obsega Postojnski jamski sistem. Razmeroma visoka poprečna rovnatost od 200 do 400 m/km^2 je v osrednjem delu Notranjskega podolja in v obrobju Grosupeljskega kraškega polja. Preseneča razmeroma visoka rovnatost med 100 in 200 m na območju osamljenega krasa na Tisniku ob Paki. Med 50 in 100 m/km^2 pride rovov na matičnem Krasu, na Kaninu, v zahodnem in severnem obrobju Ljubljanske kotline, na Kočevskem pa tudi v osamljenem krasu okrog Boča. Med 20 in 50 m/km^2 je znanih v osrednjem in zahodnem delu Slovenije, proti vzhodu pa se rovnatost postopoma znižuje na 10 do 20 m/km^2 ob srednji Savinji in spodnjem Posavju, medtem ko je najnižja med 0 in 10 m/km^2 v vzhodnem Posavskem hribovju in v Posotelju.

PREGLED KRAŠKIH VOTLIN PO TIPIH IN VELIKOSTI ZA CELOTNO SLOVENIJO

Po zbranih podatkih do konca 1979 je od skupno zabeleženih 5087 votlin 57% brezen in 43% jam. Od vseh znanih votlin je vodnih 18% in sicer 3,5 izvirnih, 6% ponornih in 8,5% drugih vodnih jam. V okrog 6% vseh raziskanih votlin se stalno zadržujeta led in sneg. Skoraj 60% vseh votlin je manjših od 30 m bodisi po dolžini ali globini. Kar 82,5% votlin pa ne presega 100 m globine ali dolžine. Tako je prek 100 m dolgih ali globokih le 8,5%, medtem ko 9% registriranih votlin ni raziskanih. V Sloveniji potemtakem daleč prevladujejo po številu sicer majhne jame in plitva brezna, vkljub temu pa so v Sloveniji raziskane doslej najdaljše in najgloblje jugoslovanske jame.

Skupno je v Sloveniji okrog 9000 km^2 krasa ali 44% njene površine. Apnenci obsegajo 6.300 km^2 površja ali 70% krasa na karbonatnih kamninah, dolomiti in druge zakrasevanju manj podvržene kamnine pa 2.700 km^2 ali 30% krasa. Poleg kraških votlin je doslej zabeleženih tudi 1300 kraških vodnih objektov ter 1200 večjih površinskih kraških pojavov.

VIRI IN LITERATURA

- Čar, J., 1979: Razporeditev požiralnih con in vodnih rogov na obrobju Planinskega polja v odvisnosti od geološke zgradbe. Arhiv IZRK SAZU, Postojna. Rokopis.
- Gams, I., 1965: Speleological characteristics of the Slovene karst. Naše jame, 7, 1965, 41—50.
- Gams, I., 1974: Kras. Zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Slovenska matica, Ljubljana.
- Gams, I., 1975: Jama pod Babjim zobom in vprašanje razčlenitve würma. Naše jame, 17, 111—116, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1973: Viršnica, jamski sistem Šice ob Radenskem polju. Naše jame, 14 (1972), 25—33, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. Acta Carsologica, 7, 5—139, Ljubljana.
- Gospodarič, R., P. Habič, 1979: Kraški pojavi Cerkniškega polja. Acta carsologica, 8 (1978), 7—162, Ljubljana.
- Habič, P., 1969: Hidrografska rajonizacija krasa v Sloveniji. Krš Jugoslavije, 6, 79—91, Zagreb.
- Habič, P., 1970: Intermitentni kraški izvir Lintvern pri Vrhniku. Acta carsologica, 5, 189—203, Ljubljana.
- Habič, P., A. Kranjc, R. Gospodarič, 1974: Osnovna speleološka karta Slovenije. Naše jame, 15 (1973), 83—98, Ljubljana.
- Habič, P., R. Gospodarič, I. Kenda, A. Kranjc, 1975: Osnovna speleološka karta Slovenije, 1. nadaljevanje. Naše jame, 17, 137—149, Ljubljana.
- Habič, P., R. Gospodarič, I. Kenda, A. Kranjc, 1975: Osnovna speleološka karta Slovenije, 2. nadaljevanje. Naše jame, 17, 151—171, Ljubljana.
- Habič, P., R. Gospodarič, F. Habe, A. Kranjc, F. Šušteršič, 1977: Osnovna speleološka karta Slovenije, 3. nadaljevanje. Naše jame, 18 (1976), 55—62, Ljubljana.
- Habič, P., R. Gospodarič, F. Habe, I. Kenda, A. Kranjc, F. Šušteršič, 1978: Osnovna speleološka karta Slovenije, 4. nadaljevanje. Naše jame, 19 (1977), 43—57, Ljubljana.
- Habič, P., R. Gospodarič, A. Kranjc, F. Šušteršič, 1980: Osnovna speleološka karta Slovenije, 5. nadaljevanje. Naše jame, 21 (1979), 19—29, Ljubljana.
- Habič, P., 1981: Nekatere značilnosti kopastega krasa Slovenije. Acta carsologica IX (1980), 5—21, Ljubljana.
- Kranjc, A., 1981: Prispevek k poznavanju razvoja krasa v Ribniški Mali gori. Acta carsologica, 9 (1980), 27—85, Ljubljana.
- Melik, A., 1935: Slovenija. Geografski opis, 1. knjiga. Slovenska matica, Ljubljana.
- Placer, L., 1980: Tektonika območja jugozahodno od prelomne cone Idrijskega preloma. Geološki zavod Ljubljana, tipkopis.
- Podobnik, R., 1968: Zaganjalka. Idrijski razgledi, 13, 3, 64—67, Idrija.
- Premru, U., 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija, 19, 211—249, Ljubljana.
- Šerko, A., 1948: Kraški pojavi v Jugoslaviji. Geografski vestnik, 19 (1947), Ljubljana.
- Šušteršič, F., 1979: Kvantitativno preučevanje elementov fizične speleologije v prostoru Planinskega polja. Rokopis, Arhiv IZRK SAZU, Postojna.

SYNOPTICAL SPELEOLOGICAL MAP OF SLOVENIA

Summary

Up to now various cartographic reviews of distribution and karst types in Slovenia were published (A. Šerko, 1948; A. Melik, 1953; I. Gams, 1965, 1974; P. Habič, 1969). By detailed speleological mapping of Slovenia during the years 1972 to 1980 a lot of new facts were gathered. Karst in Slovenia is developed in various rocks, from Devonian to Quaternary age. Carbonate rocks were deposited in different sedimentological conditions, hence different structures from pure limestones and dolomites to various thin-bedded and marl limestones with inliers of cherts and other non-soluble components. Karst is developed in different conglomerates and breccias as well. Various structurally crushed rocks, being the results of different tectonic movements from older folds and over-thrusts to younger tectonics are important.

In synoptical map four basic lithological karst types are defined: deep karst in predominant limestone, shallow karst and partial karst in less pure limestones with inliers of nonsoluble beds, partial karst and fluvio-karst in dolomites and partial suffosian karst in porous conglomerates and breccias. Beside lithological there were separated more morphological and hydrogeological units, influencing speleological karst properties. Important speleological and hydrological objects are presented. Separately were analysed the data about the rate and cavernosity of karst, cavern's density, average length and depth and distribution of different types after the sheets of the Basic speleological map. Considerable differences among speleological karst characteristics in various lithological bases as well as in different regional units of Slovenia were stated.

From 5087 known caverns in total, there are 57% of potholes and 43% of more horizontal caverns and caves. Non-active dry caves predominate, active water caves there are only 18%, spring-caves 3,5%, ponor ones 6%, other water caves 8,5%. Karst in Slovenia covers in total 9.000 km² or 44% of the total surface, more than 70% of karst lies on limestones. The total lenght of the explored caverns is 240 km, the total depth 106 km. In a part of alpine karst the greatest cavernosity was stated, being 78 objects per km², the average density being from 0,2 to 3,5 caverns per km² of karst. Smaller caverns predominate, there are more than 80% to 100 m deep or long. In spite of it in Slovenia the longest and the deepest yugoslav caves were explored. The longest is Postojna cave system, 18 km long, the deepest Brezno pri gamsovi glavici, Julian Alps, 760 m deep.

KRAŠKI RELIEF IN TEKTONIKA

(S 4 SLIKAMI)

KARST RELIEF AND TECTONICS

(WITH 4 FIGURES)

P E T E R H A B I Č

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981

VSEBINA

Izvilleček — Abstract	26	(4)
UVOD	27	(5)
NEKAJ SPOZNANJ O VPLIVU TEKTONSKE ZGRADBE NA GEOMORFOGENEZO KRASA	28	(6)
SLEDOVI MLADE TEKTONSKE DINAMIKE V KRASU	29	(7)
MORFOTEKTONSKE ENOTE NOTRANJSKEGA KRASA	37	(15)
SKLEP.....	40	(18)
LITERATURA	41	(19)
KARST RELIEFS AND TECTONICS (Summary)	43	(21)

Izvleček

UDK 551.44:551.24(497.12-14)

Habič Peter: Kraški relief in tektonika.

Acta carsologica 10, 23—44, Ljubljana, 1982, lit. 48.

Na podlagi geoloških, morfoloških in speleoloških raziskav v okolici Planinskega polja so analizirani sledovi mladih tektonskih premikov v reliefu in v jamah. Opredeljene so glavne morfotektonske enote dinarskega krasa v predelu med Postojno in Vrhniko. Podčrtan je večji delež tektonike v razčlenjevanju kraškega površja in oblikovanju kraških polj v primerjavi z erozijsko korozijskimi procesi.

Abstract

UDC 551.44:551.24(497.12-14)

Habič Peter: Karst Relief and Tectonics.

Acta carsologica 10, 23—44, Ljubljana, 1982, Lit. 48.

On the base of geological, morphological and speleological investigations around Planinsko polje the traces of young tectonic movements in the relief and in the caves were analysed. The main morphotectonic units of dinaric karst in the region between Postojna and Vrhnika were defined. Important role of tectonics, related to karst surface dissection and karst poljes formation is accentuated, compared to erosion corrosional processes.

Naslov — Adress

dr. Peter Habič, znanstveni svetnik
Inštitut za raziskovanje krasa SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Jugoslavija

UVOD

Pretežna večina dosedanjih geomorfoloških študij o nastanku in razvoju dinarskega krasa v Sloveniji izhaja iz prevladujoče domneve o prvotnem fluvialnem oblikovanju površja na karbonatnih kamninah. Podlaga takšni predstavi o reliefnem razvoju naj bi bila na eni strani prvotna zajezenost karbonatnih kamnin sredi nizkega zelo uravnanege površja, na drugi strani pa naj bi k fluvialnemu oblikovanju pripomogli terciarni sedimenti, ki naj bi skoraj v celoti prekrivali mezozojske apnence in dolomite ter jih tako ščitili pred zakrasevanjem. S postopno erozijo terciarnega sedimentnega pokrova naj bi bili apnenci vedno bolj izpostavljeni kraškemu preoblikovanju. K temu naj bi pripomoglo epirogenetsko dviganje površja pa tudi klimatsko diferencirano zniževanje, pogojeno z različno odpornostjo kamnin. V manjši meri so bili doslej obravnavani neposredni tektonski vplivi pri oblikovanju reliefa. Ti so jasno izraženi le v izrazitih zasutih kotlinah, medtem ko pri obravnavanju višjega kraškega obrobja teh kotlin neposredni tektonski premiki v reliefu niso bili ugotovljeni.

Sistematični pregled doslednjih pogledov na razvoj krasa v Sloveniji je podal D. R a d i n j a (1972), zato se na tem mestu lahko izognemo ponavljanju. Ugotovimo naj le, da tudi poznejše razprave niso prinesle bistvenih novosti, temveč so skušale le dopolniti znanje o razvoju krasa na podlagi podrobnejših preučevanj. Ohranilo se je temeljno izhodišče o prvotnem fluvialno zasnovanem reliefu, ki naj bi ga zakrasevanje postopno spreminjalo. Izjeme so Kraška polja, kjer se razen na nepropustnem površju še nadaljujejo fluvialni erozijski ali korozijski ter akumulacijski procesi.

Prevladujoči pogledi o splošnem erozijskem oblikovanju reliefa na karbonatnih kamninah so vodili raziskovalce k ugotavljanju erozijskih oblik, dolin, teras in ostankov uravnave. Sledili so njihovemu nadaljnjemu preoblikovanju pod vplivom različno intenzivnega kraškega oziroma korozijskega zniževanja. Samo s fluvialno erozijsko, pa tudi s korozijsko teorijo o oblikovanju površja, pa vključ vse bolj razčlenjenim in mersko dokazanim razlikam v klimatsko pogojenih procesih ni bilo mogoče razložiti nekatereh pomembnih reliefnih potez Notranjskega krasa.

Do podobnega spoznanja so prišli raziskovalci tudi na drugih kraških predelih po svetu. Ko so marsikje odpovedala najsodobnejša spoznanja klimatske geomorfologije, so začeli iskati vzroke v litološki in tektonski zgradbi (M. M. S w e e t i n g , 1976, D. C. F o r d , G. A. B r o o k , 1976, 1978). S tovrstnimi raziskavami so sicer opozorili na pomen tektonske in strukturne predispozicije v razvoju krasa in zlasti kraške cirkulacije ter s tem omogočili spoznanja o posebnih geotektonskih tipih krasa (M. H e r a k , 1971, 1977). Razmeroma redke, toda pomembne so študije, ki so opozorile na neposredni vpliv tektonskih procesov pri oblikovanju kraškega površja (J. C v i j i ć , 1924, J. V i l i m o n o v i ć , 1970, V. K l e i n , 1974, A. C a v a l l i n , B. M a r t i n i s , L. C a r o b e n e , G. B. C a r u l l i , 1979). Podobno velja tudi za ugotovitve speleologov, ki so v kraškem podzemlju opazili sledove kvartarne tektonike (V. M a u r i n , 1953, Z. W ó j c i k , S. Z w o l i n s k i , 1959, R. G o s p o d a r i ć , 1964, F. C u c c h i , F. F o r t i , R. S e m e r a d o , 1979).

Na sledove kvartarne tektonike smo zadeli tudi pri preučevanju Cerkniškega in Planinskega polja ter Postojnskih jam. Prva spoznanja o neposrednih tektonskih vplivih na oblikovanje kraškega površja in podzemlja na Notranjskem pa morda vključujejo nekaterim pomislekom vendarle lahko vzpodbudijo k nadaljnjemu iskanju povezav med neotektonskimi premiki in morfogenezo ter speleogenezo in hidrogeologijo krasa.

NEKAJ SPOZNANJ O VPLIVU TEKTONSKE ZGRADBE NA GEOMORFOGENEZO KRASA

Pomen geološko tektonske zgradbe na Notranjskem krasu je najlepše viden v razporeditvi zakraselih apnencev in dolomitov ter neprepustnih kamnin. Flišno Vipavsko dolino obrobajo z obeh strani višje kraške planote, ki so omejene z izrazitimi strmimi stenami ob narivnih in prelomnih robovih Nanosa in Trnovskega gozda. Le nekoliko bolj položni so robovi matičnega Krasa. Podobno velja za Pivško kotlino. Geološka zgradba se kaže tudi v prostorski opredeljenosti večjih reliefnih enot kot so matični Kras, Nanos s Hrušico, Javornik s Snežnikom, Logaška planota in druge. Te strukturne enote so zasnovane s starejšo naravno zgradbo (I. Mlakar, 1969, L. Placer, 1973) ter mlajšimi pretežno NW — SE in NE — SW prelomi (R. Gospodarič, 1969). Prelomi in narivi pa se le delno skladajo z reliefnimi potezami, zato pri podrobnem geomorfološkem preučevanju visokega krasa med Idrijo in Vipavo nismo mogli dokazati popolne skladnosti geostrukturnih in morfoloških enot (P. Habič, 1968), ker so ob istih prelomnih in narivnih črtah nastale različne reliefne oblike in stopnje. Pomembnejše reliefne stopnje so nastale predvsem ob stiku apnenca in fliša, medtem ko so reliefne razlike ob nekaterih prelomnih in narivnih stikih različnih apnencev komaj opazne.

Iz tega smo tedaj sklepali, da so bili pri oblikovanju reliefa na karbonatnih kamninah pomembnejši erozijsko denudacijski procesi, ki so le ponekod podčrtali strukturne razlike v kamnini. Takšne razlike se v reliefu Slovenije na splošno kažejo kot dvojna orografska usmerjenost na podlagi regionalnih tektonskih struktur, alpskih in dinarskih (D. Radinja, 1972, 202).

Preučevanje epirogenetskih in orogenetskih gibanj v dinarskem krasu je med drugim opozorilo na pojave paleokrasa ter omogočilo novo tektogenetsko klasifikacijo. Ugotovljenih je bilo več tektogenetskih tipov krasa, ki jih označujejo razlike v litostratigrafiji in tektoniki, pa tudi v morfologiji in hidrogeologiji (M. Herak in drugi 1976, 90, M. Herak, 1977). S tem je bila dana možnost za dopolnitev prevladujoče klimatsko geomorfološke razlage erozijsko korozijskega oblikovanja kraškega reliefa.

Klimatska geomorfolologija je številne reliefne oblike skušala razložiti z litoškimi razlikami in tektonsko pretrtostjo kamnin, ki posebej vpliva na cirkulacijo vode in različno korozijsko aktivnost. Pri primerjavi kraških in nekraških predelov je bilo ugotovljeno povečano erozijsko poglobljanje na nekarbonatnih tleh predvsem v hladnejšem kvartarnem obdobju. Pogojeno naj bi bilo s klimatskimi spremembami in splošnim tektonskim dviganjem, ki je prispevalo k večji reliefni energiji.

Relativna tektonska dvigavanja oziroma grezanja naj bi v kraškem reliefu ne zapustila takšnih sledov zaradi prevladujočega podzemeljskega odtoka, zato naj bi se v krasu ohranile prvotne oblike in le v robnih predelih naj bi stirmi robovi odražali obdobja vrezovanja zaradi tektonskega dvigavanja, ravne police pa obdobja uravnavanja ob tektonskem mirovanju. V skladu z erozijsko korozijsko teorijo naj bi tako različno intenzivna epirogenetska gibanja in vmesna obdobja mirovanja zapustila številne uravnave in police

v različnih višinah. Njim so geomorfologi v Sloveniji posvetili posebno pozornost (A. Melik, 1963, 81), študije pa niso prinesle zaželenih rezultatov, ker niso dovolj osvetlile vzrokov in mehanizma nastajanja stopnjastega reliefa. Nekateri so sicer skušali hipsografske razlike medolicami razlagati z diferencirano tektoniko, čeprav za to ni bilo na voljo zanesljivih dokazov.

Diferencirana tektonska grezanja so bila najbolj očitna ob alpsko-dinarskem stiku, kjer so tektonske depresije zasute z mladimi rečnimi naplavinami. Tektonska dinamika je bila tam potrjena predvsem s kronološko opredelitvijo sedimentov iz vrtin, npr. v Ljubljanski kotlini (I. Rakovec, 1955), še posebej pa na Ljubljanskem barju (R. Pavlovac, 1966, A. Šercelj, 1965). Grezanje Barske kotline je zapustilo pomembne posledice v hidroloških razmerah sosednjega Notranjskega krasa, kar so skušali osvetliti med drugimi J. Rus (1925), A. Melik (1952), pa tudi P. Habič (1973) in R. Gospodarič, P. Habič, (1979). Grezanje v območju Ljubljanskega barja je nedvomno pospešilo zakrasevanje Notranjskega podolja in tako je tektonika posredno vplivala na razvoj kraškega površja. Za neposredne posledice endogenih procesov v kraškem reliefu pa doslej ni bilo zanesljivih dokazov.

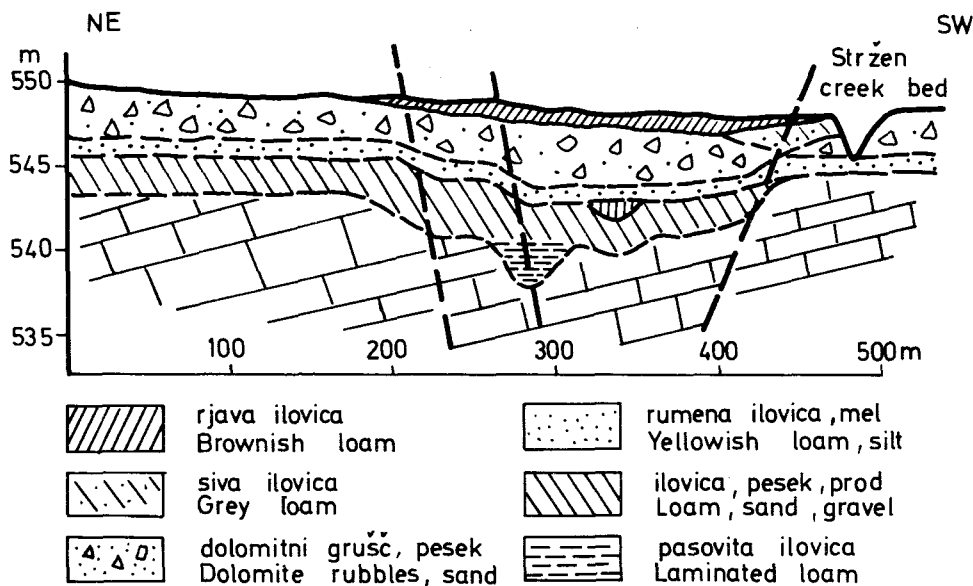
SLEDOVI MLADE TEKTONSKE DINAMIKE V KRASU

Na morfološki pomen prelomov in prelomnih stopenj v krasu je opozoril že J. Cvijić (1924, 332). Menil je, da se prelomi in mlade prelomne stopnje na apneniškem površju bolje ohranijo kot v drugih kamninah. Morfološko so pomembni predvsem tisti prelomi dinarskega krasa, ki so bili aktivni v zgornjem pliocenu in kvartarju. Ob prelomnih stopnjah na apnencih ni značilnih denudacijskih sprememb, zato jih lahko sledimo v strmih premočrtnih rebrih tudi na večje razdalje, opozarja Cvijić. Za primer navaja izrazito prelomno, preko 1000 m visoko stopnjo, ki se vleče ob Plešivici od Korane do Petrovega sela na razdalji okrog 50 km. Na reproducirani topografski karti je prikazan prelom Zubci pod Orjenom med Grabom in Mrcinami. Izrazite tektonske zasnovane reliefne poteze je Cvijić sledil zlasti ob jadranski obali, pri Bakru, Vinodolu in Boki Kotorski. Poleg strmih stopenj pa odražajo mlade tektonske premike tudi položnejše fleksure, kakršna je na Korani pri Plitvicah.

Nov pripomoček pri ugotavljanju sledov tektonskih premikov v reliefu pomenijo letalski posnetki. Na njihovi podlagi se je že uspešno razvila fotogeološka interpretacija prelomne zgradbe in dinamike. Za geomorfologijo so zanimive tudi interpretacije satelitskih posnetkov, ki so na kraškem ozemlju zahodne Slovenije ugotovile vrsto prelomnic v reliefu, ki jih pri geološkem kartiranju niso zasledili (Oluić M., D. Cvijanović, V. Kuk, 1978). "Fotoprelomi" pa so na teh posnetkih marsikje ugotovljeni prav na podlagi reliefnih razlik. V geološko homogenih enotah je bilo mogoče sklepati na tektoniko predvsem po reliefu in ne po geološki zgradbi. Ugodnejše podatke o tektoniki so dobili v geološko bolj pestro sestavljenih predelih, na primer v Posavskem hribovju in vzhodni Sloveniji, kot so pokazale študije U. Premruja (1976).

V geološko razmeroma homogenem apnenčastem predelu Notranjske je potemtakem težje ugotavljati sledove mlade tektonske dinamike na kraškem površju. Morfološke in hipsografske razlike je mogoče razlagati tudi z erozijsko denudacijskimi procesi, če zanje nimamo neposrednih dokazov o diferencirani tektonski dinamiki v geološki zgradbi.

Na prve sledove o kvartarnih tektonskih premikih na območju Notranjskega krasa smo zadeli pri preučevanju naplavin na Cerkniškem polju. Pri Rešetu je bil umetno



Po – According to: R. Gospodarič, P. Habič 1979

Slika 1. Cerknško jezero, sedimenti pri Dolenjem Jezeru

Fig. 1. Cerknica lake, sediments near Dolenje Jezero

skopan jarek, v katerem smo našli značilno prelomljene in premaknjene pleistocenske plasti glinastih, peščenih in prodnih naplavin. Te so bile kronološko razmeroma natančno opredeljene (R. Gospodarič, P. Habič, 1979). Tektonski premiki v skalni podlagi Cerknškega polja so bili ugotovljeni tudi v prečnem prerezu med Rešetom in vznožjem Klinjega vrha. Razpored naplavin in obliko skalne podlage smo ugotovili z ročnimi vrtinami, kot je prikazano na sliki 10 (l. c. str. 39). Osrednji del Cerknškega polja se je pogreznil po odložitvi jezerskih naplavin (plast B) prek starejšega prodno ilovnatega zasipa (plast C). Tektonski poglobitvi dna je sledil mlajši zasip (plast A). Na podlagi kronološke opredelitve naplavin pri Rešetu bi mogli 3 m tektonsko pogreznjenje skalne podlage polja uvrstiti v interstadialno obdobje srednjega würma, mlajši krovni zasip pa bi bil stadialen, najbrž zgornje würmski. V umetnem jarku pri Rešetu so razlomljene tudi zgornje würmske naplavine, vertikalno so premaknjene plasti krovne gruša, po čemer sklepamo, da se je premikanje nadaljevalo tudi v holocenu.

Cerknško kraško polje je izoblikovano na idrijski prelomni coni, ob kateri so dokazani horizontalni in vertikalni premiki, ki so razčlenili postecenske narivne strukture (J. Čar, 1980). Horizontalni premiki so dokazani na območju idrijskega rudišča, horizontalni in vertikalni pa tudi v predelu med Hrušico, Kalcami in Kališem ter na območju Planinskega polja.

Prav na podlagi podrobnega geološkega kartiranja, ki ga je opravil J. Čar, rezultati pa so podani v posebni razpravi v tem zvezku Krasoslovnega zbornika, je bilo mogoče bistveno osvetliti povezanost nekaterih reliefnih oblik s tektonsko zgradbo. V kraškem površju se jasno odražajo različne zdrobljene, porušene in razpoklinske cone ob prelomih. Te imajo razumljivo tudi posebne hidrogeološke funkcije in se razlikujejo

tako po vertikalni in horizontalni prepustnosti. Podrobno kartiranje je opozorilo na nekatere neposredne skladnosti med reliefom in prelomnimi conami. Vseh reliefnih značilnosti, ki bi jih lahko pripisali tektonskim premikom, pa tudi podrobno geološko kartiranje ni moglo pojasniti.

Po terenskih podatkih in geološki karti v merilu 1:5.000 je L. Placer (1979) izračunal relativne višinske razlike med posameznimi tektonskimi bloki ob idrijski prelomni coni na območju Planinskega polja. Skupna višinska razlika med Planinsko goro in dnom Planinskega polja znaša po geološki zgradbi 1800 m, med posameznimi bloki znotraj te cone pa je izračunal tudi relativne razlike. Horizontalni premik znaša okrog 2400 m. To je seveda seštevek vseh pozitivnih in negativnih premikov. Absolutno opravljena pot pa more biti tudi večja.

Zanesljivi geološki podatki torej jasno kažejo, da so se vsaj v ožji idrijski prelomni coni izvršili pomembni tektonski premiki nekako od oligocena do danes.

S primerjavo posameznih tektonskih enot in kraškega površja pa smo skušali odkriti tudi neposredne sledove tektonskih premikov v reliefu. Ugotovili smo razmeroma precejšnjo skladnost dvignjenih blokov z višjim reliefom in obratno spušenih blokov z nižjim reliefom. Samo Planinsko polje je razvito prav v coni največjega tektonskega znižanja (F. Šušteršič, 1977). To potrjujejo tudi nove seizmološke študije zahodne Slovenije (R. Petkovski, A. Andrejevski, 1981). Ta splošna ugotovitev pa potrebuje podrobnejšo morfologenetsko analizo nastanka in razvoja tega kraškega polja, ki mu nekateri pripisujejo najbolj tipične kraške poteze med podobnimi polji v Sloveniji (F. Habe, 1979). Napravili smo šele prve primerjave, potrebne pa bodo nadaljnje sistematične raziskave, ki morajo osvetliti erozijsko korozijski in tektonski delež pri oblikovanju in poglobljanju te osrednje kraške globeli v hidrološki mreži kraških polj na Notranjskem.

Morfološke analize Notranjskega krasa se je s pomočjo sodobnih matematičnih metod lotil F. Šušteršič (1978, 1979). Pri preučevanju Postojnskih vrat in velezatrep ob izviri Unice na Planinskem polju je opozoril na pomembno neskladnost v količini celotne odnešene kamninske mase. Ta znaša pri zatrepu nekaj nad 2 km^3 , medtem ko naj bi bilo iz celotne globeli Planinskega polja pod nivojem 530 m odnešenih le 1.17 km^3 karbonatov. To računsko nesorazmerje se seveda bistveno spremeni, če pri oblikovanju samega zatrep kot tudi celotne kotline kraškega polja računamo z možnostjo diferenciranih tektonskih gibanj manjših blokov. Nekatere reliefne značilnosti v velezatrepu ob izviri Unice in ob vznožju Planinske gore nakazujejo takšno možnost, potrjujejo pa jih tudi ugotovljeni prelomi. Ob vertikalnih prelomih je razlomljena in premaknjena narivna ploskev med krednimi apnenci v talnini in zgornje triasnimi dolomiti v krovnini. Ploskev je razgaljena v dolomitnem kamnolomu pri Planini, kjer je viden tudi vertikalni premik, kakršen je dokazan z vrtno v dnu polja pri Hasberku (J. Čar, 1980). Še drugo neposredno zvezo med zgradbo in reliefom smo opazili v kamnolomu pri Planini. Tam, kjer strm dolomitni breg prehaja v skoraj vodoravno polico, je jasno izražena prelomna cona, ob kateri je spuščeno južno krilo z nižjim reliefom. Prečno dinarska vrzel v južnem delu Planinskega polja je torej tektonsko zasnovana.

Tektonsko poglobitev lahko domnevamo tudi v ožjem južnem kotu Planinskega polja, kjer je J. Čar (1980) ugotovil posebne geološke razmere. Nizki hrbet Grahovš in Kali (574) med Planinskim in Unškim poljem je kot tektonski blok pogreznjen ob NW-SE in NE-SW prelomih v primerjavi s sosednjim blokom Starega gradu (703), v katerem je ohranjen višji relief. Proti Planinskemu polju je tektonska enota Grahovš omejena z NE-SW prelomom, ob katerem je sosednji blok še bolj znižan, kot je to na podlagi

fotoposnetkov ugotovil že U. P r e m r u (Hidrogeološka karta kraške Ljubljane, 3. SUWT, 1975). V tem delu Planinskega polja so ugotovljene tudi debelejšje plasti kvartarnih naplavin, kar pomeni, da je skalna podlaga sorazmerno znižana (D. R a v n i k , 1976, tabla 2). Zanimivo je tudi dejstvo, da so prav ob prelomu na vznožju tektonskega bloka Grahovšč prvi požiralniki Unice v Mrčonovih ključih in Vodonosju.

Na tektonsko razčlenjenost Planinskega polja je možno sklepati tudi po karti skalne podlage, ki je sestavljena na podlagi vrtin in geofizikalnih meritev naplavin. Skalno dno polja je mnogo bolj razčlenjeno in zakraselo kot so poprej domnevali (D. R a v n i k , 1976). Najbolj je poglobljeno skalno dno pod Grahovščem in ob robu med Ivanjim selom ter Lazami. Struga Unice vijuga danes do Laz prav nad najbolj poglobljenim dnom po najdebelejši plasti naplavin. Njen nenavaden zasuk od Laz proti Podgori pa si lahko razložimo z razmeroma visoko skalno podlago ob vznožju Jakovice, saj je tam podobno kot pod Lipljami najtanjša plast naplavin. Relativno visoko skalno podlago enkrat na zahodni, drugič na vzhodni strani polja pa bi težko pripisali le specifičnemu erozijskemu ali korozijskemu zniževanju sklance podlage. Mnogo bolj sprejemljiva se zdi domneva, da je takšna razporeditev kamninske podlage tudi tektonsko zasnovana in da gre za različno premikanje skalne podlage Planinskega polja. Po vsej verjetnosti takšno premikanje vpliva tudi na razporeditev meandrov Unice in njeno nenavadno pretakanje od vzhodnega k zahodnemu bregu in nazaj k ponorom na vzhodni strani. Skladno z nagnjenostjo skalne podlage je izoblikovano tudi odcejanje talne vode iz naplavin v dnu polja. Tako so usmerjene majhne struge z območja najtanjših naplavin k strugi Unice, ki obkroža dvignjene dele skalne podlage. Ugotovimo pa lahko tudi precejšnjo skladnost zasukov Unice in drobne hidrografske mreže s tektonskimi linijami, ki jih je možno slediti le na obrobju polja.

Z zanimivo morfografsko analizo je F. Š u š t e r š i č (1979) našel tudi v širšem zaledju Planinskega polja in po Notranjskem krasu obilo sledov neposrednega odseva mlade tektonike. V tako imenovanih pregibnicah naj bi se zrcalili vplivi endogenih sil pri zasnovi drobnih razlik v naklonskih in smernih pregibih pobočja. Kartografska predstavitev takih pregibnic prikazuje podobno mrežo, kot jo predstavljajo fotogeološki prelomi na podlagi letalskih posnetkov. V glavnih črtah pa se karta pregibnic sklada tudi s prelomi, ugotovljenimi pri kartiranju površja. S pomočjo te morfografske metode, ki je oprta predvsem na spremembe v naklonih in smereh pobočij, dobimo prav zanimivo podobo o domnevnih tektonsko zasnovanih elementih v reliefu. Potrebno pa bo to metodo še dopolniti, da bomo mogli oceniti dejanski pomen endogene dinamike v reliefu.

Prvi koraki v tej smeri so že napravljeni. Poskusili smo namreč primerjati sorodne morfostrukturne enote in ugotoviti višinske razlike med njimi ob prelomih, pregibnicah in podobnih brazdah v kraškem reliefu, ki jih nakazujejo drenažne cone, žlebovi in nizi vrtač ter premočrtne strme rebri. Pri preučevanju kopastega kraškega površja (P. H a b i č , 1981) smo spoznali, da so ravnote ali uravnave z značilnimi kopastimi vzpetinami, kovki, kuclji in lonicami, razmeroma star reliefni element v krasu, ki je razporejen v različnih višinah. Takšne kopaste vzpetine so tipične tako za razmeroma nizko kraško obrobje Pivške kotline kot za višje planotasto površje Hrušice, Nanosa, Trnovskega gozda in druge visoke dinarske planote. Po naših ugotovitvah o oblikovanju takšnega površja (P. H a b i č , 1968, 1981) in po primerjavah s kopastim reliefom v tropskem krasu ter v krasu Južne Kitajske (P. H a b i č , 1980) so takšne reliefne značilnosti na kraškem površju nastajale v bolj humidnih in toplejših klimatskih razmerah, pa tudi v sicer za to primernih geomorfoloških pogojih. Oblikovanje kopastega površja je povezano predvsem z denudacijsko korozijskimi procesi, ki vertikalno

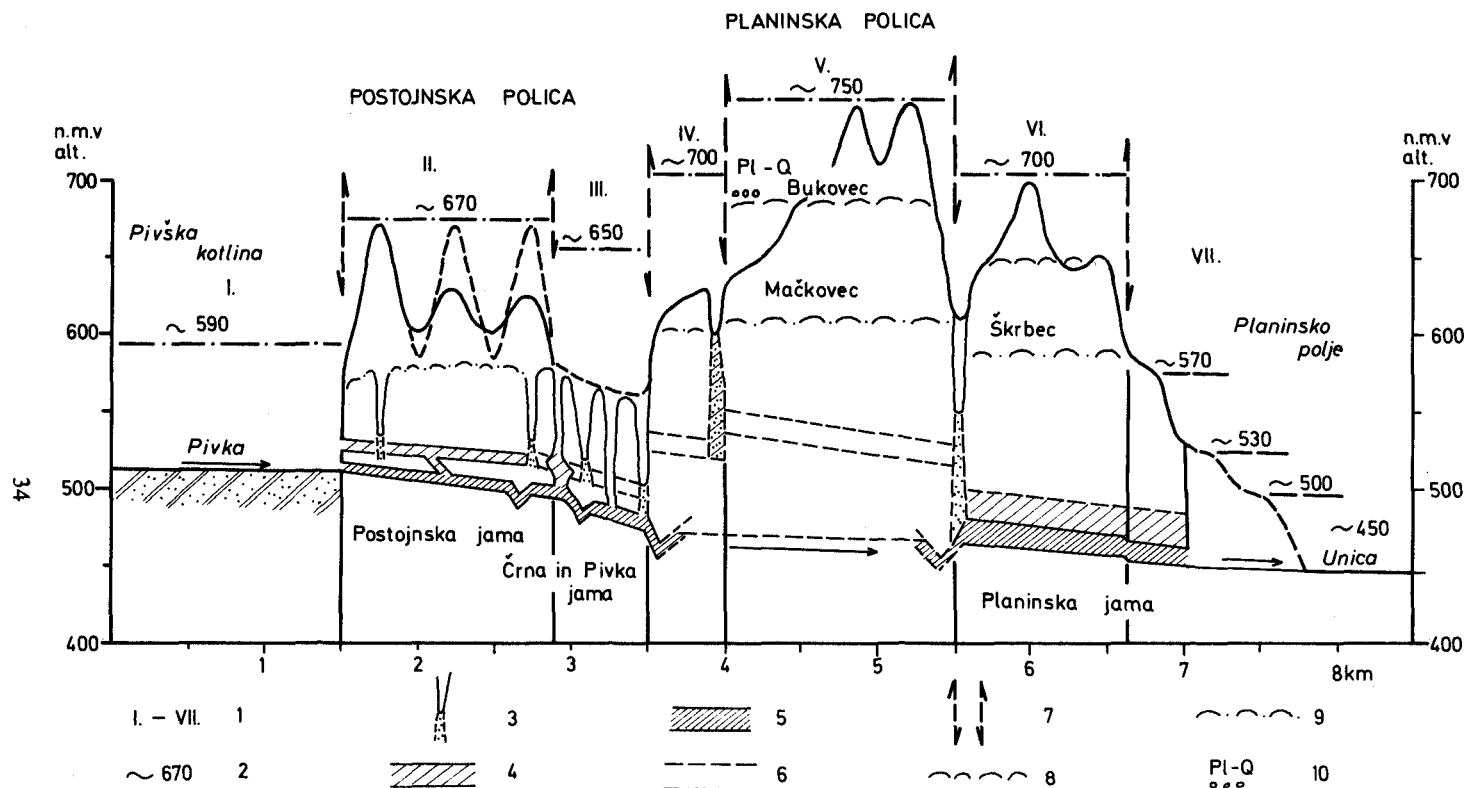
razčlenjujejo karbonatno površje do višine zajezone vode v krasu ali poplavne ravnice. V takšnih razmerah nastajajo poligonalno mrežasto razporejeni kopasti vrhovi in vmesni doli (*cockpit*), ki prehajajo v različno obsežne uravnave. Na teh uravnavah so marsikje ohranjeni ostanki fluvialnih naplavin, glin, prodov in peskov, ki so jih odložile vode s sosednjih neprepustnih in netopnih kamnin.

Kjer so nanizani približno enako visoki in podobno oblikovani kuclji, jih pripisujemo skupni fazi nastajanja. Če so takšne homogene enote razporejene v različnih višinah, so jih v tak položaj postavila lahko le mlajša tektonska premikanja. Podobno velja tudi za posamezne dele uravnjav. Tako sta Belokranjski in Kočevski ravniki kot nekdanja morfogenetska enota tektonsko razmaknjena za nekaj sto metrov. Najbolj zanimive elemente za primerjavo višinskih razlik predstavljajo prav reliefne enote s sorodnimi sklopi oblik, kot so ravnote in na njih ohranjene kopaste vzpetine.

Ob tektonskih stopnjah med uravnavami ali kopastim površjem zasledimo značilne premočrtne rebri in pregibe z večjimi višinskimi razlikami. Kuclji ob takšnih pregibih so v precej večji meri asimetrični kot sicer. Ponekod so odrezani, drugod pa so večje strmine in višine na tektonsko dvignjenih robovih. Do podobnih značilnosti bi seveda prišlo tudi pri pospešenem erozijsko korozijskem zniževanju sosednjega nižjega površja. Zaradi tega je težko zanesljivo govoriti o tektonskih premikih. Težko pa je razložiti tudi vzroke in dinamiko korozijskega poglobljanja, ki naj bi hkrati omogočilo nastanek novih podobnih reliefnih sklopov v nižjem površju. Ob vseh pregibih v Postojnskih vratih in v Notranjskem podolju smo lahko ugotovili prelomne cone v kamnini, ne pa tudi dejanskih vertikalnih premikov. Ti so v zgradbi lahko tudi drugačni kot v reliefu, če gre za oživiljene prelome.

Ob robovih posameznih strukturnih enot in blokov nastajajo značilne drugotne reliefne oblike. Vzdolž prelomne cone je kraški relief dodatno znižan, kar spominja na nekakšne suhe doline. Le-te so raziskovalci Postojnskih vrat najprej opazili in skušali po njih speljati površinske tokove iz Pivške kotline proti Planinskemu polju (A. Melik, 1951, 1952). Pri tem so zadeli na težave, ki jih s teorijo fluvialnega razvoja ni bilo lahko vskladiti. Najbolj poglobljena je namreč dolina med Ravbarkomando in Studenim, ki poteka proti severozahodu prečno na smer domnevnega prvotnega odtoka proti severovzhodu. I. Gams (1965, 88) ji je sicer pripisal tektonsko zasnovo, izoblikovale naj bi jo šele vode po odstranitvi domnevnega krovnega fliša, kakršen je ohranjen v flišnem zatoku pri Studnem. Njena oblika in lega pa se bolj skladata s premaknjenimi bloki kamnin v Postojnskih vratih, podobno kot tudi obe drugi dolini, Mačkovska in Škrbcova, med Ravbarkomando in Uncem, kar je skušal spoznati že F. Šušteršič (1978).

Ko smo primerjali morfotektonske enote med Pivško kotlino in Planinskim poljem, smo poleg površinskih morfoloških značilnosti upoštevali tudi podzemeljske kraške razmere (Sl. 2). Zanimiva je primerjava karte prelomov in razpok v Postojnski jami (R. Gospodarič, 1965, 1969) z morfostrukturno površja. Ugotovimo lahko razmeroma izrazito skladnost pomembnejših prelomov na površju in v podzemlju. Čeprav se jamski rovi v drobnem prilagajajo rupturam različnih smeri in smerem skladov, so vendar pglavitni odseki rovv vzporedni s pglavitnimi smermi prelomov. Skladno z NW-SE smerjo je izoblikovan znaten del vodnih rovv podzemeljske Pivke, ob NE-SW smeri pa so zasnovani tudi rovi od vhoda v turistično jamo do Pisanega rova na vzhodni strani, podobno pa tudi del podzemeljske Pivke od Risovca do Magdalene jame na zahodni strani. Med tema skrajnima linijama se rovi prepletajo v obeh navedenih smereh tako, da je skupna os celotnega jamskega sistema usmerjena proti severu. V isti smeri, kot jo



Slika 2. Speleomorfološki prerez Postojna — Planina

1 — morfostrukturne enote, 2 — višina prvotne uravnave, 3 — udornica, 4 — starejši suhi rovi, 5 — aktivni vodni rovi 6 — domnevni položaj starejših rogov, 7 — premik tektonskih blokov, 8 — kraški ravniki, 9 — podol, suha dolina, 10 — fluvialni sediment

Fig. 2. Speleomorphologic cross section Postojna — Planina

1 — morphostructure unit, 2 — original flat surface altitude, 3 — collapsed doline, 4 — older dry channels, 5 — active water channels, 6 — supposed situation of older channels, 7 — displacement of tectonic blocks, 8 — levelled karst surface, 9 — fluvial sediment

nakazujejo rovi na skrajni vzhodni strani, pa so nanizane tudi pomembnejše udornice, kot sta Jeršanovi dolini in Vodni dol, pa tudi one med Risovcem in Pivko jamo.

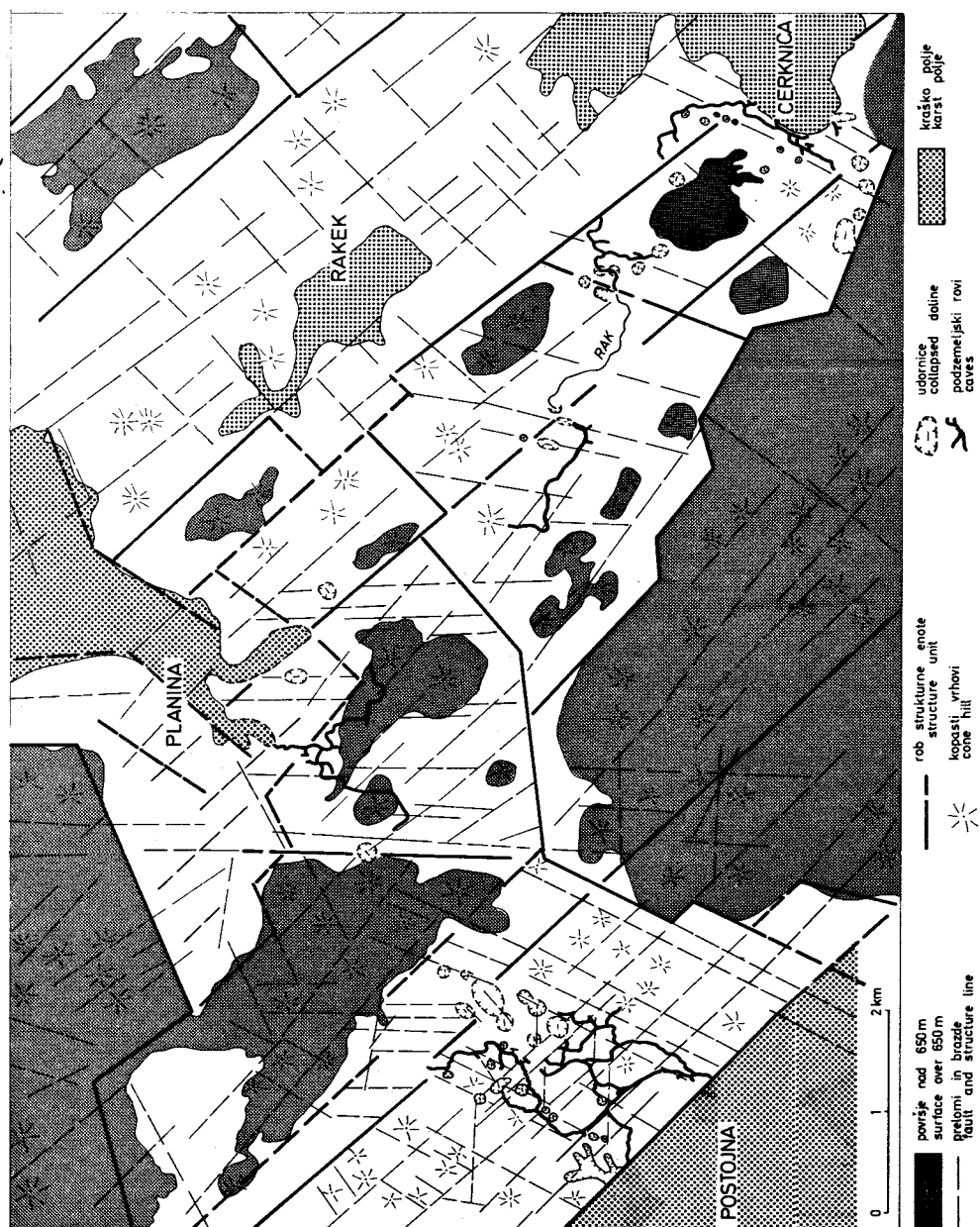
Na površju in v jami je pomembna skupna NW-SE usmerjena prelomna cona, ki jo v podzemlju sledimo v Pisanem rovu, v Čarobnem vrtu za Veliko goro ter v podorih na kraju Ruskega rova in Lepih jam, pa tudi v sifonskih odsekih med podzemeljsko Pivko in Črno jamo ter med Magdaleno in Pivko jamo. Na površju se ta prelomna cona najlepše odraža v pregibu med višjim površjem od Ostrega vrha (669) do Suhega vrha (670) ter nižjo planoto med Debelim vrhom (657) in studenskimi ponikalnicami. V tej coni je največ udornic in suhi del Postojnske jame se ob njej praktično konča s številnimi zasutimi in podornimi kraki.

Med Ravbarkomando in Studenim je ob nižjem podolju višja, nekoliko razčlenjena kraška reber, ki predstavlja prehod na višje uravnano površje. Na njem so ravnote in kuciji za okrog 80 m višje kot v predelu nad Postojnskimi jamami. Na nižji stopnji so kuciji Sovič, Ostri in Debeli ter Suhi vrh v višinah med 660 in 680 m, na višji stopnji pa segata Travni vrh in Koliševski vrh v višine med 740 in 780 m. Če so takšne reliefne razlike nastale zaradi tektonsko premaknjenih blokov, potem so ti zapustili očitne sledove tudi v položaju in razvoju podzemeljskega sistema Postojnskih jam. Na sledove tektonskega premikanja v pleistocenu v Postojnskih jamah je prvi opozoril R. Gospodarič (1964) na primeru prelomljenih naplavin v Umetnem rovu. Pri nadaljnjih raziskavah pa te tektonike ni posebej upošteval, saj je vzroke za zasipavanje in erozijo v jamah videl predvsem v klimatskih spremembah (R. Gospodarič, 1976, 112).

Postojnski jamski sistem je v glavnem razvit v dveh povezanih nadstropjih. Skalna dna starejših suhih rogov so izoblikovana med 530 in 510, današnjih vodnih rogov pa med 510 pri ponoru in 490-480 m pred sifonom v Pivki jami. Če računamo, da so bili rovi v sosednji dvignjeni stopnji izoblikovani v nivoju prvotnega odtoka, potem jih na podlagi domnevnega tektonskega dviga za 80 m lahko pričakujemo toliko višje. Diferencirani tektonski premiki so po vsej verjetnosti bili tudi glavni vzrok za nastanek dveh nadstropij v Postojnskih jamah. S premikanjem moramo tedaj računati med razvojem podzemeljskih rogov, zato so relativne razlike med neznanimi rovi v višji stopnji manjše od 80 m. Višje nadaljevanje suhih rogov v Planinski polici nakazujejo tudi višje ležeče udornice nad Vodnim dolom. Razmeroma visoko leži tudi Planinska koliševka, ki je nastala prav tako na meji dveh morfotektonskih enot v višjem delu Postojnskih vrat.

Mačkovska "suha dolina" s Planinsko koliševko je namreč izoblikovana ob robu zahodnega in vzhodnega tektonskega bloka Planinske police. Vzhodni blok je po morfoloških znakih sodeč za okrog 50 m nižji od zahodnega, skladno s tem pa je tudi zahodni rob Mačkovske "suhe doline" bolj strm in izrazit, tako da je "suha dolina" povsem asimetrična. V višji rebri je nastal značilen stopnjasti zatrep med Travnim in Koliševskim vrhom, kakršni ponavadi spremljajo tektonske stopnje v kraškem reliefu.

Suhi rov na kraju Pivškega rokava Planinske jame sega nekako od pritočnega sifona v višini 470 m dobrih 20 m visoko in je do dveh tretjin zasut s podornim gruščem iz Planinske koliševke, ki se je udrila nad tem rovom (R. Gospodarič, 1976). Glede na dvignjeni zahodni blok lahko pričakujemo nadaljevanje prvotne Planinske jame v smeri proti Postojni do 50 m višje. S tem smo nekako opredelili višinske razmere prvotnih podzemeljskih rogov med Postojno in Planino, ki naj bi bili v tektonsko dvignjenem bloku Planinske police ohranjeni v višinah pod 560 m na postojnski in pod 530 m na planinski strani. Odkritje teh rogov bi potrdilo pravilnost naših



Slika 3. Morfostruktura krša med Postojno, Planino in Cerknico

Fig. 3. Karst Morphostructure among Postojna, Planina and Cerknica

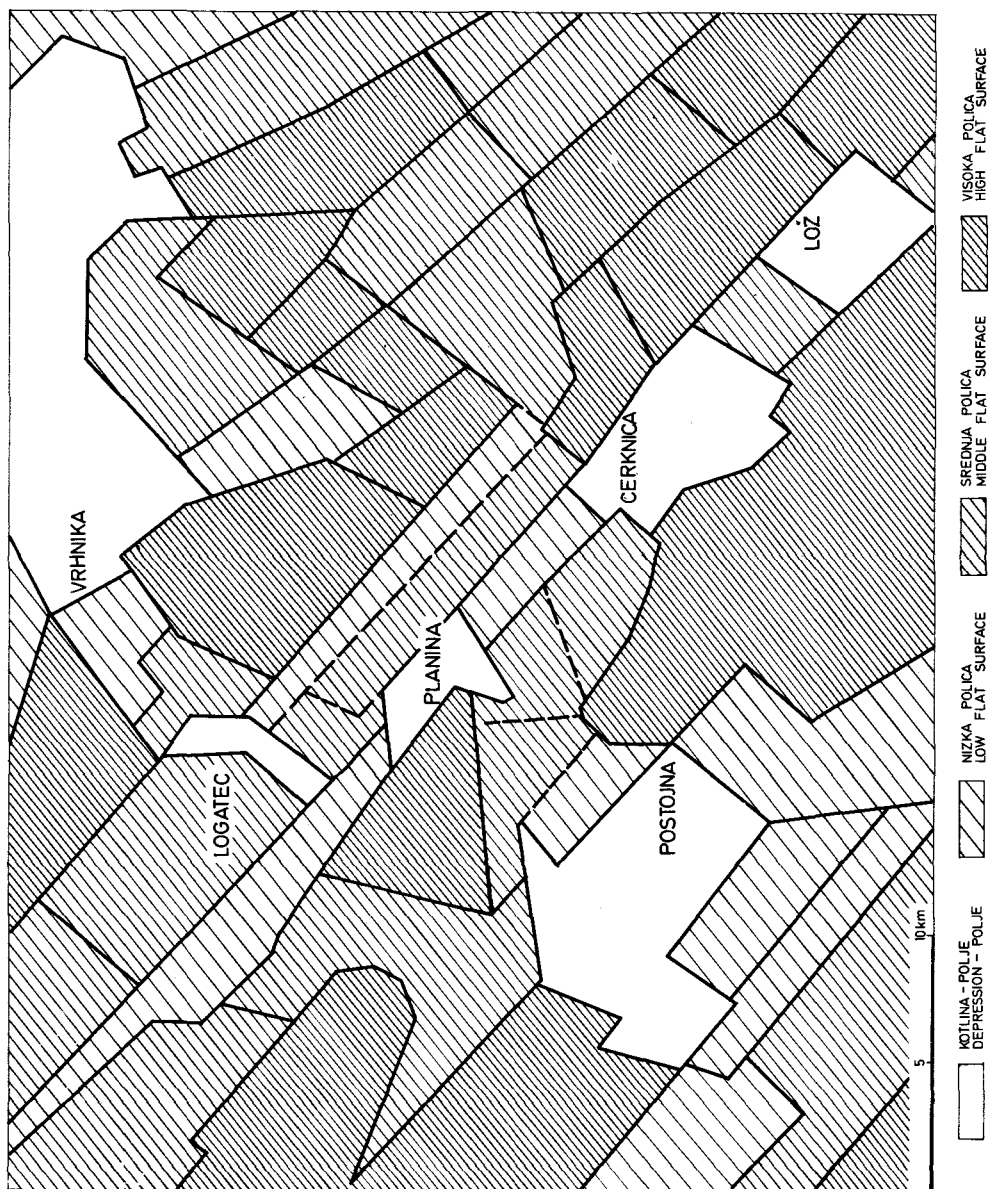
sklepanj o tektonskih gibanjih posameznih blokov med Postojno in Planino v obdobju, ko se je že povsem uveljavil podzemeljski odtok iz Pivške kotline proti Planinskemu polju.

Med prepričljive primere podobnih morfoloških in speleoloških posledic mladih tektonskih premikov lahko uvrstimo območje med Cerkniškim poljem in Rakovim Škocjanom. Domnevna prvotna podzemeljska zveza, ki jo nakazuje del rogov Male Karlovice in južni del Zelških jam (R. Gospodarič 1970) je prekinjena s podori na južni in severni strani Škanskega griča (701). Le ta je obdan z NW-SW in NE-SW prelomi. Ob severovzhodni strani Škanskega griča je ob dinarskem prelomu nastala izrazita stopnja, ob njenem vznožju pa je nizka Šujska ravan v višinah med 560 in 600 m. Na nasprotni strani je ob prelomu med Škanskim gričem in Nadliškom (711) značilen zleb z nizom vrtač. Ob prečnih prelomih, ki so ugotovljeni v Karlovcih in v Zeliških jamah, je Škanski grič proti Rakovemu Škocjanu strmo odrezan, stopnjasto pa se znižuje proti Cerkniškemu polju. Znani podzemeljski vodni rovi Karlovic in Zelških jam se ogibajo Škanskega griča in tako se vsi dostopni deli končajo prav ob tektonskem vobu dvignjenega bloka (sl. 3). Oba suha jamska kraka sta zasuta s podori, na površju nad njima pa so izoblikovane udornice Šujica nad Karlovico ter Brlog in Anžetova udornica nad Zelškimi jamami in Dvatisočo jamo. Oba dostopna vodna rova pa se ob tektonskem robu dvignjenega bloka nadaljujeta sifonsko kot v predelu med Postojno in Planino.

Podobno kot v obravnavanih dveh primerih so udornice razvrščene tudi drugod po Notranjskem podolju na robovih morfotektonskih enot ali blokov. Skoraj večina udornic med Planinskim poljem in Ljubljanskim barjem, kjer sicer niso znani še ustrezni podzemeljski rovi, je razvrščena ob bolj ali manj izrazitih tektonskih stopnjah. Navidez so izjemne le nekatere udornice v Ravniku, kjer so stopnje manj izrazite. Po legi na robovih med bloki sklepamo, da so nastajale prav tam, kjer so tektonski premiki strigili prvotne podzemeljske kanale. Takšne razmere so bile po vsej verjetnosti najpomembnejše za nastanek niza Logaških koliševk med gradiškim in bodiškim blokom, podobno pa velja tudi za udornice med Raskovcem in Pokojiško planoto, ki so razvrščene ob Dolinski poti od Koprivnice do Drnolce. Tektonski premiki so po vsej verjetnosti odločilni tudi za nastanek in oblikovanje večjih podornih con v kraškem podzemlju, kakršne poznamo na primer v Planinski in Postojnski jami, v Križni in Najdeni jami in drugod. V kraškem podzemlju je ohranjenih še obilo drobnih sledov o mladih tektonskih premikih, ki jih doslej nismo dovolj poznali in upoštevali. V tektoniki moramo iskati tudi vzroke za številne prekinitev podzemeljskih suhih in vodnih rogov v našem krasu, kjer poznamo šele nekaj večjih jamskih sistemov.

MORFOTEKTONSKE ENOTE NOTRANJSKEGA KRASA

Na podlagi podobnih morfoloških sledov tektonske aktivnosti, kot smo jih spoznali v prejšnjem poglavju, smo opredelili morfotektonske enote v širšem območju Notranjske. (Slika 4) Te se kažejo v planotah in podoljih, v katerih so geomorfologi skušali odkriti predvsem sledove prvotnega fluvialnega oblikovanja. Tako so bile sprva zastavljene tudi naše študije Notranjskega podolja in njegovih kraških polj. K takšnemu gledanju na relief so nas morda še bolj kot oblike vodili ostanki fluvialnih sedimentov, ki so ohranjeni po kraškem površju (P. Habič, 1968, 1973, 1976, R. Gospodarič, P. Habič, 1979). Oblikovanje Notranjskega podolja in sosednjih planot smo pripisovali predvsem erozijsko korozijskemu zniževanju reliefa ob splošnem tektonskem dviganju. Toda če so na območju Ljubljanskega barja z vrtnji in



Slika 4. Morfostrukturne enote Notranjske

Fig. 4. Morphostructure unit of Notranjsko

geofiziko ugotovili mlado tektonsko znižanje skalne podlage od nekaj 10 do 120 m (R. Pavlovac, 1966, A. Šercelj, 1965, D. Ravnik, 1965, V. Pohar, 1978), lahko s podobnimi diferenciranimi tektonskimi premiki računamo tudi na višjem obrobju zasute relativne depresije. Grezanju na enem kraju ustreza po vseh zakonih dviganje na drugem.

V vrhniškem zatrepu na zahodnem obrobju Barja smo po razporeditvi udornic že pred leti sklepali na postopno tektonsko znižanje površja od Notranjskega podolja proti dnu Barja, to je za okrog 250 m relativne višine (P. Habič, 1976). V tem zatrepu nismo našli erozijsko denudacijskih teras, ki bi nastale s postopnim zniževanjem površja ob prestavljanju kraških izvirov. Vse več je dokazov, da so sedanje police v različnih višinah pripadale enotnemu površju, ki je bilo razčlenjeno s tektonskimi premiki v več polic.

Strma reber Pokojiške planote med Vrhniko in Borovnico je v nasprotju z vrhniškim zatrepom enotna tektonska stopnja nad Barjem relativne višine od 400 do 600 m. Enotna tektonska stopnja je tudi na vzhodni strani Krima (1107) z več kot 800 m višinske razlike, medtem ko je na južnem obrobju Barja ob vznožju Krima kraško površje stopnjasto razčlenjeno na več polic, ki so jih nekdanji pripisovali postopnemu erozijskemu zniževanju (A. Melik, 1952, I. Rakovec, 1955). Med Krimom in Pokojiščem je svojevrstno tektonsko zasnovan Borovniški kot, ki se strmo vzpne iz Barja na obrobje Bloške planote. Pasu višjega površja ob zahodnem robu Barja med Ulovko in Pokojiščem ustreza v vrhniškem zatrepu le ozek hrbet Raskovca (658) in Strmice (626), ki zapira nižje police ožjega Notranjskega podolja, zlasti Ravnik in Logaško kotlino. Ta leži prav v pasu najbolj znižanega površja. Severno od nje se postopno dvigajo Žibrška, Rovtarska in Veharška polica, na južni strani pa jo omejujeta Bodiška in nekoliko višja Gradiška polica. Zahodno od Gradiške, Logaške in Žibrške police je v idrijski prelomni coni širok kraški ravnik, ki pripada Novemu svetu. Tega na drugi strani spremlja dobrih 300 m visoka reber Hrušice in Planinske gore.

Južno od Gradišča ločimo v ožjem Notranjskem podolju tri morfotektonske enote. Ob vznožju Pokojiške planote je podolžna polica Logaškega Ravnika, ob njem je višji hrbet med Logatcem in Cerknico brez skupnega imena, zato ga poimenujemo Ivanjska reber. Tretji najbolj znižan vzdolžni pas pa se v podaljšku Novega sveta nadaljuje onkraj Planinskega polja prek Unca in Rakeka do Cerkniškega polja. Ob tem pasu je nad Planinskim poljem neposredno dvignjena Planinska gora, med njo in Javorniki pa je razčlenjen niz polic, ki se od najvišje Planinske ali Mačkovske znižujejo proti vzhodu in jugovzhodu preko Počivalnika, Cerovca, Praprotnika, Rakovškega griča, Rakove doline in Škanskega griča ter Šujske ravni proti Cerkniškemu polju. Prav nasprotno temu zniževanju se dvigajo Javorniki od Postojnske police, preko Golobičevca, Skrajnega vrha in Volčjega vrha, tako da je nad Poljanami pri Nadlišku strma reber Javornikov visoka preko 600 m. Oblika te rebri je prilagojena nižjemu bloku Nadliška in Škanskega griča. Visoki hrbet Javornikov je podolgem in počez razlomljen ter se stopnjama znižuje proti Postojnskimi vratom in proti Pivški kotlini.

Različno dvignjene in spuščene morfotektonske enote sledimo tudi po dnu in obrobju Pivške kotline tako v flišu kot v apnencih. Najbolj je seveda dvignjeno obrobje kotline in največje relativne razlike so ob najbolj strmi stropnji med Pivško kotlino ter Nanosom, v južnem obodu kotline so prehodi položnejši.

SKLEP

Vzroki za razporeditev in višinsko diferenciacijo morfotektonskih enot Notranjskega krasa nam še niso dovolj znani. Potrebne bodo še podrobne geološke preučitve. Z geomorfološkim primerjanjem posameznih enot bo mogoče podrobneje opredeliti njihove genetske in kronološke podobnosti. V splošnih potezah pa že sedaj ne moremo prezreti dveh ali treh poglavitnih stopenj Notranjskega krasa. Pokojiška planota sega ob borovniškem prelomu v višine med 800 in 900 m, Notranjsko podolje se zniža ob idrijski prelomni coni, ob kateri je nastal nekakšen jarek z okrog 300 m relativne višinske razlike (F. Šušteršič, 1979). Najvišji osrednji hrbet visokega krasa z višinami nekaj nad 1200 m se vzpenja med idrijskim in predjamskim prelomom, ki pa ni enoten. Vmes je nižja Hrušica, med predjamskim in vipavskim prelomom pa se visoko dviga Nanos.

V teh poglavitnih vzdolžnih pasovih so pomembne prečne vrzeli in poglobitve, kakršne so med Barjem in Logatcem ter Kalcami, ali pa med Planinskim poljem in Pivško kotlino. Z lokalnimi tektonskimi poglobitvami moramo računati tudi na notranjskih kraških poljih od Loža do Planine. Lokalne poglobitve so zaznavne tudi v osrednjem hrbtu visokega krasa, ki se skladajo z relativno znižanim površjem na Križni gori med Trnovskim gozdom in Javornikom nad Črnim vrhom, sredi Hrušice, onkraj Postojnskih vrat pa tudi med Javorniki in Snežnikom. Morfostrukturne enote Notranjskega krasa so jasno omejene s podolžnimi dinarskimi in krajšimi prečnimi prelomi.

Smerni diagrami razpok (R. Gospodarič, 1969, 1976), pregibnice (F. Šušteršič, 1979), fotoprelomi (U. Premru, 1976) in kartirani geološki prelomi (J. Čar, 1980) nakazujejo sorodne pretrtosti v kamninah, ki pripadajo različnim generacijam in smerem tektonskih pritiskov. Njihove posledice so pretrte in zdrobljene cone, ki preprežajo in obdajajo različne obsežne tektonske bloke. Ti so različni tudi po obliki in neenako razmaknjeni v vodoravni in navpični smeri. Zaradi različnega trajanja in intenzivnosti premikanja so bili posamezni tektonski bloki različno izpostavljeni denudacijskim, kraškim ter erozijsko korozijskim procesom. Višje dvignjene morfotektonske enote so bile bolj izpostavljene kraško denudacijskemu razčlenjevanju, zato na njih prevladuje kopasto in dolasto površje kot na Pokojiški planoti. V relativno spušenih enotah se je pod vplivom nekraškega obrobja dalj časa zadrževalo fluvialno erozijsko in zlasti korozijsko oblikovanje ter ploskovno zniževanje površja na primer v Logaškem Ravniku. To potrjujejo tudi ostanki naplavin. V lokalno omejenih najbolj znižanih enotah predvsem v območju kraških polj pa je prevladalo celo zasipanje in s tem zavarovanje ter ohranjanje nekdanjega erozijsko korozijskega površja, če so bili tudi sicer za to ugodni hidrogeološki pogoji. Holocenske in mladopleistocenske naplavine na kraških poljih, kakršne so ugotovljene zlasti na Planinskem polju (A. Melik, 1955), govore poleg samih reliefnih oblik za kvartarno tektonsko in le delno klimatogenetsko zasnovo kraških polj. Pri preučevanju morfoloških značilnosti posameznih tektonskih enot pa bo treba upoštevati razlike v litološki sestavi in prepustnosti kamnin, v katerih se eksogeni procesi različno uveljavljajo. Morfotektonske enote imajo svojstvene hidrogeološke in speleološke značilnosti, ki jih bo treba v prihodnje še temeljito preučiti. V tej smeri razstavljene raziskave lahko prispevajo nov delež k poznavanju kraškega površja in podzemlja ter vodnega bogastva krasa.

LITERATURA

- Brook, G. A., D. C. Ford, 1978: The Origin of Labyrinth and Tower Karst and the Climatic Conditions Necessary for their Development. *Nature*, Vol. 275, No 5680, p.p. 493—496, October 12, 1978, Macmillan Journals Ltd.
- Cavallin, A., B. Martinis, L. Carobene, G. B. Carulli, 1979: Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 25 (Udine p.p.) e 40^A (Gorizia). Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n. 155 del Progetto Finalizzato Geodinamica.
- Cucchi, F., F. Forti, R. Semerado, 1979: Indizi di neotettonica in cavità della Val Rosandra (Trieste). *Atti e Memorie della Commissione Grotte Eugenio Boegan XVIII* (1978), 105—109, Trieste.
- Cvijić, J., 1924: Geomorfologija, Knjiga prva. Državna štamparija, Beograd.
- Čar, J., 1980: Razporeditev požiranih con in vodnih rogov na obrobju Planinskega polja v odvisnosti od geološke zgradbe. Arhiv IZRK SAZU, Postojna, rokopis.
- Ford, D. C., G. A. Brook, 1976: The Nahani North Karst Northwest Territories, Canada. *Proc. 6th Intern. Congr. Speleol.*, Olomouc, 1973, II., 157—168.
- Gams, I., 1965: H kvartarni geomorfogenezi ozemlja med Postojnskim, Planinskim in Cerkniškim poljem. *Geogr. vestnik*, 37, 61—101, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1964: Sledovi tektonskih premikov iz ledene dobe v Postojnski jami. *Naše jame*, 5 (1963), 5—11, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1965: Tektonska zgradba med Pivško kotlino in Planinskim poljem s posebnim oziranjem na razvoj Postojnskega jamskega sistema. Arhiv IZRK, rokopis, Postojna.
- Gospodarič, R., 1969: Probleme der Bruchtektonik der NW — Dinariden. *Geol. Rundschau*, 59, 1, 308—322, Stuttgart.
- Gospodarič, R., 1970: Speleološke raziskave Cerkniškega jamskega sistema. *Acta carsologica*, 5, 109—169, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. *Acta carsologica*, 7, 5—139, Ljubljana.
- Gospodarič, R., P. Habič, 1979: Kraški pojavi Cerkniškega polja. *Acta carsologica*, 8, (1978), 7—162, Ljubljana.
- Habe, F., 1979: Morfološki, hidrološki in speleološki oris Planinskega polja. *Varstvo narave*, 12, 3—12, Ljubljana.
- Habič, P., 1968: Kraški svet med Idrijo in Vipavo. SAZU, Institut za geografijo, 11, 1—243, Ljubljana.
- Habič, P., 1973: O razvoju krasi in podzemeljske cirkulacije v porečju Ljubljane. 3. SUWT, Poročila, 1, 18—32, Postojna.
- Habič, P., 1976: Geomorphologic and Hydrographic Characteristics, Investigations in Ljubljana River Basin 1972—1975. *Underground Water Tracing*, 12—27, Ljubljana.
- Habič, P., 1980: S poti po Kitajskem krasu. *Geografski vestnik*, LII, 107—122, Ljubljana.
- Habič, P., 1981: Nekateri značilnosti kopastega krasi v Sloveniji. *Acta carsologica*, 9, Ljubljana.
- Herak, M., 1971: Neke specifičnosti Dinarskega krša. Simpozij o zaščiti prirode u našem kršu, JAZU, 25—33, Zagreb.
- Herak, M., B. Magaš, A. Sarić, F. Habe, 1976: Prilog bibliografiji krša Jugoslavije (1666—1974). *Krš Jugoslavije*, 9/3, 81—149, JAZU, Zagreb.
- Herak, M., 1977: Tecto-genetic Approach to the Classification of Karst Terrains. *Krš Jugoslavije*, 9/4, 227—238, Zagreb.
- Klein, V., 1974: Predhodna analiza morfostrukturnih odnosa u području Julijskih i Savinjskih Alpa. *Geologija*, 17, 547, Ljubljana.
- Maurin, V., 1953: Über jüngste Bewegungen im Grazer Paläozoikum. *Verh. d. Geol. BD*, 4., Wien.
- Melik, A., 1951: Pliocenska Pivka. *Geogr. vestnik*, 23, 17—39, Ljubljana.
- Melik, A., 1952: Zasnova Ljubljaničinega porečja. *Geografski zbornik*, 1, 5—31, Ljubljana.
- Melik, A., 1955: Kraška polja Slovenije v pleistocenu. *Dela Instituta za geografijo SAZU*, 3, 1—163, Ljubljana.
- Melik, A., 1963: Slovenija I., *Geografski oris*. Druga popravljena izdaja. Slovenska matica, Ljubljana.
- Mlakar, I., 1969: Krovna zgradba Idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija*, 12, 5—72, Ljubljana.
- Oluić, M., D. Cvijanović, V. Kuk, 1978: Tektonska i seizmička aktivnost sjeverozapadne Jugoslavije i dijela Italije. *Zbornik radova IX. kongr. geol. Jug.*, 242—249, Sarajevo.

- Pavlovec, R., 1966: Vrtina BV-1 med Notranjimi goricami in Podpečjo na Ljubljanskem barju. Nova proizvodnja, 17, 98—103.
- Petkovski, R., V. Andreevski, 1981: Seizmotektonske karakteristike zapadne Slovenije. 6. Jug. simp. o hidrogeologiji in inženirski geologiji. Plenarni referati in sklepi, 125—136, Ljubljana.
- Placer, L., 1973: Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija, 16, 317—334, Ljubljana.
- Placer, L., 1979: Približna ocena premikov ob idrijskem prelomu na območju Planinskega polja. Rokopis, arhiv IZRK SAZU, Postojna.
- Pohar, V., 1978: Granulometrična analiza sedimentov z Ljubljanskega barja. Rudarsko-metalurški zbornik, 2—3 (1978), 175—186, Ljubljana.
- Premru, U., 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija, 19, 211—249, Ljubljana.
- Radinja, D., 1972: Zakrasevanje v Sloveniji v luči celotnega morfogenetskega razvoja. Geografski zbornik, 13, 197—243, SAZU, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1955: Geološka zgodovina Ljubljanskih tal. Zgodovina Ljubljane, 1, 11—207, Ljubljana.
- Ravnik, D., 1965: Geoelektrične raziskave na Ljubljanskem barju. Geologija, 8, 80—91, Ljubljana.
- Ravnik, D., 1976: Kameninska podlaga Planinskega polja, Geologija, 19, 291—315.
- Rus, J., 1925: Morfogenetske skice iz notranjskih strani. I. in II. del, Geografski vestnik, 1/2, 22—33, 105—112, Ljubljana.
- Sweeting, M. M., 1976: Present Problems in Karst Geomorphology. Z. Geomorph. N. F. 26, 1—5, Berlin—Stuttgart.
- Sercelj, A., 1965: Paleobotanične raziskave in zgodovina Ljubljanskega barja. Geologija, razprave in poročila, 8, 5—27, Ljubljana.
- Sercelj, A., 1966: Pelodne analize pleistocenskih in holocenskih sedimentov Ljubljanskega barja. Razprave SAZU, IV. razr., 9, 431—472, Ljubljana.
- Sušteršič, F., 1978: Prispevek k poznavanju pritočnega dela Planinskega polja in Postojnskih vrat. Geografski vestnik, 50, 51—63, Ljubljana.
- Sušteršič, F., 1979: Kvantitativno preučevanje elementov fizične speleologije v prostoru Planinskega polja. Rokopis, arhiv IZRK SAZU, Postojna.
- Vilimonović, J., 1970: Uticaj endogenih geoloških procesa na neke od morfoloških karakteristika karstnih polja zapadne Bosne i Hercegovine i srednje Dalmacije. I. kol. geol. Dinaridov, 2, 155—159, Ljubljana.
- Wojcik, Z., S. Zwolinski, 1959: Metode przesunicia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. Acta Geol. Pol., IX, Warszawa.

KARST RELIEF AND TECTONICS

Summary

The majority of previous geomorphological studies on the dinaric karst development in Slovenia results from basic supposition of former fluvial surface formation on carbonate rocks. Their location on flat, impermeable surface contributed to it. It seemed that similar role played the cover of Tertiary sediments on Mesozoic limestones and dolomites (D. Radinja, 1972). The basic relief forms and altitude differences on carbonate rocks could even later, during gradual epirogenetic elevation be caused by prevailing erosional and corrosional surface lowering. To the period of general elevation correspond the slopes, and flatnesses correspond to the period of calm. Different rock resistivity influenced to the relief differences; this is in general the reason of differentiated surface lowering and downcutting of superficial streams into impermeable rocks. On limestones and partly on dolomites the former relief was preserved because of karstification.

Singular relief properties are due to climatic conditions too. In warmer subtropical Pliocene climate mostly plains, cone-shaped surface and karst poljes could originate. On the other hand cooler Pleistocene climate contributes to karst dissection by kettles, dolines, limestone pavement and thin superficial downcuttings. But only fluvial erosion-corrosional theory and climatically conditioned processes cannot explain all the relief properties of dinaric karst. Geostuctural conditions and differentiated tectonic movements of particular blocks have to be considered too, forming particular morphotectonic units. In the geologic setting of north-western dinaric karst the Postocene orogenesis is reflected at first by overthrusts from NE towards SW (I. Mlakar, 1969; L. Placer, 1973, 1980) and later by prevailing NW-SE and NE-SW faults (R. Gospodarič, 1969), where vertical and horizontal movements have been stated. These movements around Planinsko polje have been studied on the base of detailed stratigraphic mapping (J. Čar, 1977, 1980), and they reach along the Idrija wrench-fault zone up to 1.800 m in the altitude and about 2.400 m in the length (L. Placer, 1979). In this region the general accordance between altitudinal distribution of particular blocks and karst surface was found out.

Quaternary tectonic subsidence was stated on Ljubljana Marsh, where mostly Holocene and Upper Pleistocene sediments were deposited (I. Rakovec, 1955; R. Pavlovac, 1966; A. Šercelj, 1965; V. Pohar, 1978). Holocene tectonic movements were stated in the sediments and in the basement of karst Cerški polje (R. Gospodarič, P. Habič, 1979). During geologic mapping of Planinsko polje (J. Čar, 1980) and morphographic analyses of karst relief in Notranjsko (F. Šušteršič, 1979) the traces of young tectonic dynamics were shown even on the border of filled up tectonic depressions and karst poljes.

J. Cvijić (1924, 332) called the attention to the traces of endogenic processes, expressed in faults and in fault grades in karst relief. Tectogenetic types and some of their morphological properties were treated by M. Herak (1977). The shape of karst poljes and tectonic setting were compared by J. Vilimonović (1970). The traces of the neotectonics in the relief were stated elsewhere in the karst and out of it (V. Klein, 1974; U. Premru, 1976; A. Cavallin et al, 1979). These traces were found even in karst caves (V. Maurin, 1959; Z. Wojcik, S. Zwolinski, 1959; R. Gospodarič, 1964; F. Cucchi et al., 1979).

Studying the karst of Notranjsko we first stated tectonically displaced parts of former surface on the border of tectonic depression of Ljubljana Marsh in the hinterland of Ljubljana karst spring near Vrhnika (P. Habič, 1973, 1976). To tectonically displaced plains and plateaus parts with prevailing cone summits we called the attention studying cone karst in Slovenia (P. Habič, 1981). Young tectonic steps in formerly uniform surface were tried to be proved in this study even in the region of Postojna gap and elsewhere on Notranjsko karst.

Some speleological properties of Postojna and Cerknica cave systems are accordant to morphotectonic units. Both systems are interrupted at fault zones among blocks. The majority of channels is filled by breakdowns, which are accordant to collapsed dolines on the surface. These are distributed along tectonic steps, which are shown by straight-line less dissected slopes and supposedly asymmetrical "dry valleys". The majority of collapsed dolines originated there where active faults shear the underground passages. In these points there are the majority of siphons in actual water channels. Several interruptions of cave systems in dinaric karst are due to neotectonic movements; in general shorter caves are accessible, although the connected underground flows are proved in great distances.

Altitudinal and morphological differences among particular morphotectonic units or blocks are important. Higher elevated blocks are more dissected by karst denudation processes, vertical point dissection with up and down forms is characteristic. On the other hand the subsided blocks are more flattened under the influence of fluvio-corrosional plain processes. Karst poljes developed on the most subsided blocks, which were in favourable hydrogeological conditions because of local

dams of karst waters covered by sediments. Sediments on karst poljes hide tectonic and karst dissected rocky basement, which is less flat as it is generally supposed. This was proved by bore-holes and geophysical surveys even on Planinsko polje (D. R a v n i k , 1976). Upper Pleistocene and Holocene sediments on karst poljes (A. M e l i k , 1955) show quaternary tectonic and just partly climate-genetical origin of karst poljes, as the remains of Lower Pleistocene cave sediments are preserved on Bodiški vrh more than 100 m above Planinsko polje (P. H a b i č , 1976).

Thus the morphotectonic karst units are distinguished by special morphological, speleological and hydrogeological properties which have to get more attention in future studies.

**KRAŠKI IZVIR MRZLEK,
NJEGOVO ZALEDJJE IN VAROVALNO
OBMOČJE**

(S 7 SLIKAMI IN 2 TABELAMA)

**MRZLEK KARST SPRING,
ITS CATCHMENT AND PROTECTION AREA**

(WITH 7 FIGURES AND 2 TABLES)

P E T E R H A B I Č

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981

VSEBINA

Izvleček — Abstract	48 (4)
UVOD	49 (5)
POLOŽAJ IN RELIEFNE ZNAČILNOSTI BANJŠKE PLANOTE	49 (5)
KRATEK PREGLED HIDROGEOLOŠKIH RAZMER	49 (5)
PREGLED KRAŠKIH IZVIROV	51 (7)
Mrzlek	51 (7)
<i>Izdatnost in režim Mrzleka</i>	53 (9)
<i>Fizikalno kemične lastnosti kraške vode</i>	53 (9)
<i>Bakteriološke lastnosti</i>	54 (10)
Kraški izvir Bokalci	54 (10)
Izviri v strugi Soče pri pregradi HE Solkan	54 (10)
Izvir Kajža in Bolterjev zdenec ob Avščku	56 (12)
Kraški izvir ob Soči pri Avčah	56 (12)
Izviri ob Soči nad Doblarjem	57 (13)
Bruhalnik Babja jama pri Vogrščku	58 (14)
Kraški izvir Hotešk ob Idrijci	59 (15)
PONIKALNICE OB BANJŠKI PLANOTI	60 (16)
Slatna pri Grgarju	60 (16)
Škrljavec pri Grgarju	60 (16)
Vodice pri Grgarju	60 (16)
Banjšček pri Batah	60 (16)
Lošček na Lohkah	61 (17)
Ponikalnica pri Kanalskem vrhu	61 (17)
Čepovanski potok	61 (17)
BARVANJE ČEPOVANSKEGA POTOKA IN IZSLEDKI	63 (19)
VAROVALNA OBMOČJA V KRAŠKEM ZALEDJU MRZLEKA	66 (22)
OGROŽENOST KVALITETE KRAŠKIH VODA IN PREDVIDENI ZAŠČITNI UKREPI	67 (23)
VIRI IN LITERATURA	69 (25)
TABELE	70 (26)
MRZLEK KARST SPRING, ITS CATCHMENT AND PROTECTION AREA (Summary)	73 (29)

Izvleček

UDK 551.444.5(497.12-15)

Habič Peter: Kraški izvir Mrzlek, njegovo zaledje in varovalno območje.
Acta carsologica 10, 45—73, Ljubljana, 1982, lit. 17.

Prikazane so hidrogeološke značilnosti zaledja kraških izvirov ob Soči in Idrijci na obrobju Banjške planote. Opisani so izviri Mrzleka in drugi ter ponikalnice v zaledju. Predstavljeni so rezultati sledenja Čepovanskega potoka in nakazani ukrepi za zaščito kvalitete najpomembnejšega vodnega vira za oskrbo Goriške.

Abstract

UDC 551.444.5(497.12-15)

Habič Peter: Mrzlek Karst Spring, its Catchment and Protection Area.
Acta carsologica 10, 45—73, Ljubljana, 1982, Lit. 17

Hydrogeological properties of karst springs near Soča and Idrijca rivers on the border of Banjška planota catchment area are shown. Mrzlek and other springs as well sinking streams in the background are described. The results of Čepovan brook water tracing and suggested measures for the quality protection of this important source for water supply of Goriško are presented.

Naslov — Address

Dr. Peter Habič, znanstveni svetnik,
Inštitut za raziskovanje krasa
Slovenske akademije znanosti in umetnosti
Titov trg 2
66230 Postojna,
Jugoslavija

UVOD

Kraški izvir Mrzlek v debri Soče nad Solkanom je zajet za vodno oskrbo Nove Gorice, Spodnje Vipavske doline in delno tudi Gorice. Z gradnjo HE Solkan je nastala potreba po ponovni preučitvi morebitnih posledic potopitve izvira, ugotoviti pa je bilo treba hidrografsko zaledje in opredeliti varovalna območja po stopnji ogroženosti. Raziskave so bile izvedene v okviru Inštituta za raziskovanje krasa SAZU v letih 1980 in 1981 s sredstvi RSS, ZVS, OVS za Sočo, predlog varovalnih območij pa je bil izdelan po naročilu Projekta iz Nove Gorice.

POLOŽAJ IN RELIEFNE ZNAČILNOSTI BANJŠKE PLANOTE

Zahodni del visokega krasa, ki mu pripadata Trnovski gozd in Banjška planota, je reliefno in hidrografsko dovolj izrazito omejen z dolinami Trebuše in Idrijce ter Soče in Vipave. Kraško površje sega v višine med 600 in 1300 m. Višje je na vzhodni in severni strani ter nagnjeno proti zahodu in jugu. Po oblikovitosti lahko ločimo višje kopasto in dolasto površje, ki prehaja v nižjo in manj razčlenjeno planoto. Bolj razčlenjeno je nižje obrobje planote na zahodni strani. Severni rob ob Idrijci je razmeroma strm in ob Trebuši celo prepaden. Precej ostro je planota odrezana tudi proti flišni Vipavski dolini. Posebno reliefno obliko predstavlja suha Čepovanska dolina, ki je poglobljena v planoto dobrih 300 m in jo prečka od severa proti jugozahodu. Na eni strani obvisi nad dolino Idrijce, na drugi pa prehaja v Grgarsko kotlino. Njeno nadaljevanje je Preval med Skalnico in Škabrijelom, kjer obvisi nad dolino Soče pri Solkanu. Nastanek te suhe doline je bil že večkrat predmet razprav in preučevanj (P. H a b i č , 1968). Sedanjo suho dolino naj bi izoblikovala površinska reka, bodisi predhodnica današnje Soče ali Idrijce. S tektonskim dviganjem planote pa so se hidrografske razmere bistveno spremenile. Površinske vode so hitreje poglobljale doline v manj prepustnih kamninah na zahodnem obrobju. Planotasto površje pa je povsem zakraselo. V drobnem so reliefne in hidrološke razmere odvisne od različno prepustne podlage, zato je za razumevanje hidroloških zvez pomembno poznavanje geološke zgradbe.

KRATEK PREGLED HIDROGEOLOŠKIH RAZMER

Celotno območje visokega krasa med dolino Idrijce in Vipave pripada tako imenovani trnovskemu pokrovu, ki je narinjen na eocenski fliš (I. M l a k a r 1969, L. P l a c e r 1973, 1980). Trnovski pokrov je sestavljen na severni strani iz zgornje triasnih apnencev in dolomitov, ki prehajajo v jurske in kredne karbonatne kamnine. Na zgornje krednih apnencih leže pri Ravnici vzhodno od Grgarja, podobno kot na Banjšicah, neprepustne plasti eocenskega fliša z vložki breč in konglomeratov (S. B u s e r , 1965). Debelejše plasti fliša so na zahodni strani Banjške planote in vanje je

zarezana dolina Soče med Avčami in Plavmi. Skrajni severni rob Banjške planote je zgrajen iz krednega fliša, kjer se menjavajo laporji in peščenjaki s tankimi vložki ploščatih apnencev in konglomeratov ter volčanskimi apnenci z roženci (Osnovna geološka karta, list Gorica in Tolmin, S. Buser, 1974).

Triasne, jurske in kredne kamnine so razmeroma dobro prepustne in zato izdatno zakrasele. Nekoliko manj prepusten je le zgornjetriasni dolomit. V njem je zlasti okrog Čepovana nekaj manjših izvirov, ki napajajo kratek površinski Čepovski potok. Ta ponikne, še preden doseže apnence. Kjer so dolomiti bolj pretrti, padavine neposredno poniknejo v zakraselo podlago.

Eocenske in kredne flišne kamnine v splošnem niso prepustne. Na njih je razvita površinska hidrografska mreža. Ker pa vsebuje fliš tudi karbonatne vložke, se ponekod pojavlja lokalna kraška cirkulacija. Ob stiku karbonatnih kamnin in neprepustnih laporjev ter peščenjakov se pojavljajo majhni kraški izviri. Površinske vode s fliša pri Ravnici in zahodno od Grgarja ponikajo v Grgarski kotlini. Pri Batah je manjša občasna ponikalnica, več kratkih površinskih potočkov je tudi na Banjšicah in pri Kanalskem vrhu, kjer je več različnih požiralnikov. Eocenske kamnine na Banjšicah so sestavljene v večji meri iz karbonatnih breč in konglomeratov, ki so podvrženi zakrasevanju. K izdatnemu podzemeljskemu odtoku prispevajo tudi zakraseli kredni apnenci v podlagi ter na obrobju. Na Banjšicah se zaradi tega ni mogel izoblikovati večji površinski tok, ampak je nastalo več manjših ponikalnic z omejenim prispevnim območjem.

V zahodnem flišnem obrobju Banjške planote so površinske vode izoblikovale številne grape, ki neposredno stekajo v dolino Soče. Največja pritoka s tega območja sta Avšček in Rohot, ki sta izoblikovala tudi največje reliefne zajede v zahodno obrobje Banjšic.

Za razporeditev prepustnih in neprepustnih kamnin na območju Trnovskega gozda in Banjške planote je bila poleg narivne tektonike odločilna tudi mlajša tektonska aktivnost. Ta je razkosala prvotni trnovski pokrov z neprepustno podlago vred s številnimi dinarsko usmerjenimi in prečnimi prelomi. Posamezni bloki so se ob teh prelomih različno dvignili ali spustili, kar vpliva na usmerjenost in razpored podzemeljskega pretakanja, pa tudi na različno površinsko odnašanje.

Poleg zgradbe in razporeditve neprepustnih kamnin vpliva na smer podzemeljskega odtoka iz krasa tudi vrezovanje površinskih tokov Idrijce in Soče v obrobje Banjške planote. Soča se je najgloblje zarezala v apnence med Solkanom in Plavmi in tam odprla najnižjo vrzel v neprepustnem obrobju visokega krasa. Zato so prav ob Soči med Sabotinom in Skalnico razporejeni kraški izviri (Mrzlek, Bokalci in drugi). Izrazita vrzel v neprepustnem flišnem obodu na južni strani visokega krasa se je izoblikovala pri Lijaku, za kar so bile predvsem ugodne geološke razmere. Mlajša poglobitev Soče je očitno prevzela del vode iz kraškega zaledja Lijaka, ki je sedaj aktiven le ob visokih vodah (P. Habič, 1966, R. Gospodarič, 1966).

Odtok podzemeljskih voda iz Trnovskega gozda v dolino Trebuše ovirajo manj prepustni dolomiti ter neprepustni skrilavci in peščenjaki v podlagi. Ob stiku dolomita in neprepustne podlage so razporejeni le manjši izviri z omejenim prispevnim območjem v strmih dolomitnih bregovih Golcev. Površinska Idrijca je zarezala globoko dolino ob idrijski prelomni coni med višjo Banjško in nižjo Ponikevsko planoto. V predelu med triasnim dolomitom in zgornjekrednim flišem je v jurskih apnencih ob severnem vznožju Banjške planote razmeroma izdaten in stalen kraški izvir Hotešk pri Idriji ob Bači.

Soča je globoko zarezala svojo strugo v apnence tudi med Mostom na Soči in Avčami ter s tem omogočila odtekanje kraške vode s severnega dela Banjške planote

proti zahodu. V tem delu je več kraških izvirov, najmočnejši pa je občasni bruhalnik Babja jama ob Vogrščku. Več manjših bruhalnikov je tudi v soteski Soče pri železniški postaji Avče.

Pomembno vrzel v neprepustnem obodu kraške Banjške planote predstavlja dolina Avščka, ki je poglobljena ob izrazitem dinarsko potekajočem prelomu Avče-Dol. Ob njem sta v krednih apnencih dva stalna kraška izvira pri Kajži in Bolterjev zdenec. Struga Soče je zarezana v apnenice tudi pri Kanalu, vendar tam ni znan noben kraški izvir.

Razporeditev kraških izvirov na obrobju visokega krasa je prav značilna. Kraška voda izvira na razmeroma redkih mestih, čeprav so razgaljeni daljši odseki apencev. Podzemeljsko pretakanje je izdatnejše ob ugodnih prelomnih conah, vmes pa so apnenci manj prepustni.

PREGLED KRAŠKIH IZVIROV

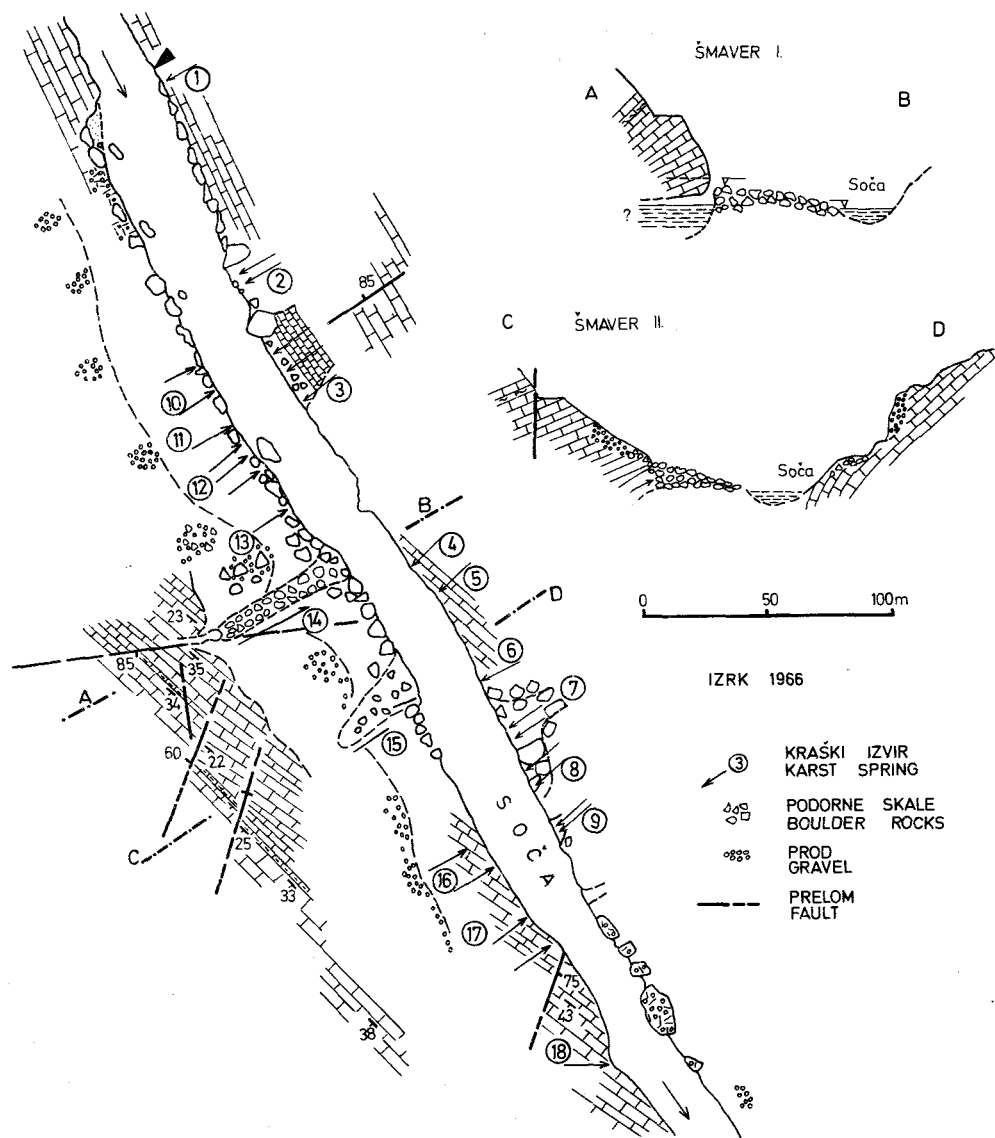
MRZLEK

Prve hidrološke raziskave Mrzleka so bile izvedene pred gradnjo zajetja za goriški vodovod (P i r a s et al. 1935). Izvire Mrzleka smo nato podrobneje preučevali v letih 1964 od 1966 v okviru študije o hidrologiji krasa med Idrijco in Vipavo (P. H a b i č , 1966). Zanimanje za Mrzlek se je obnovilo leta 1977, ko so začeli z gradnjo HE Solkan in s pripravami za rekonstrukcijo ter povečanje zajetja pri Mrzleku. Ponovno so bile primerjane gladine Soče in Mrzleka ob nizkih vodah pri izdatnem črpanju. Hkrati so bili vzeti vzorci za kemijske in nekatere izotopne analize (glej zapisnik sestanka pri SENG, 6. 4. 1979, s prilogami). Na podlagi doslej opravljenih raziskav je že precej izpopolnjena podoba o položaju in nekaterih hidroloških značilnostih Mrzleka.

Izviri Mrzleka so na obeh straneh Soče v globoki dolini med najvišjima vrhovoma. Sabotina in Skalnica. Kraška voda priteka iz številnih špranj in razpok, v glavnem na 18 mestih na razdalji okrog 400 m. Dva pomembnejša izvira sta na desnem in dva na levem bregu. Stalna sta predvsem tista na levi strani Soče, medtem ko sta ob visoki vodi močnejša izvira na desnem bregu (sl. 1). Položaj izvirov je v drobnem odvisen od geološke zgradbe in zlasti prelomljenosti ter razpokanosti zgornjekrednih apencev. Čeprav sta Sabotin (610) in Skalnica (683) na videz izoblikovana v temenu poleg gube trnovskega pokrova (F. K o s s m a t , 1909), je za položaj Mrzleka najbrž odločilen vzdolžni prelom, ob katerem se je Soča zarezala v apnenice med Solkanom in Plavmi. Ob tem prelomu je razkrita tudi narivna ploskev s flišno podlago ob vznožju Skalnice. Kraška voda je našla pot na površje tudi ob prečnih razpokah in prelomih smeri N-NE in S-SW.

Neprepustna flišna podlaga je na obeh straneh izrazitega preloma med Solkanom in Grgarjem različno globoko pod površjem. Pod Prevalom je fliš ohranjen še razmeroma visoko, do 200 m nadmorske višine, med Skalnico in Sabotinom pa mora biti neprepustna podlaga še precej pod strugo Soče, ki je v višini med 50 in 60 m. Do 30 m globoke vrtine pri pregradi HE Solkan flišne podlage še niso dosegle. Izviri Mrzleka so potemtakem prav svojevrstni, ker jih napaja kraška voda globokega zajezenega krasa. Glavni kanali so še razmeroma slabo razviti, zato so izviri razporejeni na precejšnji razdalji.

Vkljub več kot 40-letnemu gospodarskemu izkoriščanju te kraške vode še vedno ni dovolj preučeno nihanje gladine v izviri. Z občasnimi opazovanji so bile ugotovljene



Slika 1. Kraški izviri Mrzleka ob Soči

Fig. 1. Mrzlek karst springs in Soča river bed

medsebojne odvisnosti gladin ob nizkih vodah. Gladina Soče je tedaj odvisna od dnevnega obratovanja HE Plave. Ugotovljeno je skladno nihanje gladine v črpalnem vodnjaku in v strugi Soče. Na neenako razliko v globinah pa vpliva črpalna depresija v vodnjaku, ki znaša do 60 cm. Pri gladini Soče pod 57,80 m nadmorske višine črpalke ne morejo več črpati s polno močjo, ker je najnižja črpalna gladina na koti 57,30.

Precej kemičnih in nekaj izotopnih analiz je bilo že napravljenih, da bi ugotovili, kdaj in koliko se pri nizkih vodah ob maksimalnem črpanju do 240 l/s Soča meša s kraško vodo v zajetju. Takšnega mešanja doslej še nihče ni dokazal. Razmerje Ca/Mg je v obeh vodah toliko različno in stalno, da po njem lahko ločimo obe vodi. Tako bo mogoče na podlagi razmerja Ca/Mg ugotoviti, kdaj se bo soška voda mešala s kraško pri bodočem povečanem črpanju in po umetnem dvigu Soče.

Razmerje med gladino Soče in Mrzleka pri srednjih in višjih vodah ni podrobno preučeno. Odvisno je od količine padavin v kraškem zaledju Mrzleka in od režima Soče, ki je v precejšnji meri odvisen od topljenja snega v Julijskih Alpah. Tako je gladina Mrzleka lahko višja od Soče tudi do 7 m. Pri zelo visoki Soči je razlika seveda manjša. Dne 29. 9. 1962 je Soča dosegla zelo visok vodostaj, pri Mrzleku nekako na koti 69,98, gladina kraške vode v črpalnici pa je bila tedaj na koti 70,37. Gladina kraške vode lahko niha za 13 m. Po zaježitvi Soče na koto 77 bo nastal v kraškem zaledju nov režim, ki ga ni mogoče v celoti predvideti. Domnevamo, da bo večina kraške vode pritekala v Sočo po istih kanalih kot doslej, ker je prepustnost krasa ob Soči omejena na glavne, tektonsko bolj pretirane cone. Razen v izvirih Mrzleka priteka kraška voda v Sočo še nizvodno pri Bokalcih tik nad bodočo pregrado HE Solkan. Pri gradnji te pregrade so zadeli na kraške žile tudi pod gladino Soče, kar je napravilo graditeljem nekaj težav, ker so morali med gradnjo črpati več kot 200 l/s vode iz gradbene jame.

Izdatnost in režim Mrzleka

Količine kraške vode, ki se vlija v Sočo pri Mrzleku, ni mogoče meriti. Znatno del vode se neposredno meša s Sočo, čeprav je gladina v izvirih lahko več metrov nad gladino Soče. Po cenitvah pretokov v posameznih izvirih sodimo, da se vlija v Sočo ob visoki vodi okrog 30 m³/s. Ob suši nekateri izviri na videz presahnejo. Za oceno minimalne izdatnosti Mrzleka so na razpolago le podatki črpanja iz zajetega izvira. Tam se vkljub črpanju do 240 l/s še nekaj vode prelija v Sočo, pa čeprav je zaradi črpalne depresije gladina v vodnjaku občasno pod gladino Soče. Ker se iz nizvodnega nezajetega izvira odteka v Sočo še do 200 l/s, sklepamo, da znašajo minimalne vode Mrzleka vsaj okrog 500 l/s.

Fizikalno-kemične lastnosti kraške vode

Temperatura vode v izvirih Mrzleka je razmeroma stalna. Na podlagi različnih terminskih meritev v letih 1965, 1966, 1978 in 1980 se giblje temperatura vode med 8 in 10 °C, srednja vrednost pa znaša 9,2 °C. V primerjavi z drugimi izviri ob vznožju visokega krasa je voda Mrzleka nekoliko toplejša, vendar so tu temperature precej bolj izenačene. Iz tega sklepamo na razmeroma počasno pretakanje in dolgo zadrževanje vode v podzemlju. Zanimivo bi bilo natančno merjenje temperature v različnih izvirih globokega krasa, primerjati pa bi jih bilo treba tudi s pretoki.

Kemične analize izvirov Mrzleka kažejo podobne značilnosti kot temperaturne. Vsebnost različnih topnih snovi se v kraški vodi razmeroma malo spreminja, bistveno manj kot v površinski Soči. Vrednosti za NO₃, NO₂, NH₄, Mn, Fe, Cl in Mg so precej pod najvišjimi dopustnimi vrednostmi za pitno vodo (ZVS, Analiza Soške vode, 1979). Bistvenih razlik tudi ni med različnimi izviri Mrzleka. Po trdoti vode se Mrzlek dosti ne loči od Soče. Različno pa je razmerje med Ca in Mg. To razmerje se pri Soči giblje med 2,5 in 4, pri Mrzleku pa med 5 in 12. Razmerje je odvisno predvsem od deleža magnezijevih karbonatov v vodi. V Mrzleku se magnezijeva trdota giblje med 2.3 in

3.6 °nT, v Soči pa med 7 in 10 °nT. V zaledju Mrzleka moramo tedaj računati z razmeroma majhnim deležem dolomita in s prevlado apnencev.

Skupna količina raztopljenih snovi se giblje med 130 in 150 mg/l. Količina suspenziranih snovi v kraški vodi ni sistematično merjena. Na podlagi občasnih meritev znaša le do 10 mg/l. Kalnost Mrzleka pa je vendarle večja in to predvsem po hujših nalivih, kar se pozna pri čiščenju vode za pitje. Pri povečani kalnosti je potrebno pogostejše spiranje filtrov.

Bakteriološke lastnosti

Bakteriološke preiskave večinoma zajemajo že očiščeno in klorirano vodo, ki polni vodovodno omrežje. V letu 1978 so bile poleg drugih kemičnih analiz surove vode posebej analizirane tudi bakteriološke lastnosti. Pri petih analizah v razmaku dveh mesecev so bile vode vedno bakteriološko neprimerne za pitje, ker so vsebovale preveliko število klic. Čiščenje in kloriranje pa je doslej uspešno, saj je voda v vodovodu vedno primerna za pitje.

KRAŠKI IZVIR BOKALCI

Približno en kilometer nizvodno od izvirov Mrzleka je na levem bregu Soče znan manjši kraški izvir, ki smo ga imenovali Bokalci po bližnji veliki skali v strugi Soče. Na tem mestu se spremeni drobna oblikovitost struge. Vzvodno od izvira so skladi apnenca precej strmi in breg je skoraj prepaden. Nizvodno pa so skladi obrnjeni v nasprotno smer proti N, breg pa je zgrajen iz podornega skalovja. Ob prelomni razpoki je manjša, s prodrom in peskom deloma zasuta strma votlina, iz katere vre kraška voda (sl. 2). Izdatnosti izvira ni mogoče meriti. Ob zelo nizki vodi pretoka skoraj ne opazimo, pri višjih vodostajih pa kraška voda odriva bolj kalno Sočo. Le pri izredno visoki Soči, kakršna je bila v oktobru 1980, je izvir toliko potopljen, da ga Soča v celoti prekrije s kalno vodo. Po oceni lahko izvira pri Bokalcih do 1 m³/s kraške vode. Ob visokih vodah je vzvodno od tega izvira še nekaj občasnih bruhalnikov, ki pa niso dovolj preučeni. Po vsej verjetnosti gre za skupino izvirov z istim kraškim zaledjem kot ga ima izvir Bokalci. Aktivni so le krajši čas po deževju in po raziskavah leta 1965 in 1966 domnevamo, da so povezani s ponori v Grgarski kotlini (P. H a b i č , 1966).

Po temperaturi in kemičnih lastnostih se kraška voda v izviru Bokalci loči od one v izvirih Mrzleka. Večinoma je v Bokalcih voda toplejša za 0,5 do 1,5 °C, in sicer se giblje temperatura med 10 in 11 °C. Nekaj višje v primerjavi z Mrzlekom so tudi trdote vode. Z barvanjem leta 1966 je bila ugotovljena zveza s ponori Slatne pri Grgarju. Zveza teh ponorov z Mrzlekom pa tedaj ni bila dokazana, zato smo domnevali, da se grgarske ponikalnice odtekaajo predvsem v izvir Bokalci, medtem ko ima Mrzlek ločeno zaledje. Rezultati barvanj Čepovanskega potoka pa so nakazali drugačne razmere, ki so posebej opisane v tem poročilu. Visoka Soča je sicer onemogočila redno zajemanje vzorcev pri Bokalcih, zato nimamo na voljo zanesljivih podatkov o zaledju tega izvira.

IZVIRI V STRUGI SOČE PRI PREGRADI HE SOLKAN

V začetku maja 1980 se je pri izkopu gradbene jame vkljub ustreznim tesnilnim ukrepom pod začasnim betonskim jezom pojavilo do 200 l/s vode. Na pobudo



Slika 2. Izvir Bokalci ob Soči

Fig. 2. Bokalci karst spring in Soča river bed

gradbenega podjetja in nadzorne skupine SENG so bili dne 6. 5. 1980 povabljeni na ogled vodnih razmer v gradbeni jami različni strokovnjaki. Že po manjši kalnosti, kot jo je imela tedaj Soča, smo sklepali, da gre za kraško vodo, kar so delno potrdile tudi nadaljnje analize. Posebni ukrepi so bili potrebni za zmanjšanje dotoka iz razpokanih in zakraselih apnencev v dnu jame, ki je segla 9 m pod gladino Soče. Vkljub vrsti tesnilnih ukrepov je bilo treba stalno črpati vodo. Med sledilnim poskusom od začetka septembra do začetka oktobra smo redno opazovali in zajemali vzorce v gradbeni jami. Po hudem nalivu dne 8. 10. 1980 je Soča preplavila zaščitni zid in zalila jamo, zato nekaj časa kraški dotok ni bil dosegljiv.

Preseneča stalna in razmeroma visoka temperatura te kraške vode. Medtem ko je imel med 9. 9. in 24. 10. 1980 Mrzlek med 8,8 in 9,9 °C, je znašala temperatura vode v gradbeni jami med 11,4 in 12,7 °C, Soča pa med 9 in 14,3 °C. Pomembne so tudi precej višje vsebnosti karbonatov. V Mrzleku jih je bilo med 123 in 137,5 mg/l, v gradbeni jami pa med 162,5 in 200 mg/l. Soča je imela približno enako trdoto kot Mrzlek in sicer med 125 in 137,5 mg/l. Razmerje med Ca in Mg je bilo v Soči med 2,9 in 4,8, v gradbeni jami med 3 in 4,7, v Mrzleku pa med 3,5 in 6. Poprečna vrednost omenjenega razmerja je zelo karakteristična in znaša za Mrzlek 5,2, za vodo v gradbeni

jami 3,96 in za Sočo 3,1. Ker so srednje vrednosti za vodo v gradbeni jami nekako vmesne med onimi za Mrzlek in za Sočo, domnevamo, da se v zakraselem skalnem dnu Soče mešata kraška in soška voda. Pri počasnem pretoku se temperatura prilagodi srednji temperaturi skale, zaradi mešanja različnih vod pa naraste trdota zaradi korozije mešanice, kot je tolmači A. B o g l i , (1964). Srednja temperatura soške vode znaša na podlagi občasnih meritev v septembru in oktobru 12 °C in je zelo podobna srednji temperaturi vode v gradbeni jami 12,3 °C, medtem ko je Mrzlek bistveno hladnejši, 9,3°C. Pri gradnji HE Solkan so pod strugo Soče zadeli na različne žile v zakraseli podlagi, ki imajo poseben hidrološki režim, kot se kaže v temperaturi in trdoti vode. V zakraselem obodu površinske reke se mešajo površinske in kraške vode, pretok pa je v naravnih razmerah majhen in počasen, v umetnih razmerah, kakršne so bile ustvarjene v 8 do 10 m globoki gradbeni jami pod gladino Soče, pa je voda iz zakraselih kamnin pod pritiskom silila na površje.

IZVIR KAJŽA IN BOLTERJEV ZDENEČ OB AVŠČKU

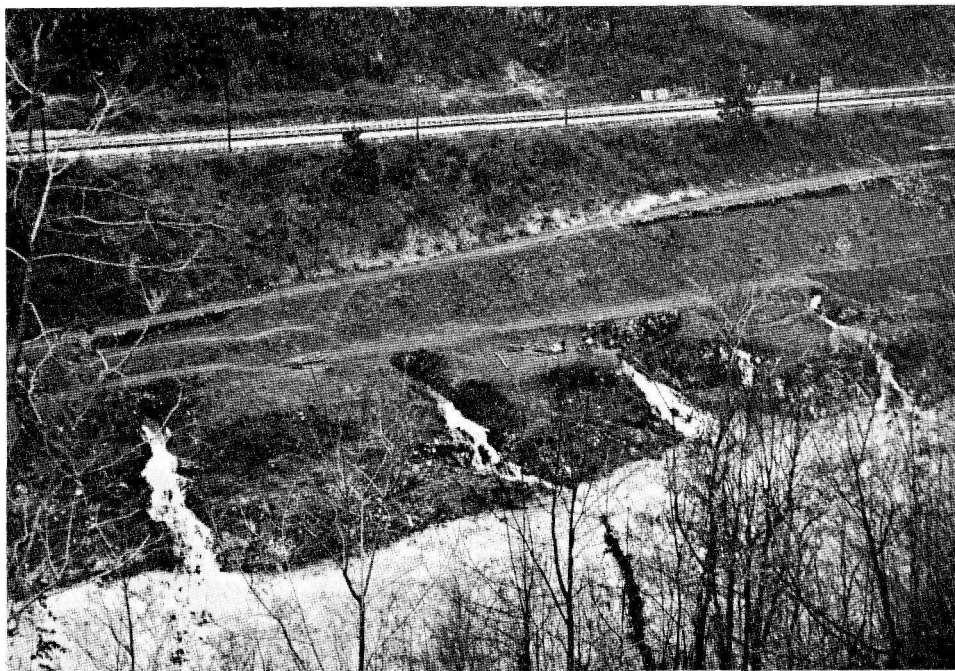
V dolini Avščka, ki se globoko zajeda v Banjško planoto in loči prave Banjšice od Levpe in Gornjega Lokovca, sta dva kraška izvira. Oba sta na levi strani ob vznožju strmega apniškega brega. Spodnji večji izvir je dobra dva kilometra oddaljen od Avč in se imenuje Kajža. Voda izvira na več mestih iz podornega skalovja v višini okrog 195 do 200 m in se po kratkih strugah zliva v Avšček. Ob visokih vodah vre voda višje iz skalnatega brega, ob nizkih pa le pri dnu doline. Spodnji del izvira je bil nekdanj zajet za oskrbo, kot kažejo opuščeni zidovi in korito. Izvir Kajža smo opazovali leta 1966 ob nizki vodi, ko je znašal pretok le nekaj 10 l/s. Po močnem deževju v začetku oktobra 1980 pa je ta izvir dajal okrog 1,5 m³/s. Zaradi težavnega dostopa izvira nismo pogosto obiskovali, zato ni na voljo veliko podatkov. Zanimiva pa je primerjava temperature in trdote vode v izvirih okrog Banjške planote z dne 17.10. 1980, ki je podana v tabeli 1.

Bolterjev zdenec je oddaljen od Kajže dober kilometer ob Avščku navzgor. Pred nekaj leti so ga zajeli za oskrbo Avč, manjše opuščeno zajetje pa je bilo tam še iz prve svetovne vojne. Okrog 2 m nad strugo Avščka, ki sicer zbira površinsko vodo iz flišnega povirja, je ob razpoki v krednih apnencih ozka poševna votlina v višini 245 m. Po njej priteka ob nizkih vodah le nekaj 1/s, ob visoki vodi pa smo izdatnost tega izvira ocenili na okrog 1 m³/s. Razlika v temperaturi vode med izvirom Kajže in Bolterjevim zdenecem je stalna, vendar razmeroma majhna. Kajža ima okrog 9,8 °C, Bolterjev zdenec pa 10,2 °C.

Zaradi nizke izdatnosti tema dvema izviroma nismo pripisovali posebnega pomena, ko smo barvali Čepovanski potok. Zaradi precejšnje odmaknjenosti nismo tam organizirali rednega odvzema vzorcev. Ob izlivu Avščka v Sočo smo za kontrolo vstavili aktivno oglje. Ob visokih vodah v začetku oktobra pa smo tam občasno odvezemali vzorce.

KRAŠKI IZVIRI OB SOČI PRI AVČAH

Pod železniško progo so pri postaji Avče štirje obzidani rovi v višini okrog 120 m, v katerih se samo pri visokih vodah pojavijo kraški izviri (sl. 3). Soča je v tem delu zarezala ozko pa globoko strugo v zgornje kredne apnence. Višje na planoti so še deloma prekriti s flišem, pri Avčah pa ob dinarskem prelomu zajezeni s temi



Slika 3. Občasni kraški izviri pri žel. p. Avče

Fig. 3. Temporary karst springs near rail. st. Avče

neprepustnimi kamninami. Položaj občasnih kraških bruhalnikov pri železniški postaji Avče je tedaj pogojen z razporeditvijo bolj prepustnih kanalov v zajezenih apnencih. Zanimivo je, da je preliv v približno enaki višini in, ko se v kraškem zaledju gladina vode zniža, izviri presahnejo. Med obzidanim rovom in strugo Soče apnenci niso prepustni, zato ne moremo spremljati postopnega zniževanja kraške vode do gladine Soče. Ni pa jasno, kje se izlivajo kraške vode v Sočo po presahnitvi bruhalnikov pri Avčah. V debrskem koritu Soče nismo zasledili stalnih kraških izvirov. Ne moremo pa izključiti možnosti, da se del kraške vode neopazno vlija v Sočo. Ker v času barvanja izviri pri Avčah niso bili aktivni, smo tam postavili le kontrolno aktivno oglje. Ob visokih vodah v začetku oktobra pa smo občasno zajemali vzorce. Izdatnost teh izvirov ob visokih vodah smo ocenili na okrog 800 l/s.

IZVIRI OB SOČI NAD DOBLARJEM

Slaba dva kilometra od Avč po Soči navzgor je na njenem levem bregu še dvoje občasnih kraških izvirov. Voda se pojavi nekaj metrov nad gladino Soče v strmem skalnatem bregu pod železniško progo (sl. 4). Izviri so aktivni le ob najvišjih vodah. Zaradi odmaknjene lege doslej niso bili podrobno opazovani. Ob barvanju Čepovanskega potoka izviri niso bili aktivni, zato tudi tam nismo postavili stalne opazovalne postaje. Morebitno obarvano vodo naj bi zabeležilo aktivno oglje pri Avčah.



Slika 4. Občasni kraški izvir ob Soči nad Doblarjem

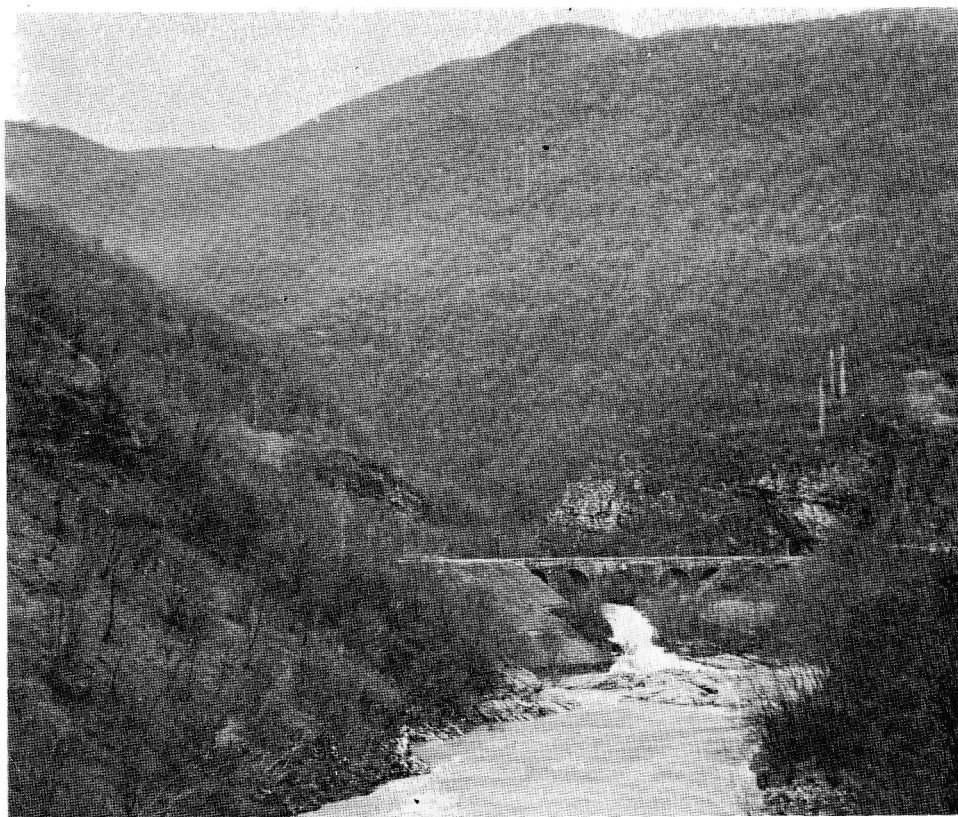
Fig. 4. Temporary karst spring in Soča river bed above Doblar

BRUHALNIK BABJA JAMA PRI VOGRŠČKU

V bližini Spodnjega Loga na levem bregu Soče je globoka grapa Vogrščka, ki je zarezana v severozahodni rob Banjške planote. Struga tega površinskega potoka je večinoma suha. Le nekaj deset metrov od Soče je v višini 135 m ali 10—15 m nad gladino reke vhod v izdaten kraški bruhalnik. Babja jama je dolga 327 m in se položno spušča 24 m globoko v notranjost, kjer je v najnižjem delu skalnatega rova dosegljiv tolmun kraške vode. V jami je obilo lepo zaobljenega proda, ki ga je posebej preučil A. K r a n j c (1980). Ker ob suši v jami ni bilo opaziti pretakanja, tudi tega izvira nismo vključili v redno opazovalno mrežo. Babja jama je aktivna le ob visokih vodah in tedaj se iz nje preliva okrog $2 \text{ m}^3/\text{s}$ kraške vode (sl. 5). Podatki o temperaturi in trdoti z dne 17. 10. 1980 so prikazani v tabeli 1., ko se je iz jame prelivalo okrog 500 l/s. Ob visoki Soči v tem času nismo opazili drugih izvirov s kraškega obrobja Banjške planote. Ko pa je Soča v naslednjih dneh vendarle nekoliko upadla, smo našli dobrih 100 m nizvodno od Vogrščka tik ob Soči še nekaj manjših izvirov. Po vsej verjetnosti jih lahko smatramo za del stalnega iztoka iz skupnega kraškega zaledja, ki napaja tudi bruhalnik Babje jame. Podobne podvodne izvire lahko pričakujemo tudi ob Soči navzdol do Avč. Vzvodno od Vogrščka pa je Soča zarezana v volčanske ploščate apnenice in v njih vse do Mosta na Soči in Idrije ob Bači ob vznožju Banjške planote ni znan noben kraški izvir. Del vode s tega območja površinsko odteka v Idrijco in Sočo, del pa ponikne v neenakomerno zakrasele kamnine krednega fliša. Ta voda se pojavi v majhnih kraških izvirih višje v bregu nad Sočo in Idrijco (Smoganica).

KRAŠKI IZVIR HOTEŠK OB IDRIJCI

Ob strmem vznožju Gornjega Lokovca je v Klinju pod Grudnico več grap z občasnimi potoki. V najbolj izraziti med njimi je stalen kraški izvir Hotešk, ki se vlija v Idrijco na levi strani malo pred Idrijo pri Bači. Grapa z izvirom je zarezana ob izrazitem prelomu, ki poteka preko Gornjega Lokovca v smeri sever—jug. Ob visokih vodah vre kraška voda na površje razmeroma visoko v grapi, skoraj 100 m nad Idrijco. Ob srednjih in nizkih vodah pa je stalen izvir dobrih 50 m niže, v nadmorski višini okrog 220 m, kar je še vedno precej nad strugo Idrijce, ki je v višini 163m. Maksimalni pretok Hoteška cenimo na $6 \text{ m}^3/\text{s}$. Visoko vodo smo zabeležili 9. 10. 1980 po izdatnem deževju, ko je Idrijca preplavila cesto pri Bači. Minimalna izdatnost znaša po meritvah leta 1980 okrog 30 l/s . Voda se razmeroma malo kali, zajeta pa je za oskrbo majhnega zaselka Hotešk. Temperatura vode se je jeseni 1980 gibala med $9,2$ in 11°C . Po trdoti je Hotešk zelo podoben Mrzleku, le da se razmerje med Ca in Mg pri Hotešku bolj spreminja, od 2,9 do 7, srednja vrednost je 4,3. Glede na ugodne vodne razmere in zaradi pomembne lege ob severnem vznožju Banjške planote smo izvir v času barvanja Čepovanskega potoka redno opazovali.



Slika 5. Izliv Vogrščka v Sočo ob visoki vodi

Fig. 5. High water Vogršček effluent into Soča river

PONIKALNICE NA BANJŠKI PLANOTI

SLATNA PRI GRGARJU

V flišu zahodno od Grgarja zbira površinsko vodo potok Slatna. Del jo izgubi že po strugi navzdol v apnencih ob severnem vznožju Skalnice. Del Slatne skupaj s pritokom Mala Slatna odteka občasno v ponorno jamo sredi Grgarja, ob zelo visoki vodi pa teče Slatna po tipični izgonski strugi čez polje do požiralnika na vzhodni strani kotline, ki ga domačini imenujejo Kloštre in je v višini okrog 285 m. Slatna se ob nizki vodi zgubi v strugi že kmalu, ko priteče s fliša na apnenec. Ob povodnji pa niti ponor v vasi, niti požiralnik Kloštre ne zmoreta sproti požreti vse vode, zato se razlije po polju. Pretoki Slatne niso merjeni, znašajo pa od nekaj litrov, do nekaj kubičnih metrov na sekundo. Celotno flišno porečje Slatne meri okrog 5 km².

ŠKRLJAVEC PRI GRGARJU

Manjši del flišnega površja zahodno od Grgarja pripada občasnemu potoku Škrljavcu, ki ponika ločeno od Slatne severno od naselja Britof. Struga tega potoka je le v povirju vrezana v flišne kamnine, nižje pa prečka apnenec, zato je večinoma suha in le po večjih nalivih se po njej pretaka voda.

VODICE PRI GRGARJU

S fliša pod Ravnico na vzhodni strani Grgarske kotline se stekajo kratki površinski potoki, ki ponikajo na Vodica ali Malih njivah med Zagorjem in Škabrijelom. Ob suši vsi potoki presahnejo, ob povodnji pa zalijejo rupe v flišni naplavinini, ki prekriva zakraselo podlago. Le ob najvišjih vodah lahko površinski potoki dosežejo slepi kraški Dol pod Prevalom.

Potoke pod Ravnico smo barvali leta 1966 hkrati s Slatno. Različno obarvani trosi so se iz obeh požiralnikov pojavili v izviru Bokalci ob Soči (P. H a b i č , 1966). Zveza Slatne in ponikev na Vodica z Mrzlekom ni bila dokazana, ne moremo pa je povsem izključiti. Zanimivo je, da vode iz Vodic prečkajo močno prelomno cono med Solkanom in Grgarjem. Prečkajo pa tudi izrazit dinarski prelom, ki loči Grgarsko kotlino od Skalnice in Škabrijela.

BANJŠEK PRI BATAH

Z zahodnega obrobja osrednje flišne krpe na Banjšicah se občasno stekajo vode po strmem bregu nad Batami v dva manjša potočka, Banjšček in Sušec. Ko združena prečkata majhno polje, se skoraj neopazno izgubita v lastnih naplavinah, ki tanko prekrivajo zakraselo podlago v višini okrog 500 m. Ponikalnica pri Batah doslej še ni bila obarvana, njeni pretoki pa ne merjeni. Ker odtekajo vode le z okrog 0,5 km² površja, se zlasti potok Sušec kmalu posuši. Banjšček pa ima majhen stalni izvir. Njegovo zaledje je na površju pri Svetem, kjer sta na kraju daljše suhe doline izvirek in požiralnik Na zdencu.

LOŠČEK NA LOHKAH

Severno od vasi Lohke na Banjšicah je izvir Lošček v višini 679 m. Voda izvira iz manjše špranje v zgornjem delu flišne grape, ki je usmerjena v kraško globel Mlake. Površinski potok z 1—5 l/s le redko doseže požiralnike v dnu omenjene globeli v višini med 620 in 630 m, ker že prej ponikne v lastni strugi. K Mlaki se stekajo še drugi potočki, ki pa ne oblikujejo enotne ponikalnice. Vse vodice na flišnih Banjšicah že po kratkem površinskem toku izginejo v zakrasela tla. Kjer je podlaga bolj prepustna, so se izoblikovala dna različnih kraških globeli. Večinoma so zapolnjena z debelejšo plastjo prepereline, v kateri so značilne požiralne rupe. Čeprav je okrog Banjšic več globokih jam in nekdanjih požiralnikov, v njih niso dosegljivi podzemeljski tokovi. Edino v Bazinovi jami pri Podlaških topolih je znan občasen potoček, ki pa tako kot druge vodice izgine v nedostopno podzemlje. Razen dveh manjših izvirov severno od Marcinj, kjer sta visoko v bregu nad dolino Avščka Mournik in Zahrib, prvi na višini okrog 590, drugi pa okrog 30 m niže, ni v ožjem obrobju Banjšic nobenega kraškega izvira.

PONIKALNICE PRI KANALSKEM VRHU

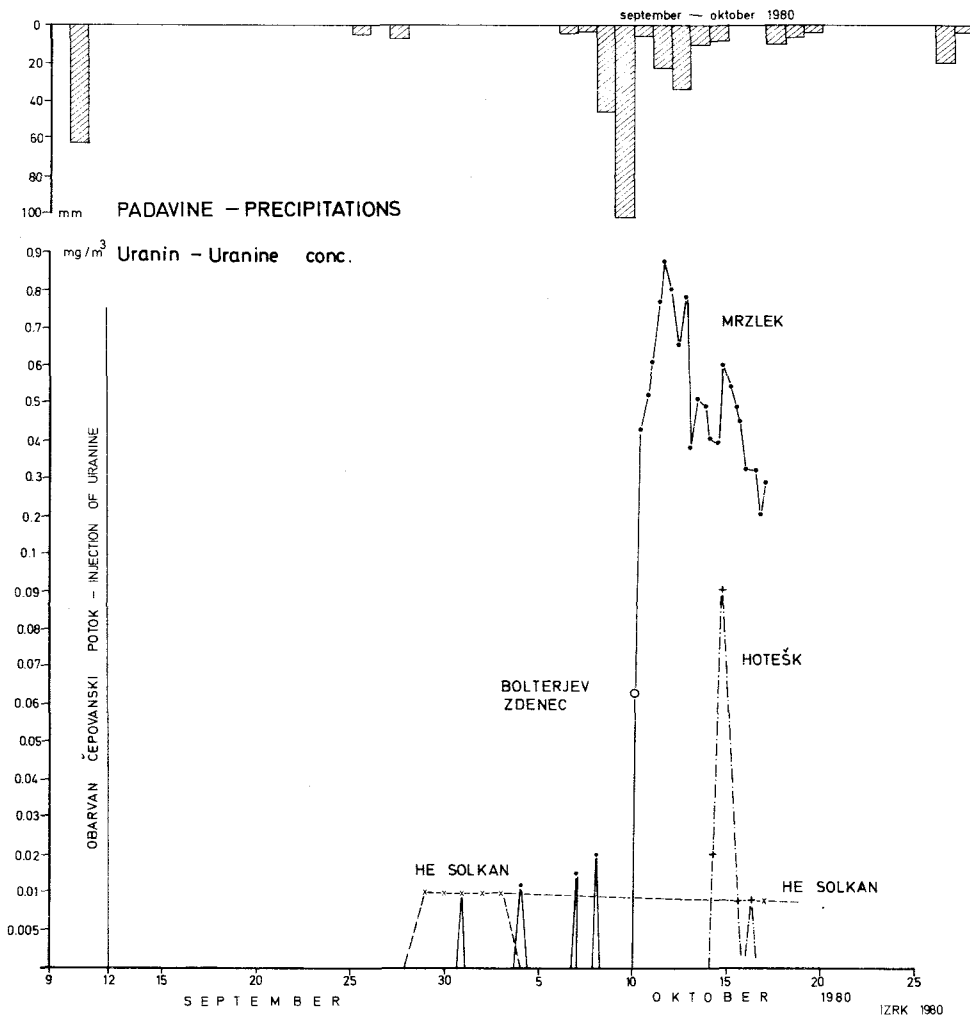
Del planotastega flišnega površja okrog Kanalskega Vrha, ki sega v višine med 600 in 700 m, se odceja v manjšo ponikalnico s ponikvami v dnu plitve globeli ob stiku fliša in apnenca. Južno od požiralnika se nadaljuje v apnencih suha dolina, ki je usmerjena dalje proti Batam in obvisi razmeroma visoko nad Grgarsko kotlino. Okrog 400 m južno od požiralnika je v kraško razčlenjenem površju vhod v 334 m globoko brezno Jazben. V dnu tega brezna je majhen potok, ki so ga jamarji barvali leta 1958, vendar brez uspeha (F. Hribar, P. Habič 1959). Spodnji del brezna je v tenko ploščatih apnencih in ob izrazitem prelomu usmerjen proti jugozahodu. Po vsej verjetnosti oteka voda iz tega brezna, podobno kot ona s površja okrog Kanalskega Vrha, proti Mrzleku. Ni pa izključeno, da je del teh voda usmerjen tudi proti Kajži ob Avščku. Do tja je le 2700 m zračne razdalje in od dna Jazbena z vhodom v višino okrog 585 m je še 50 m višinske razlike ali 20% strmca.

ČEPOVANSKI POTOK

Južno od najvišjega prevala v dnu suhe doline je severno od Čepovana dvoje stalnih izvirov v dolomitu. Voda je zajeta za čepovski in lokovski vodovod, višek pa oteka po urejeni strugi skozi Čepovan do poldrug kilometer oddaljenega požiralnika. Del vode ponikne že sredi vasi v pokritem breznu, ob katerem je nekdanj stala žaga. Dolomitno zaledje obeh izvirov Čepovanskega potoka ni posebno obsežno, meri največ 2 km², saj je na Kobilici (925) že razvodje s Trebušo. V severnem delu Čepovanske doline se občasno pojavijo še štirje potočki, ki pa verjetno odtekaajo že proti Idrijci. Z vzhodnega dolomitnega brega doline se stekajo vodice pri Podčepovni, Na občini, pri Frati in v Vratih, ponikajo pa v številnih rupah in vrtačah v dnu doline nekako v višini med 550 in 600 m.

Čepovski potok se ob nizkih vodah izgublja v dolomitnem grušču, še predno priteče do vasi. Minimalna izdatnost izvirov je ocenjena na okrog 5 l/s, po daljšem in izdatnejšem deževju ter spomladi, ko se topi sneg, pa lahko doseže Čepovski potok tudi do 500 l/s, del te vode ponikne v pokritem breznu sredi vasi, večji del pa teče do

dveh glavnih ponikov ob vzhodni strani naplavljenega dna doline pod Čepovanom. Ponikalnico v Čepovanu smo barvali že maja 1965, vendar brezuspešno. V glavni požiralnik pod vasjo smo tedaj vlili 15 kg uranina, vendar barve po 14 dneh opazovanja nismo zasledili v nobenem izviru. Potok je imel okrog 150 l/s, po barvanju pa je dež še povečal pretoke. Ker izvirov ob Soči in Idrijci tedaj nismo opazovali, ni bilo mogoče samo z opazovanjem Mrzleka, Lijaka in izvira pri Bokalcih ob Soči potrditi domnevnih smeri. Leta 1980 smo sledilni poskus ponovili in opazovali vse stalne izvire.



Slika 6. Sledenje Čepovanskega potoka

Fig. 6. Čepovan brook water tracing

BARVANJE ČEPOVANSKEGA POTOKA IN IZSLEDKI

PRIPRAVA SLEDENJA

Po predhodnih pripravah in opazovanjih vodnih razmer smo se odločili, da obarvamo Čepovanski potok kot najizdatnejšo ponikalnico na Banjški planoti po prvih jesenskih padavinah. Dne 9. 9. 1980 so bile vodne razmere še zelo neugodne. V Čepovanu je mimo zajetij odtekalo le okrog 10 l/s, izviri ob Soči med Avčami in Vogrščkom so bili suhi. Suhe so bile tudi druge ponikalnice na Banjšicah. Celo izvir pri Bokalcih je bil suh, le Mrzlek je bil še kar izdaten, iz gradbene jame pri HE Solkan pa so črpali okrog 200 l/s, izvir Hotešk ob Idrijci je imel 35 l/s vode. Naslednja dva dni je deževalo, tako da so vode v glavnih izviri na obrobju Banjške planote precej narastle, povečal pa se je tudi Čepovanski potok. Dne 12. 9. smo organizirali opazovanje izvirov Mrzleka in Hoteška ter pri HE Solkan. Vstavili smo kontrolne vrečke z aktivnim ogljem v Trebušo, v Sočo pri Avčah in ob sovodnji z Avščkom ter v izvir Bokalci. V Čepovanu smo odprli pokrov obzidanega jáška pri pokitem gasilskem bazenu, iz katerega odteka voda v brezno. Raztopili smo 20 kg uranina in ga ob 18. uri vlili v požiralnik. Barva je takoj odtekla, potok pa je imel okrog 10 l/s pretoka. Če bi barvali tisti del potoka, ki je speljan mimo brezna, bi barva le počasi pronicala v tla, saj se je tam potok izgubljal v strugi 400 m daleč, glavnega požiralnika pa ni dosegel.

POTEK SLEDENJA IN IZSLEDKI

Po barvanju je proti pričakovanju ponovno nastopilo sušno obdobje, ki je trajalo vse do 7. oktobra. Naslednji dan pa je močno deževalo in vode so naenkrat zelo narastle. Soča je pod Tolminom prestopila breg, zato so odprli zapornico nad Doblarjem. Močan vodni val s pretokom do 2000 m³/s je zalil gradbišče HE Solkan. Ta dan so zelo narastle tudi kraške vode na levem bregu Soče od Vogrščka do Avč. Visoka Soča je ovirala pristop do teh izvirov, tako smo lahko šele naslednja dva dni zajeli prve vzorce. Z občasnim opazovanjem in vzorčevanjem smo pri Hotešku, ob Avščku in ob Soči nad Kanalom nadaljevali do 17. 10., ko so površinske in kraške vode že precej upadle. Pri Mrzleku smo prenehali zajemati vzorce šele 9. novembra. V gradbeni jami HE Solkan kraška voda ni bila dosegljiva od 8. do 17. 10., kasneje pa so bile drenažne cevi ponovno potopljene, ker so že toliko napredovali z betoniranjem. Tako so bili vzorci vzeti le še 20. in 24. 10. 1980. Skupno je bilo pobranih preko 300 vzorcev, ki jih je pregledala ing. Martina Zupan iz Hidrometeorološkega zavoda SRS, za kar se ji tu posebej zahvaljujemo.

Ker so opravljene vse analize, lahko nakažemo nekatere nove izsledke in ugotovitve. Po dežju med 10. in 11. septembrom so kraške in površinske vode enakomerno upadale vse do 7. oktobra. V tem času se ni vidno obarvala voda v nobenem od opazovanih izvirov. Vzorce, ki smo jih zajemali trikrat dnevno, smo sicer tedensko oddajali v analizo, zaradi drugih obveznosti pa jih niso mogli sproti analizirati.

Prvi pozitivni podatki o prisotnosti uranina v vodi so bili zabeleženi v vzorcih iz gradbene jame HE Solkan med 29. 9. in 3. 10., koncentracija barvila pa je bila zelo nizka, le 0,01 mg/m³. Mrzlek je bil prvič obarvan 1. 10., nato pa še pred dežjem 4., 7. in 8. oktobra, vendar se koncentracija bistveno ne razlikuje od one v HE Solkan. Znatno bolj obarvana voda pa je bila v Mrzleku od 10. oktobra dalje, ko je koncentracija barvila dosegla od 0,3 do 0,87 mg/m³.

V izviru Hotešk ob Idriji je bila prvič ugotovljena barva 10. 10., najvišja koncentracija $0,094 \text{ mg/l}^3$ pa je bila zabeležena naslednjega dne, nato pa je naglo upadla. Zadnje sledi uranina so bile ugotovljene v vzorcu vode 16. 10. ob 6^h. Barvilo je bilo ugotovljeno tudi v Bolterjevem zdencu dne 10. 10., dne 17. oktobra pa v tem izviru ni bilo več sledov o uraninu. Razen v Mrzleku je bil v tem času obarvan le vzorec iz gradbene jame v Solkanu. V Vogrščku, pri Avčah, v Kajži in v Lijaku ni bilo nobenih sledov o uraninu.

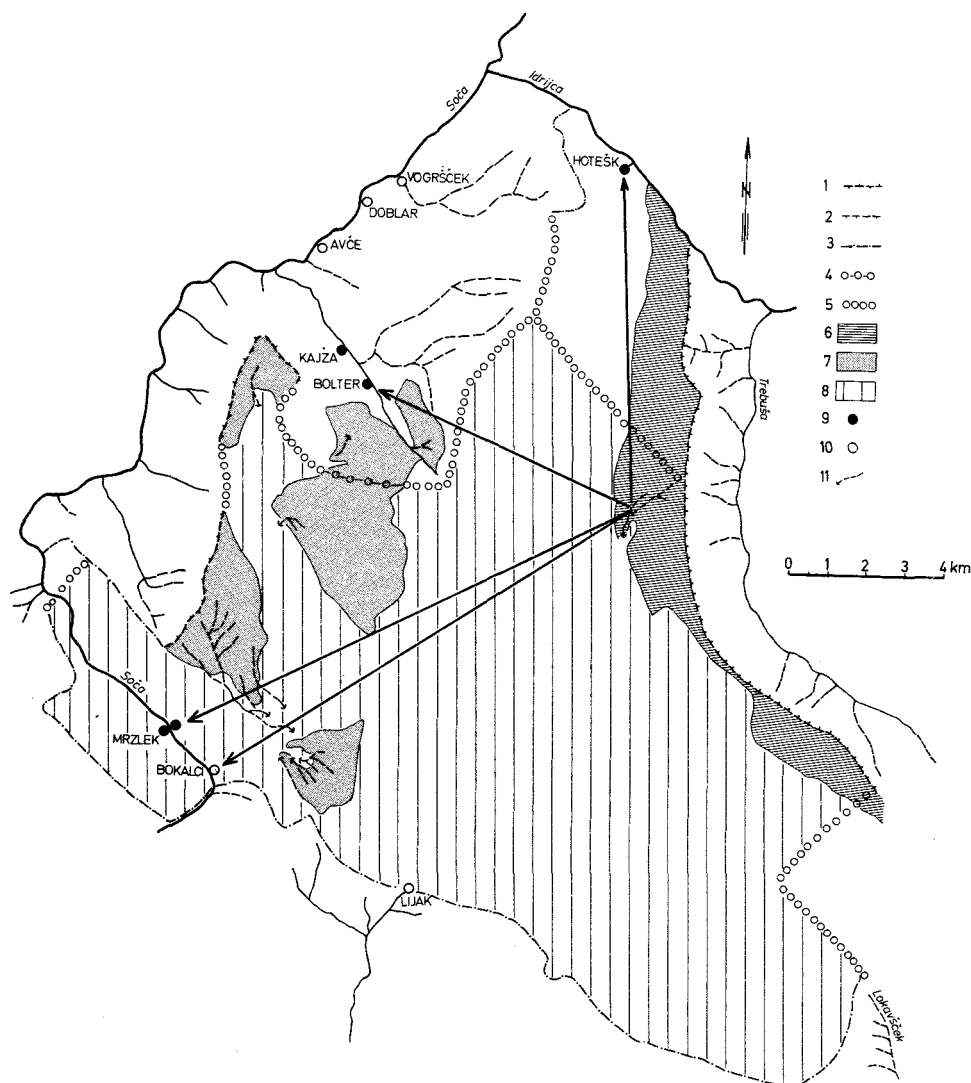
Iz navedenega sledi, da odteka voda iz Čepovana v tri različne smeri. Proti severu v 9 km oddaljeni Hotešk, proti zahodu v 7,6 km oddaljeni Bolterjev zdenec ter proti jugu v 13 km oddaljene izvire Mrzleka ter druge kraške izvire ob Soči, med katerimi so bile dosegljive le vode pri HE Solkan (sl. 7). Takšna razporeditev kraškega odtoka je precej nenavadna in nepričakovana. Nakazuje pa nekatere podobnosti v podzemeljskem odtoku v alpskih kraških predelih (J. Z o t l, V. M a u r i n, 1959). Na podlagi sedanjega znanja o hidrogeoloških razmerah lahko ugotovimo, da se podzemeljske vode odteka ob glavnih prelomnih conah proti severu in zahodu, medtem ko so proti jugu usmerjene k najnižji vrzeli v neprepustnem obodu. V tej smeri na geoloških kartah ni izrazitega preloma, značilen pa je potek suhe Čepovanske doline, ki ji morda v podzemlju sledi tudi sedanji tok.

Vkljub znatni količini uranina, saj smo ga uporabili 20 kg, so se v izvirih pojavile izredno nizke koncentracije. Največja je bila zabeležena v Mrzleku in sicer $0,87 \text{ mg/m}^3$, v Bolterjevem zdencu le $0,063$, v Hotešku pa $0,094$, medtem ko se pri Solkanu ni dvignila nad $0,01 \text{ mg/m}^3$. Zanimivo je izdatno nihanje v koncentracijah ob prvem pojavu barvila v Mrzleku, medtem ko je v naslednjih dneh nakazan višek, ki mu sledi postopno upadanje. V Hotešku je zabeležen le kratek barvni val, ki hitro naraste in upade. Pomembno pa je, da se vodni in barvni val v tem izviru ne skladata. Visoka voda je namreč že od 9. oktobra dalje upadala, pri Hotešku pa so bile najvišje koncentracije zabeležene šele 15. 10. Tudi pri Mrzleku je opaziti podobno neskladnost. Žal iz Bolterjevega zdenca nimamo več vzorcev ob začetku vodnega vala. Na gradbišču v Solkanu je zanimiva enakomerna koncentracija tako na začetku kot po dveh tednih, ko je bila spet dosegljiva kraška voda.

Podatki o oddaljenosti izvirov od požiralnika v Čepovanu so prikazani v tabeli 2. Iz nje je razvidno, da je barvilo potovalo od ponora do izvirov od 400 do 700 ur, ali navidezno s poprečno hitrostjo od $0,87$ do $0,31 \text{ cm/s}$. Večje so hitrosti podzemeljskega toka proti jugu k Mrzleku in Soči, skoraj trikrat manjše pa proti severu in zahodu, čeprav v poprečnem strmcu ni bistvenih razlik, saj znaša od $41,3$ do 46% .

V zelo približni bilanci vrnjenega barvila smo računali z $10 \text{ m}^3/\text{s}$ srednjega pretoka Mrzleka v času močnejše obarvanosti. V desetih dneh je s srednjo koncentracijo $0,5 \text{ mg/m}^3$ izteklo le $4,3 \text{ kg}$ uranina. Količine barvila v drugih izvirih so skoraj zanemarljive, saj so bile nizke tako koncentracije kot pretoki, kratek pa je bil tudi vodni val. V celoti lahko ocenimo, da se je pojavila v tem času le ena četrtna uporabljena barvila, kar je za uranin zelo nizka vrednost. Pri srednji koncentraciji $0,5 \text{ mg/m}^3$ bi 20 kg uranina obarvalo kar $40 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ vode. Če bi ta količina enakomerno odtekala mesec dni, bi moral izvir dati poprečno nekaj nad $15 \text{ m}^3/\text{s}$. Barvni val se je 10. oktobra v Mrzleku šele dobro začel, koncentracije pa so do 17. 10. le počasi upadale, zato smo računali, da bo Mrzlek obarvan še dalj časa. Toda v vzorcih od 17. 10. do 9. 11., ko je imel Mrzlek še vedno precej visoke vode, ni bilo nič sledu o barvilu.

Čeprav ob sledilnem poskusu niso bile najbolj ugodne hidrološke razmere, ko je skoraj mesec dni trajala sušna doba, sledilo pa ji je izredno namočeno obdobje, smo vendarle spoznali nekatere pomembne hidrološke značilnosti Banjške planote. Opozoriti



Slika 7. Hidrogeološka skica Banjške planote

- 1 — površinska razvodnica, 2 — delna površinska razvodnica, 3 — hidrogeološka razvodnica, 4 — podzemeljska kraška razvodnica pod visečo bariero, 5 — kraška razvodnica, 6 — delno propustno, relativna bariera, 7 — nepropustno, viseča bariera, 8 — kraško zaledje Mrzleka, 9 — stalni kraški izvir, 10 — občasni kraški izvir, 11 — ponikalnica

Fig. 7. Banjške plateau hydrogeologic sketch

- 1 — superficial water shed, 2 — partly superficial water shed, 3 — hydrogeologic water shed, 4 — underground karst water shed under hanging barrier, 5 — karst water shed, 6 — semipermeable, relative barrier, 7 — hanging barrier, unpermeable, 8 — Mrzlek catchment area, 9 — karst spring, 10 — temporary karst spring, 11 — sink in river

velja predvsem na zelo počasen pretok in drugič na veliko razredčenost ter razvlečenost vodnega vala. Takšne razmere se skladajo z drugimi lastnostmi Mrzleka, ki smo jih spoznali iz temperaturnih in kemičnih podatkov ter precejšnje izdatnosti tudi po daljši suši. Mrzlek ima obsežno kraško zaledje, ki se le počasi odceja, iz katerega pa lahko del vode odteka občasno tudi v druge izvire na obrobju.

Z nadaljnjimi sledilnimi poskusi bo treba preveriti še zveze drugih ponikalnic z občasnimi bruhalniki in manjšimi stalnimi izviri na obrobju. Odprto ostaja tudi vprašanje razvodja v območju Trnovskega gozda ter razmerja med Mrzlekom in Lijakom.

VAROVALNA OBMOČJA V KRAŠKEM ZALEDJU MRZLEKA

Opredeljevanje varnostnih območij večjih kraških izvirov, zajetih za oskrbo prebivalstva, se razlikuje od podobnega opravila pri varovanju vode v prodnih in peščenih naplavinah z medzrnsko poroznostjo. Razlike izhajajo iz načina pretakanja vode in sistema napajanja kraških izvirov. Na izdatnost ali količino vode v kraškem izviru vpliva poleg padavinskega režima predvsem razsežnost hidrografskega zaledja ali prispevnega območja. Vodni režim kraškega izvira pa je odvisen od hidrogeološke zgradbe, razpokanosti in prepustnosti zaledja ter njegovih morfoloških značilnosti, predvsem višine in oblike, kar vpliva na način in hitrost vertikalnega prenikanja padavin ter na oblikovanje podzemeljske vodne mreže. Varovanje kvalitete kraške vode, če hoče biti uspešno, je treba prilagoditi načinu njenega napajanja in pretakanja.

Na krasu padavine neposredno prenikajo v podzemlje. Ob močnem deževju odnašajo s seboj poleg topnih snovi tudi prst in glino ter druge mehanske in organske delce. Ker je poglavitni odtok vezan na večje in bolj prepustne razpoke, je precejanje in samočiščenje minimalno. Na kvaliteto vode ugodneje vpliva počasnejše prenikanje v manj namočenem obdobju in po majhnih razpokah ter bolj zavitih poteh v pretrti kamnini. V dobro razvitem krasu z izoblikovanimi velikimi vodnimi rovi je horizontalno odtekanje hitro. To je značilno tudi za kras, skozi katerega se pretakajo večje ponikalnice z nepropustnega ali drugega kraškega sosedstva. V mladem ali pomlajenem krasu, kakršnega predstavlja visoki kras med Idrijco, Sočo in Vipavo, odtočni rovi še niso dovolj izoblikovani za nemoten odtok prenikajoče vode. Podzemeljska vodna mreža je bolj razvejana in prilagojena splošni razpokanosti kamnine. Na počasno pretakanje po podzemlju vpliva tudi globina krasa oziroma višina njegove zaježenosti z nepropustnimi kamninami.

Na podlagi takšnih izhodišč in ugotovljenega režima ter hidrogeoloških značilnosti kraškega zaledja Mrzleka lahko opredelimo naslednja varovalna območja.

I. Varovalno območje z najstrožjo zaščito obsega ožje območje zajetja in črpališča. Glede na poglavitno smer dotoka vode iz širšega zaledja in načina zajetja obsega ožje varovalno območje okrog 500 m širok polkrožni pas na levem bregu Soče. Vanj so vključeni vsi izviri ob tej strani Soče, ki pripadajo Mrzleku. To območje prečka regionalna cesta Nova Gorica — Bovec, v njem pa so tudi strojne in čistilne naprave vodovodnega zajetja. Pas ob cesti je potrebno zavarovati pred morebitnim razlitjem škodljivih tekočin. Odplake iz območja vodovodnih naprav pa speljati izven tega pasu.

II. Varovalno območje stroge zaščite obsega bližnje kraško zaledje, ki ga opredeljuje potek južne razvodnice med Lijakom, Solkanom in Plavmi, del zahodne razvodnice z Rohotom, severno mejo pa predstavlja prelomna cona ob severnem obrobju Grgarske kotline med Dragovico, Batami, Fobškim kalom, Selovcem in Lijakom. V tem območju so večje krpe neprepustnega fliša, ki se površinsko odtekaajo v Grgarsko

kotlino. Po dosedanjih ugotovitvah odteka večji del ponikajoče vode iz Grgarja v izvir Bokalci, del pa verjetno v Mrzlek, kar bi bilo treba preveriti z barvanjem Slatne v Grgarju. Del njene vode ponikne namreč ob močnem prelomu ob vznožju Skalnice, ki ga domnevno prečka glavni tok kraške vode proti Mrzleku. Stroge zaščitne ukrepe v tem bližnjem zaledju Mrzleka je treba izvesti zlasti v naseljih in prometno izpostavljenih predelih tega območja. Režim varovanja in sanacijo obstoječih razmer v Grgarski kotlini bi lahko omilili le ob trdnih dokazih o manjšem deležu grgarskih voda v Mrzleku. Odtok iz ožjega zaledja potrebuje največ 1 do 2 dni do izvirov ob Soči, računamo pa lahko z različnim deležem teh voda v kraških izvirih odvisno od vsakokratne hidrološke situacije. Ob nenadnih nalivih po daljši suši je delež vode s tega območja v izvirih bistveno večji kot po daljšem sušnem obdobju, ko dobivajo izviri več vode iz bolj oddaljenega zaledja.

III. Varovalno območje s posebnim režimom zaščite podzemnih voda obsega glavno kraško zaledje Mrzleka. Razteza se v vzdolžni dinarski smeri od zahodnega roba Banjške planote do Čavna. Omejujeta ga pomembni prelomni coni, na južni strani med Batami in Lijakom, na severni pa prelom Avče—Dol. V zahodnem delu tega območja je nekaj krovnege fliša z manjšimi ponikalnicami, pretežni del pa je kraški in brez površinskih voda. Varovalne ukrepe je treba zagotoviti v celotnem območju, posebno zaščito pa v obstoječih naseljih ter ob cestah, ki jih povezujejo. Po svojem obsegu prispeva to območje pretežni del vode v izvire Mrzleka. Pretakanje je razmeroma počasno, saj potuje voda do izvira od nekaj dni do enega meseca. Pri tem je treba računati s precejšnjim razredčenjem ter delnim samočiščenjem pri sedanjem razpršenem odtoku odplak v podzemlje.

IV. Varovalno območje s posebnim režimom obsega mejno kraško zaledje, iz katerega se podzemeljske vode delno usmerjajo proti Mrzleku, delno pa v druge izvire na obrobju Banjške planote in Trnovskega gozda. Obsega površje severno od prelomne cone Avče—Dol in zajema večji del Lokovca, osrednji del Čepovanske doline in severno obrobje Trnovskega gozda. V hidrološkem pogledu se to območje ne razlikuje od glavnega kraškega zaledja, zato veljajo tudi zanj enaki zaščitni ukrepi v celoti in s posebnim režimom v naseljih ter ob cestah.

Splošni varovalni ukrepi so navedeni v prejšnjem poglavju. Podobno pa bi jih lahko obdelali le na podlagi dodatnih raziskav, pri čemer naj ponovno opozorimo na problem odtoka iz Grgarske kotline in z območja okrog Kanalskega vrha. Glede na možno mešanje Soče v izviru Mrzleka pa bi bilo namesto obsežnih sanacijskih ukrepov v celotnem povodju Soče potrebno preučiti velik kraški bruhalnik pri Lijaku. V ta namen je treba čimprej zastaviti raziskave za zajetje kraške vode v večji globini, ker bi bili ob ugodnih rezultatih znatno omiljeni varovalni in sanacijski ukrepi tudi na območju Banjške planote.

OGROŽENOST KVALITETE KRAŠKIH VODA IN PREDVIDENI ZAŠČITNI UKREPI

Za vodno oskrbo Nove Gorice in okolice je najpomembnejši kraški izvir Mrzlek. Avče se oskrbujejo iz Bolterjevega zdenca, Hotešk pa uporabljajo najbližji sosedi. Bruhalniki ob Soči med Avčami in Vogrščkom niso zanesljiv vodni vir, ker so aktivni le kratek čas po dežju. Lijak bi bilo treba posebej preučiti in šele na podlagi zahtevnejših raziskav bi mogli oceniti njegovo uporabnost. Kraško vodo v strugi Soče je možno zajeti za oskrbo, če bodo vsklajene tehnične rešitve zajetja in pregrade za HE Solkan.

Vsi navedeni vodni viri imajo obsežno skupno kraško zaledje, ki je naseljeno in delno prometno izpostavljeno. Mešanje Mrzleka in Soče doslej ni bilo ugotovljeno, do njega pa lahko pride pri povečanem črpanju, ko bo izdatnost izvira manjša od količine črpanja. V tem primeru bo soška voda vplivala na kvaliteto vode v zajetju. Ožje območje črpališča je sedaj ograjeno in s tem je precej zmanjšana možnost onesnaženja bližnje okolice. Neugodno pa je, ker prečka to območje glavna cestna žila Posočja. Cesta Nova Gorica — Tolmin predstavlja v ožjem pasu črpališča potencialno nevarnost. Zajetje bi bilo ogroženo, če bi se tam prevrnil tovornjak s strupenimi tekočinami in naftnimi derivati, ki bi se razlili po kraškem površju.

Podobno je potencialno ogroženo celotno kraško zaledje, zlasti pa odseki ob cestah Solkan — Čepovan — Most na Soči, z odcepi Grgar — Banjšice, Preval — Trnovo — Lokve, Čepovan — Lokovec — Avče in drugimi. Na vseh prometnicah bi bilo treba zagotoviti poseben režim transporta škodljivih snovi. Na celotni Banjški planoti kot tudi v Trnovskem gozdu pa je treba zagotoviti posebno varnost pri prometu in hranjenju vseh strupenih tekočin in topnih strupenih snovi, ki jih lahko voda spira v kraško podzemlje.

Na neprepustnem flišnem območju, ki se odceja v ponikalnice na Banjšicah in v Grgarju, je treba preprečiti pospešeno erozijo prsti in prepereline, ker ta bistveno povečuje kalnost kraških voda.

Na kmetijskih površinah je treba omejiti uporabo tistih gnojil in agromelioracijskih sredstev, ki lahko ogrožajo kvaliteto vode.

V naseljenih predelih je potrebno zagotoviti čim višjo stopnjo čiščenja odpadnih voda in preprečiti nadaljnje naraščanje onesnaženosti. V zaledju tako pomembnega vodnega vira kot je Mrzlek ni prostora za nove industrijske in druge obrate, ki bi kakor koli stopnjevali ogroženost kraških podzemeljskih voda.

Pri vseh novih gradnjah in posegih v prostor je treba predhodno preučiti vse posledice, ki bi lahko vplivale na poslabšanje vodnih razmer.

Posebno skrb je treba posvetiti tudi zdravstvenim in drugim higijenskim razmeram med stalnim in občasnim prebivalstvom na Banjški planoti in v Trnovskem gozdu, da ne bi prišlo do hujših hidričnih in zlasti virusnih infekcij ter epidemij.

Glede na vrsto omejitev, ki jih za družbeni napredek teh naseljenih predelov pomeni varstvo pitne vode za celotno Goriško, bi bilo treba napraviti posebno študijo o možnostih neškodljivega gospodarskega napredka na tem območju.

VIRI IN LITERATURA

- B ö g l i, A., 1964: Mischkorrosion — Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdkunde, B. XVIII, H. 2.
- B r e z n i k, M., 1979: Analiza rezultatov raziskav izvira Mrzlek in reke Soče z izotopi. FAGG, Laboratorij za mehaniko tekočin, Ljubljana, rokopis.
- B u s e r, S., 1965: Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Geogr. vestnik, 37, 123—135, Ljubljana.
- G o s p o d a r i č, R., 1966: Geološke razmere med Mrzlekom in Lijakom. Hidrologija krasi med Idrijco in Vipavo II. str. 47—68. Arhiv IZRK, rokopis, Postojna.
- H a b i č, P., 1966: Hidrologija krasi med Idrijco in Vipavo. II. poročilo. Arhiv IZRK, rokopis, Postojna.
- H a b i č, P., 1966 a: Hidrografski problemi visokega krasi med Idrijco in Vipavo. Geografski obzornik, XIII, 3—4, 104—108.
- H a b i č, P., 1968: Kraški svet med Idrijco in Vipavo. SAZU, Inštitut za geografijo, 11, 1—243, Ljubljana.
- H r i b a r, F., P. H a b i č, 1959: Jazben, kat. št. 1024. Naše jame, 1/2, 58—64, Ljubljana.
- K o r e n č, R., 1979: Zapisnik sestanka 6. 4. 1979 v Novi Gorici na sedežu Soških elektrarn. SENG, rokopis.
- K r a n j c, A., 1980: Recentni fluvialni jamski sedimenti v razvoju krasi. Rokopis, arhiv IZRK, RSS.
- K o s s m a t, F., 1909: Der Küstenlandische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. Geol. R. A., Wien.
- M a u r i n, V., J. Z ö t l, 1959: Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse steirische Beiträge zur Hydrogeologie. Graz.
- M l a k a r, I., 1969: Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija, 12, 5—72, Ljubljana.
- P i r a s, L., P. R e i n d a l i, G. R o s s a r o, A. A b z i l l e, 1935: Il nuovo acquedotto di Gorizia. Genova.
- P l a c e r, L., 1973: Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija, 16, 317—334, Ljubljana.
- P l a c e r, L., 1980: Tektonika območja jugozahodno od prelomne cone idrijskega preloma. Geološki zavod Ljubljana, Tipkopis.
- Z V S — Strokovna služba, 1979: Izsledki analiz vzorcev vode Soče črpališča Mrzlek, izvira Mrzlek in izvira Lijak. Ljubljana, rokopis, arhiv SENG, IZRK.

Tabela 1

ANALIZA ZAJETIH VZORCEV VODE

Trdota vode v mg/l

Datum	T(°C)	karbonatna	kalcijeva	magnezij.	celokupna	nekarbonatna	Ca/Mg
1. MRZLEK							
9. 9. 1980	9,0	132,5	103,9	43,4	137,3	14,8	3,39
12. 9. 1980	9,9	137,5	126,1	20,6	146,7	9,2	6,12
19. 9. 1980	9,4	132,5	109,0	31,2	140,2	7,7	3,5
26. 9. 1980	9,4	132,5	114,0	26,2	140,2	7,7	4,35
4. 10. 1980	9,3	130,0	117,0	22,2	139,2	9,2	5,27
10. 10. 1980	9,4	123,5	113,0	18,2	131,2	7,7	6,2
17. 10. 1980	9,0	137,0	122,0	21,3	143,3	6,3	5,7
24. 10. 1980	7,8	136,0	118,0	22,3	140,3	4,3	5,29
2. HOTEŠK							
9. 9. 1980	1,2	140,0	119,9	32,4	152,3	12,3	3,7
12. 9. 1980	9,7	132,5	118,1	17,1	135,2	2,7	6,9
19. 9. 1980	10,4	137,5	107,0	37,3	144,3	6,8	2,87
26. 9. 1980	10,6	135,0	113,0	28,3	141,3	6,3	3,89
4. 10. 1980	10,4	135,0	116,0	29,3	145,3	10,3	3,96
10. 10. 1980	9,2	125,0	119,1	17,1	136,2	11,2	6,96
17. 10. 1980	9,4	142,5	119,0	25,3	144,3	1,8	4,70
3. GRADBENA JAMA HE SOLKAN							
9. 9. 1980	12,5	170,0	149,3	31,6	180,9	10,9	4,72
12. 9. 1980	12,4	162,5	140,3	31,2	171,5	9,0	4,50
19. 9. 1980	12,5	167,5	134,2	44,3	178,5	11,0	3,03
16. 9. 1980	12,6	162,5	138,2	36,4	174,6	12,1	3,79
4. 10. 1980	12,7	167,5	140,3	32,2	172,5	5,0	4,35
10. 10. 1980	z a l i t o						
17. 10. 1980	12,2	200,0	166,4	44,4	210,8	10,8	3,74
24. 10. 1980	11,4	200,0	160,4	44,4	204,8	4,8	3,61
4. SOČA PRI HE SOLKAN							
9. 9. 1980	14,0	137,5	118,6	24,6	143,2	5,7	4,82
12. 9. 1980	13,4	135,0	108,0	29,0	137,0	2,0	3,72
19. 9. 1980	13,9	135,0	105,8	36,4	142,2	7,2	2,90
26. 9. 1980	14,3	126,5	102,8	35,4	138,2	11,7	2,90
4. 10. 1980	12,9	136,5	111,0	34,3	145,3	8,8	3,23
10. 10. 1980	9,0	126,5	99,8	34,4	132,2	6,7	2,90
17. 10. 1980	9,8	125,0	98,9	32,2	130,1	5,1	3,07
24. 10. 1980	9,0	134,5	106,9	35,4	142,3	7,8	3,02
5. IZVIR BOKALCI (SOLKAN)							
12. 9. 1980	10,6	157,5	147,4	12,9	160,2	2,7	11,44

Trdota vode v mg/l							
Datum	T(°C)	karbonatna	kalcijeva	magnezij.	celokupna	nekarbonatna	Ca/Mg
6. POTOK POD SKALNICO (SOLKAN)							
9. 9. 1980	12,0	135,0	110,0	26,2	137,1	2,1	4,24
7. ČEPOVAN, DESNI IZVIR							
9. 9. 1980	10,8	177,5	112,3	69,5	181,7	4,2	1,6
12. 9. 1980	9,6	180,0	119,1	69,5	188,6	8,6	1,7
17. 10. 1980	9,0	170,0	110,0	63,1	173,1	3,1	1,7
8. ČEPOVAN, LEVI IZVIR							
9. 9. 1980	8,8	187,0	117,2	78,5	195,7	8,7	1,5
12. 9. 1980	8,8	192,2	120,0	78,8	198,8	6,8	1,5
17. 10. 1980	9,2	183,5	115,3	75,0	190,3	6,8	1,5

Vzorec	T(°C)	karbonatna	kalcijeva	magnezij.	celokupna	nekarbonatna	Ca/Mg
9. ANALIZA VZORCEV VODE 10. 10. 1980							
Hubelj		131,0	109,9	26,3	136,2	5,2	4,2
Lijak	9,4	128,5	121,0	17,2	138,2	9,7	7,0
Avče Ž. p.	10,6	144,0	143,2	7,2	150,4	6,4	19,9
Kajža	9,8	142,5	142,2	4,1	146,3	3,8	35,5
Avšek,							
Boltarjev z.	10,2	131,5	129,2	10,0	139,2	8,7	12,9
10. ANALIZA VZORCEV VODE 17. 10. 1980							
Vogršček,							
Babja jama	9,6	135,0	130,0	7,2	137,2	2,2	18,0
Avče Ž. p.	10,6	150,0	148,7	6,3	155,0	5,0	23,6
Boltarjev z.	10,0	137,0	132,5	10,5	143,0	6,0	12,6
Kajža	9,8	147,9	147,1	6,3	153,4	5,5	23,3
Lijak	9,5	132,5	122,8	14,7	137,5	5,0	8,3
Hubelj	9,2	135,0	113,8	8,8	142,6	7,6	12,9

Tabela 2

RAZDALJE IN HITROSTI MED PONORI IN IZVIRI

Izvir	N. m. v m	razdalja km	viš. razl. m	strmec ‰	čas ura	hitrost cm/s
Mrzlek	48	13	437	41.3	444 (700)	0.81 (0.51)
Bokalci	57	12.6	538	42.7		
HE Solkan	48	12.6	547	43.4	400	0.87
Bolterjev zdenec	245	7.6	350	46	672	0.31
Hotešk	220	9	375	41.7	772	0.32
Kajža	195	8,6	400	46.5		
Avče	120	10.7	475	44.4		
Vogršček	135	10.5	460	43.8		
Lijak	100	10.6	495	46.7		

Opomba:

Požiralnik Čepovanskega potoka je v višini 595 m, () vrednosti za vrh barvnega vala

MRZLEK KARST SPRING, ITS CATCHMENT AND PROTECTION AREA

S u m m a r y

At the foot of high karst among Idrijca, Soča and Vipava rivers there are important karst springs caught for water supply of near lying settlements. Regarding traffic and density of population the catchment area of Mrzlek is the most exposed. The waters from Banjška planota and Trnovski gozd are flowing in it. This region is built by mezozoic limestones and dolomites and by eocene and cretaceous flysch. Permeable and impermeable rocks belong to Trnovo nappe, over-thrusted to impermeable flysch base, representing on the border of karstified rocks the impermeable dam. The rocks are crushed and faulted in dinaric and transverse directions as well as in the direction north-south. Crushed zones are more favourable for underground water flows, hence there the majority of permanent and periodical karst springs occurs. From impermeable surface the waters flow in smaller sinking streams.

In the autumn 1980 water tracing experiment with 20 kg of Uranine was carried out in Čepovan brook. Heavy rain followed longer dry period and superficial and underground waters quickly augmented. The dye appeared in low concentrations in springs along Soča near Mrzlek, partly near Avšček and Idrijca too. It means that Čepovan brook flows in three different ways, northwards to Hotešk, westwards to Avšček and southwards to Mrzlek. Springs are from 7,6 to 13 km distant from the ponor, the dye has taken 400 to 700 hours, i. e. average apparent speed 0,87 to 0,31 cm/sec.

Low discharge and great dilution represent the most important characteristic of this water tracing. The runoff into three different directions is dependent upon geotectonic structure and upon the way of transfuse in this karst after extremely heavy rain. The majority of karst water flows southwards. Smaller permanent springs on the northern and western side of Banjška planota have their own background from where a part of water flows into periodical effluents. Detailed hydrological delimitations between springs and effluents have to be proved by further water tracing experiments.

The mixture of underground runoff from different parts of Banjška planota and the orientation of greater part of these waters towards Mrzlek spring require special measures on the whole region for the quality protection of this important water source on Goriško.

**GEOLOŠKA ZGRADBA
POŽIRALNEGA OBROBJA PLANINSKEGA
POLJA**

(S 6 SLIKAMI)

**GEOLOGIC SETTING OF THE PLANINA POLJE
PONOR AREA**

(WITH 6 FIGURES)

J O Ž E Č A R

**SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981**

VSEBINA

Izvleček — Abstract	78 (4)
UVOD	79 (5)
DOSEDANJE RAZISKAVE	79 (5)
METODIKA DELA	80 (6)
LITOLOŠKO STRATIGRAFSKI PODATKI	80 (6)
Zgornji trias	80 (6)
Jura	81 (7)
Kreda	83 (9)
<i>Spodnja kreda</i>	84 (10)
<i>Zgornja kreda</i>	85 (11)
TEKTONSKE RAZMERE	86 (12)
Zgradba prelomnih con in njihova hidrološka vloga	86 (12)
Narivne enote	90 (16)
Prelomna cona idrijskega preloma	91 (17)
STRATIGRAFSKO LITOLOŠKA ZGRADBA DNA PLANINSKEGA POLJA	94 (20)
PONIKALNA OBMOČJA NA OBROBJU PLANINSKEGA POLJA IN NJIHOVA ODVISNOST OD GEOLOŠKE ZGRADBE	95 (21)
VPLIV GEOLOŠKE ZGRADBE NA NEKATERE MORFOLOŠKE IN SPELEOLOŠKE POSEBNOSTI V ZALEDJU PONIKALNEGA SISTEMA PLANINSKEGA POLJA ..	97 (23)
SKLEPI	100 (26)
LITERATURA	102 (28)
GEOLOGIC SETTING OF THE PLANINSKO POLJE PONOR AREA (Summary)	104 (30)

Izvleček

UDK 551.448(497.12-14)

Čar Jože: Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja.

Acta carsologica SAZU, 10, 75—105, Ljubljana, 1982, lit. 36.

S kartiranjem v merilu 1:5.000 je ugotovljenih več litološko-stratigrafskih novosti in bistveno dopolnjena tektonska slika požiralnega obrobja Planinskega polja. Natančneje so locirane že znane in na novo ugotovljene narivne enote in prelomi. Definirane so zdrobljene, porušene in razpoklinske cone in opredeljena njih hidrogeološka vloga. Obravnavana je morfološka odvisnost škrapelj, vrtač in udornic od geološke zgradbe. Domnevana je geološka zgradba skalnega dna kraškega polja, ki je pokrita s kvartarnimi naplavinami.

Abstract

UDC 551.448(497.12-14)

Čar Jože: Geologic setting of the Planina Polje ponor area.

Acta carsologica SAZU, 10, 75—105, Ljubljana, 1982, Lit. 36.

By mapping in 1:5.000 scale several lithologico-stratigraphical units were stated and thus essentially supplemented the tectonic picture of Planina polje ponor area. More in detail were located already known and recently stated thrust units and faults. Crushed, fractured and fissured zones were defined and their hydrogeological role stated. Morphological dependency of grikes, dolines and collapsed dolines upon geologic setting is treated. Geologic structure of karst polje rocky bottom, covered by quaternary deposits, is supposed.

Naslov — Address

Jože Čar, dipl. ing. geol.
Razvojno projektivni center, Idrija
65280 Idrija
Jugoslavija

UVOD

Prva razmišljanja o vodni akumulaciji na Planinskem polju ter njeni energetska izrabi so stara že sedemdeset let. Posebno intenzivna obdobja obsežnih in vsestranskih raziskav polja in njegove širše okolice so se zvrstila po drugi svetovni vojni. O tem so bila napisana obsežna poročila ter objavljenih več razprav. Kljub nesporno visoki kvaliteti doslej opravljenih terenskih del raziskave niso dale odgovorov na vsa, za morebitno akumulacijo pomembna vprašanja. Na podlagi doslej znanih podatkov s severnega in jugovzhodnega obrobja Planinskega polja ni bilo mogoče opredeliti odvisnosti številnih požiralnikov in ponikev ter drenažnih kanalov od litoloških oziroma tektonskih elementov. Z novimi raziskavami smo želeli to vprašanje vsaj delno rešiti, med drugim pa tudi spoznati nastanek nekaterih površinskih kraških pojavov ter oceniti hidrološko vlogo različnih tektonskih con.

DOSEDANJE RAZISKAVE

Prve še danes veljavne podatke o triasnih, jurskih, krednih in eocenskih sedimentih v širši okolici Planinskega polja je podal v začetku stoletja F. K o s s m a t (1897, 1905). V zvezi z izdelavo projekta za vodno akumulacijo Planinskega polja je bilo v letih 1949 do 1952 in 1955 do 1957 opravljeno geološko kartiranje, hidrološko sledenje, obsežna vrtalna dela (266 strojnih in ročnih vrtin), geomehanske raziskave ter geoelektrično sondiranje. Rezultate omenjenih raziskav je ovrednotil in interpretiral M. B r e z n i k (1961). Objavil je tudi geološko karto Planinskega in Cerkniškega polja, ki sta jo izdelala M. P l e n i č a r in A. N o s a n (1957). Leta 1976 je Breznikove podatke dopolnil D. R a v n i k z rekonstrukcijo kameninske podlage Planinskega polja na osnovi geoelektričnega sondiranja (D. R a v n i k, 1976). Po obsežnih hidroloških raziskavah v letih 1972 do 1975 so bile natančneje definirane tudi generalne smeri pretakanja vode iz Cerkniškega in Planinskega polja proti Ljubljanskemu barju (urednika: R. G o s p o d a r i č in P. H a b i č, 1976).

Obsežen kronološki pregled stratigrafskih, paleontoloških in tektonskih raziskav širše okolice Planinskega polja in Logaške planote je podal S. B u s e r (1974, 1978) ter nekatere najpomembnejše zaključke tudi ovrednotil (1974). Pregled najpomembnejše literature, ki se ukvarja tudi z geološkimi razmerami na obravnavanem območju, je podan v tolmaču k osnovni geološki karti SFRJ list Postojna (M. P l e n i č a r 1970).

Stratigrafski in litološki razvoj jurskih in krednih sedimentov v širši okolici Planinskega polja je obdelan v delih M. P l e n i č a r j a (1961, 1968, 1970, 1973, 1974), K. G r a d a (1962), S. B u s e r j a (1965 a, 1965 b, 1968, 1974, 1976, 1978) in F. Š u š t e r š i č a (1971, 1972). Litostratigrafske posebnosti zgornjetriasnega dolo-mita, jurskih in krednih kamenin med Lazami in Kalcami sta še posebno natančno obravnavala F. Š u š t e r š i č (1972) in s. B u s e r (1974).

METODIKA DELA

Za rešitev geološko-morfološko-hidroloških razmer ponornega obrobja Planinskega polja smo zastavili novo kartiranje terena med Ivanjim selom, Podstenami in Grčarevcem na topografski podlagi 1 : 5.000. Izkušnje pri kartiranju na Idrijskem so namreč pokazale, da moremo izjemno zapleteno prelomno cono idrijskega preloma, znotraj katere je tudi Planinsko polje, uspešno razvozljati le s takim podrobnim geološkim kartiranjem.

Logična tektonska razlaga raziskanega terena pa seveda ne bi bila možna brez podrobne litološke razčlenitve že znanih stratigrafskih enot. Na močno zakraselem, težko prehodnem in zaraščenem terenu smo dosledno sledili litološke in strukturne kontakte med stratigrafskimi in tektonskimi conami. Zaradi komplicirane geološke zgradbe terena smo podatke znotraj posameznih tektonskih in stratigrafskih enot dopolnjevali s profiliranjem na razdaljah okrog 50 m ter zgoščenim merjenjem vpadnic plasti. Pri terenskem delu in interpretaciji smo upoštevali litološke in stratigrafske kriterije, ki so jih opredelili predhodni raziskovalci, posebno pa še S. Buser (1965 a, 1965 b, 1974, 1978), M. Pleničar (1970) in F. Šušteršič (1972).

LITOLOŠKO STRATIGRAFSKI PODATKI

Naše geološko kartiranje Planinskega polja in njegovega obrobja je imelo predvsem litološko — tektonski značaj. V stratigrafijo se podrobneje nismo spuščali, čeprav opozarja S. Buser (1974), da imamo na raziskovanem ozemlju več nerešenih stratigrafskih problemov. Naj omenimo le mejo med triasom in juro ter spodnjo in zgornjo kredo. Kljub trudu doslej še ni uspelo določiti s fosili podprte meje med omenjenimi stratigrafskimi enotami. Primerjava znanih stratigrafskih podatkov z rezultati novega kartiranja pa je pokazala, da gre za sorazmerno majhne debeline "problematičnih" sedimentov znotraj enakih petrografske litoloških členov tako, da je dosedanje znanje o starosti kamenin tega območja za reševanje zastavljenih problemov povsem zadovoljivo.

Nova opazovanja zaporedja litoloških členov in njihovih značilnosti na območju Lanskega vrha ter ozemlja med Lazami in Kališami (sl. 2) se dobro ujemajo z že zbranimi podatki s tega ozemlja (F. Šušteršič, 1971, 1972; S. Buser, 1974, 1978). Nekoliko večje razlike nastopajo na območju Grahovš na južnem obrobju Planinskega polja (sl. 2). Pri opisu litološko-stratigrafskih enot ne bomo ponavljali celotnega že objavljenega znanja o posameznih členih, pač pa bomo podali le njihove osnovne značilnosti in jih dopolnili z novimi opazovanji.

ZGORNJI TRIAS

Najstarejša kronostratigrafska enota v okolici Planinskega polja je zgornjetriasni dolomit. Gradi južni in jugozahodni del Lanskega vrha tja do Grčarvca, jugovzhodno polovico Jakovskega griča, celotno ozemlje med Hasbergom in Uncem, večja območja Grahovš in Kali ter predeli Ivanjega sela (sl. 1).

Zgornjetriasni dolomit je razvit v 1,5 m do 7 cm debelih plasteh. Kamenina je svetlo do temno siva, mestoma porozna ali zrnata. Vmes se pojavljajo tanjše ali debelejše plasti stromatolitnega dolomita. Na številnih mestih smo opazovali izsušitvene pore,

''nadplimski'' konglomerat in korozijske votlinice. Na Jakovskem griču ter v okolici Grčarevca zasledimo tanjše vložke dolomitnega laporja ali lapornatega dolomita ter ponekod singenetske brečaste vložke (S. Buser, 1974). Na območju Lanskega vrha se 20 do 30 m pod prvim vložkom liasnega apnenca pojavljajo nepravilne leče temnega, bituminoznega, grobo zrnatega dolomita z značilnim rjavkastim odtokom pri prepevanju. Lateralno in vertikalno prehaja v sivo zrnato kamenino. Pri Ivanjem selu ter na območju Grahovš prehaja svetlo siv in zrnat, pogosto stromatoliten dolomit postopno v temnejšo zrnato kamenino.

V opisanih dolomitnih različkih vodilni fosili doslej še niso bili najdeni. Norijsko-retijsko starost dokazujejo zvezni prehodi v jurske sedimente.

JURA

Prehod zgornjetriasnega dolomita v jurske kamenine je na kartiranem ozemlju zvezen. S. Buser (1974, 1978) postavlja mejo med triasom in juro tam, kjer med debelo zrnatim dolomitom ne opazujemo več stromatolitnega dolomita. Pri tem opozarja, da je razmejitev postavljena na osnovi litološke spremembe kamenine in ne sloni na biostratigrafskih dokazih.

Na podlagi opazovalnih sedimentacijskih tekstur sklepamo, da je zgornjetriasni dolomit na raziskanem terenu nastajal tako kot na številnih področjih drugod po Sloveniji, v zelo plitvem delu karbonatnega šelfa, kjer so se menjavali nadplimski, medplimski in podplimski pogoji sedimentacije. Menimo, da prekinitev stromatolitne sedimentacije vsekakor ni sinhrona, posebno pa ne na širšem področju. To nam potrjujejo tudi razmere na Lanskem vrhu (sl. 2). Prvi apneni horizont z lepimi ostanki litotid, ki so ponekod kamenotvorne, ter drugih školjk in polžev, prištevamo že srednjemu liasu (S. Buser, 1974, 1978). Ponekod najdemo pod njim približno 4 m skoraj črnega, bituminoznega, zrnatega, značilnega jurskega dolomita, ki prehaja lateralno v siv ali svetlo siv zrnat dolomit. Na številnih mestih je torej siv ali svetlo siv dolomit, ki ga na oko ne moremo ločiti od zgornjetriasnega, v stiku s prvim litotidnim apnenim horizontom. Kontrola stromatolitnih nivojev kaže, da se lahko pojavljajo prvič od 10 do 50 m pod prvimi apnenimi plastmi. V takih razmerah brez vodilnih fosilov seveda ni mogoče postaviti meje med triasom in juro.

Pri našem delu smo se držali litološkega načela. Mejo med triasom in juro smo potegnili tam, kjer prevlada eden ali drugi litološki tip dolomita.

Popolni profil jurskih kamenin opazujemo na Lanskem vrhu nad Grčarevcem. Pri Ivanjem selu in na Grahovšah pa imamo ohranjen le prehod triasa v juro ter najnižje jurske plasti (sl. 1 in 2).

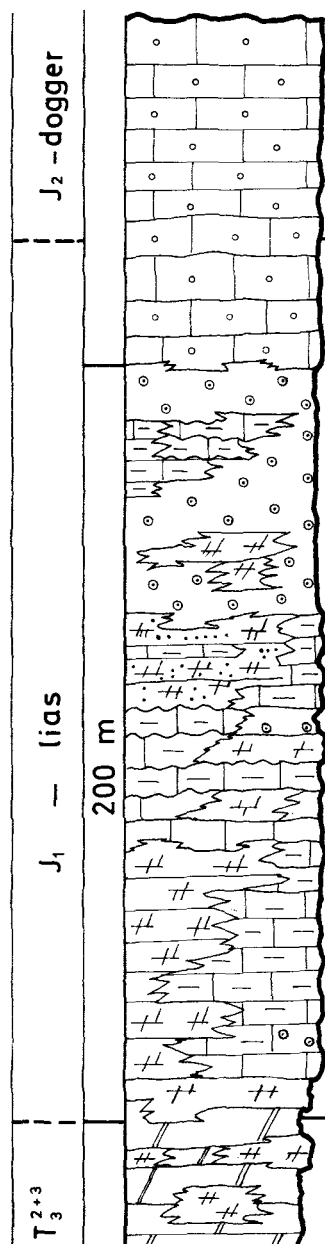
Lanskovški profil liasnih kamenin se odlikuje s pisanim razvojem ter hitrim bočnim in vertikalnim menjavanjem litoloških členov (sl. 2). Kamenine prištevamo na podlagi superpozicije in fosilov k spodnjemu in srednjemu liasu, najvišji oolitni horizont pa že zgornjemu liasu (S. Buser, 1974, 1978). Nad horizontom z velikimi ooidi sledi na Lanskem vrhu najprej nekaj metrov poroznega apnenca z rožnatim odtokom, nato pa v plasteh od 0,5 do 1,5 m svetlo siv in temno siv mikritni apnenec s pogostimi stilolitskimi šivi in školjkovitim lomom. Vmes opazujemo večje ali manjše leče sivega drobnega oolitnega apnenca s prehodi v mikritne kamenine.

V opisanih sedimentih so bili doslej odkriti le redki netipični mikrofosili. Njihova zgornjeliasna in doggerska starost je opredeljena z normalno lego nad kameninami, v katerih so našli srednjeliasne fosile ter pod apnenici z značilno malmsko fauno. (S. Buser, 1965, 1974, 1978).

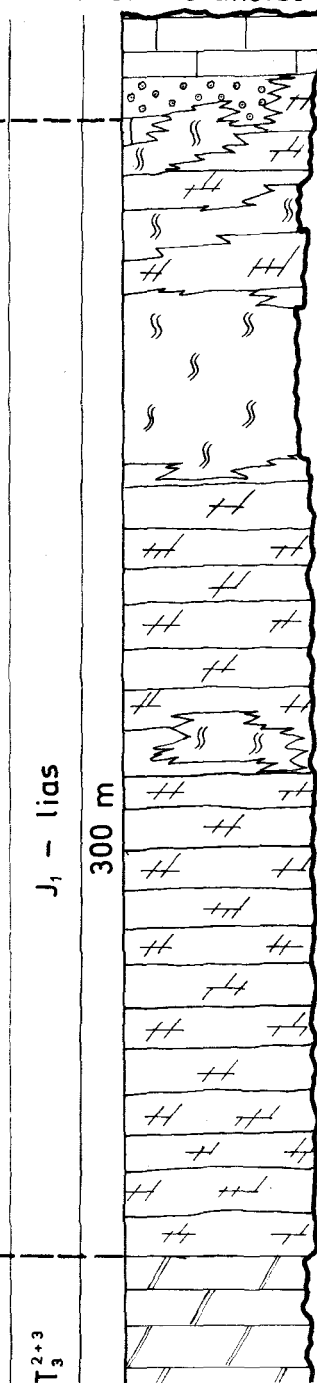
Legenda na sliki 1. in strani 105 (31)

Explanation on Fig. 1. and P. 105 (31)

Profil Lanski vrh



Profil Grahovše



Slika 2.
Fig. 2.

Sledi še vedno mikriten, vendar svetlejši, ponekod skoraj bel apnenec z rumenim odtenkom. V mikritnih kameninah najdemo svetlo sive grebenske organogene, oolitne in peščene apnenice. V grebenskih kameninah so bili najdeni številni hidrozoji, korale in hetetide. Zbrani fosili kažejo na spodnjemalmsko starost. (S. B u s e r, 1974).

Ob poti Grčarevac — Kališe (sl. 1) prehaja malmski apnenec zvezno, vendar ostro v skoraj bel, grobo zrnat dolomit. Zgornjemalmska starost teh plasti je dokazana z algama *Clypeina jurassica* Favre in *Salpingoporella annulata* Carozzi (S. B u s e r, 1974).

Liasne, doggerske in spodnjemalmske plasti dosežejo na Lanskem vrhu debelino okoli 625 m.

Opisane jurske kamenine grade poleg osrednjega dela Lanskega vrha tudi njegovo pobočje severno od Grčarevca, kjer se liasni členi izklinjajo med prelomi. Jurske kamenine v enakem razvoju najdemo kot zaklinjene bloke še na strmini Čela v Podstenah, na Jakovskem griču ter v zaledju Milavčevih ključev (sl. 1 in 3).

Pomembna značilnost razvoja pri Ivanjem selu je sorazmerno hiter prehod triasnega stromatolitnega dolomita v temnejši, zrnati, pogostoma bituminozni dolomit, ki smo ga že prišteli listu (sl. 2). Liasni dolomit je plastovit. Na nekaterih lokacijah opazujemo le nekaj cm do dm debele plasti z vložki rdečkastih glinastih dolomitnih laporjev. V teh horizontih je razvita tudi postopna zrnavost ter navzkrižna plastovitost. Kamenino karakterizirajo značilni odtenki rjavkaste barve. V dolomitnih plasteh ali pod apnencem, ki leži nad njimi, opazujemo za obravnavani profil zelo značilen dolomitiziran apnenec (sl. 1). Kamenina se nahaja v večjih ali manjših, bolj ali manj nepravilnih lečah ali plasteh s hitrimi prehodi v dolomit ali apnenec. Po barvi se dolomitiziran apnenec hitro spreminja v vertikali in horizontali. Najpogostejša niansa je rožnata, opazujemo pa tudi rjave, sive in skoraj bele odtenke. Obravnavana kamenina je največkrat močno porozna in podobna satastim kameninam. Imenovali jo bomo dolomitizirani porozni apnenec. Podobno kamenino opazujemo kot tanke vložke v enakem položaju tudi na Lanskem vrhu.

Opisane kamenine opazujemo v severnem pobočju Grahovš na jugovzhodnem obrobju Planinskega polja, v vrtačastem svetu levo od ceste Planina — Unec ter zahodno od Ivanjega sela. Dolomit in dolomitiziran porozni apnenec sta debela okoli 290 m. Na podlagi superpozicije, primerjave debelin in litoloških značilnosti smo ju prišteli liasu (sl. 2). V zaledju Milavčevih ključev sledi nad opisanimi kameninami le nekaj metrov oolitnega apnenca nato pa čez 360 m svetlo sivega do temno sivega, lepo plastnatega mikritnega apnenca, ki je vsaj delno že doggerske starosti. Okrog 30 m enakega apnenca je ohranjenega na zahodnem pobočju Grahovš ter na robu Planinskega polja pod glavno cesto Planina — Unec (sl. 1 in 3).

KREDA

Zapleteno problematiko starostne razmejitve med spodnjo in zgornjo kredo na kartiranem ozemlju je natančneje obravnaval S. B u s e r (1974). Očitno bo dala zadovoljiv odgovor le zelo temeljita paleontološka analiza. Z upoštevanjem paleontoloških in litoloških kriterijev, ki so jih za širše območje Planinskega polja opredelili M. P l e n i č a r (1961, 1968, 1970), S. B u s e r (1965, 1974) in F. Š u š t e r š i č (1972) smo na terenu zlahka ločili spodnjekredne in zgornjekredne kamenine. Sedimenti spodnje krede kakor tudi apnenci zgornje krede imajo svojstven makroskopski izgled, ter pogostne ostanke značilnih fosilov. Vse temno sive ali sive apnenice z vonjem po bitumnu ter dolomite z ostanke rekvienij smo prišteli v spodnjo kredo. Zadnji konstanten horizont rekvienske lumakele leži približno 50 m pod erozijsko diskordanco. Nad njo leže bazalne breče ali pa svetlo sivi apnenec bogat z ostanke rudistov in hondrodont.

Spodnja kreda

Najnižji horizonti spodnjekrednih kamenin so razgaljeni na NE strani Planinskega polja v zaledju Milavčevih ključev. Na Ivanjski rebri vzhodno od tod, že opazujemo zvezen prehod krednih apnencev v malmske sedimente. Od Milavčevih ključev mimo Laz do Kališ sledimo vedno mlajše kredne kamenine (sl. 1 in 3).

Najstarejšo spodnjekredno kamenino predstavlja temno siv srednje plastovit apnenec z močnim vonjem po bitumnu in redkimi zveznimi prehodi v tanko plastovit peščen dolomit. Dolomitni vložki imajo obliko nepravilnih leč ali plasti. Za omenjene kamenine so značilni redki preseki drobnih rekvienij in miliolid. Na območju Lok in Devc SE od Laz opazujemo sredi opisanih kamenin dva nivoja svetlo sivega ali belega, masivnega ali debelo skladovitega organogenega apnenca. Horizonta nista konstantnih debelin in imata obliko obsežnih leč. Oblika, notranja zgradba ter bogastvo z različnimi organizmi, predvsem školjkami, kažejo, da predstavljajo opisane kamenine biostrome. Organogenih kamenin nismo natančneje raziskovali.

Nad organogenimi apnenci sledi ponovno temno siv, plastovit apnenec z vonjem po bitumnu. V številnih nivojih je apnenec razvit v centimetrovskih plasteh z lapornatimi vložki.

Omenjeni apnenci, posebno še tanjše plastovite variante, prehajajo navzgor in lateralno v temno siv grobo zrnat, bituminozen in tanko plastovit dolomit. Dolomit se pojavlja v posameznih plasteh ali lečah debelih od nekaj cm do več metrov ali pa v več kilometrov dolgih kompleksih z lateralnimi in vertikalnimi prehodi v apnenec. Najpogostejše opazujemo hitro, povsem nepravilno menjavanje obeh litoloških členov. Na karti smo predele, kjer prevladuje dolomit nad apnencem, izločili kot "dolomit", kar je pomembno predvsem s hidrološkega stališča. Med cesto Laze — Logatec in Škofjim Lomom smo izrisali dva močnejša dolomitna horizonta. V zgornjem so pogostne manjše notranje diskordance, ki kažejo na plitvenje in občasne nadplimske razmere v času njihovega odsedanja.

Mnogo manj dolomita, kot profili okrog Laz ter NW od tod, vključuje spodnjekredni apnenec, ki se vleče kot velik, med prelomi zaklinjen blok, od Laz na jugovzhodu čez severno obrobje Jakovskega griča pa vse do Kališ (sl. 1). Večjo dolomitno površino smo lahko izdvojili le na osrednjem delu Lanskega vrha. Litološko so kamenine povsem enake, kot najstarejši spodnjekredni apneni horizonti v zaledju Milavčevih ključev v že opisanem severnem bloku. Plastovite kamenine so zaradi močnih obrobnihi prelomov povite in pretрте. Med Podstenami in Kališami smo na štirih mestih našli preseke drobnih rekvienij.

Starost opisanih kamenin je določena na podlagi jasne superpozicije ter pogostih najdb rekvienij. Opazujemo jih v vseh omenjenih litoloških členih. Pri tem velja, da so v splošnem pod biostromami preseki rekvienij manjši in redkejši, v zgornjih delih spodnje krede pa večji, pogostejši in tvorijo več kilometrov dolge horizonte lumakel. Posebno izrazita je 2 do 3 m debela lumakela pod najvišjim dolomitnim horizontom. Po podatkih S. Buserja (1974) je bila *Requienia ammonia Goldfus* najdena le jugovzhodno od Štrukljeva in pri Smrečnici, medtem ko ostale verjetno ne pripadajo tej vrsti.

Po S. Buserju (1974) so kamenine osrednjega, med prelomi zaklinjenega pasu na Lanskem vrhu barremijske in aptijske starosti. Enako stratigrafsko lego pripisujemo apnencu v zaledju Milavčevih ključev ter biostromam. Kamenine med Lazami in Škofjim Lomom so albijske in cenomanijske starosti (S. Buser, 1974). natančnejšo starostno opredelitev bodo verjetno lahko dale raziskave fosilnih ostankov iz grebenskih apnencev.

Zgornja kreda

Na kartiranem ozemlju severno od Podsten opazujemo med spodnjekrednimi plastmi z rekvienijami in rudistnimi apnenci kotno erozijsko diskordanco. Erozijska ravnina reže pod majhnim kotom najvišje dele spodnjekrednih plasti. Na to kaže izklinjanje različnih horizontov z dokaj konstantno smerjo plasti pod erozijsko ploskvijo, pa tudi približevanje rekvienijskega horizonta rudistnim apnencem severno od ceste Kališe — Laze. Erozijska diskordanca je posebno izrazita tam, kjer se nanjo naslanjajo spodnjekredni zrnati dolomiti ali pa jo spremljajo grobe bazalne rudistne breče. Breče so sestavljene lahko tudi iz več dm velikih kosov svetlosivega organogenega apnenca s pogostnimi odlomki rudistov ali posameznih rudistnih školjk. Grobi, nesortirani klasti se pojavljajo v obliki do več 100 m dolgih in nekaj metrov debelih leč. Lečasto oblikovane plasti bazalnih breč so verjetno nastale kot lokalne zapolnitve kotanj na obrobju rudistnih biostrom zaradi velike energije valov. Na tako razlago kažejo tudi bočni ekvivalenti in krovina breč, ki jo tvori svetlo sivi in sivi apnenec bogat z velikimi rudistnimi školjkami s prehodi v biostrome. Vmes opazujemo svetle ali skoraj bele apnenec brez ostankov makroorganizmov. Opisani sedimenti se zaključijo s plastmi svetlo sivega apnenca, ki so zelo bogate z ostanki velikih rudistov in drugih školjk. V njih se na jugovzhodni strani Male in Velike Smrečnice pojavljajo notranje diskordance. Spremljajo jih korozijsko obdelane površine, nadplimske breče in rumenkasto rjavi oolitni boksiti v debelini do 1,5 m, ki jih omenja že S. Buser (1974). Največkrat opazujemo le nekaj dm rezidualnih sedimentov, zato jim v razgibanem vrtačastem svetu ni mogoče zanesljivo slediti.

Sledijo apnene kamenine, ki jih označujejo precej debeli pasovi sivega do temno sivega kalkarenita ali apnenčevega peščenjaka s številnimi organogenimi odlomki. Kot vsi doslej opisani litološki členi, tudi ta ni konstanten. Proti Podstenam prehaja v drobno zrnate kalkarenite ali pa v svetel apnenec z alokemi v velikosti melja.

Nad peščenimi plastmi se nahaja več deset metrov debel sivi zrnat apnenec, ki ima na površini gomoljast izgled. Proti severu prehaja v temnejši apnenec z redkimi roženci. Nad njim so razvite centimeterske in decimeterske plasti temno sivega apnenca, ki se menjava z močno peščenimi, organogenimi apnenimi plastmi. Vmes opazujemo tanjše plasti rudistne breče. Rudisti so majhni in se lepo ločijo od horizontov v spodnjih delih zgornje krede.

Zgornjekredno apneno serijo zaključuje svetlo sivi do skoraj bel organogeni apnenec z redkimi drobnimi preseki rudistov.

Zadnja dva nivoja se pod kotom okrog 20° prislanjata na diskordančno ravnino nad katero ležijo senonijske klastične kamenine ter paleocenski in eocenski litološki členi pri Kališah (S. Buser, 1974) (sl. 1 in 3).

Ker nas je zanimalo predvsem litološko zaporedje sedimentov se v detajlno starostno razčlenjevanje nismo spuščali. O tem sta obsežno razpravljala M. Pleničar (1961, 1968, 1970, 1973, 1974) in S. Buser (1974). Avtorja navajata vrsto značilnih in vodilnih fosilov posebno kaprinid, radiolitov, hondrodont, nerinej in hipuritov. Vzhodno od Kališ so bili ugotovljeni v belem apnencu radioliti: *Praeradiolites leymeriei*, (Bayle) *Toucas*, *Praeradiolites cylindraceus*, (Des Monlins) *Toucas*, *Radiolites galloprovincialis* var. *lamarcki*, (Math.) *Toucas*, ki so vsi vodilni za senonijsko stopnjo (M. Pleničar, 1970). Po kriterijih M. Pleničarja in S. Buserja so najnižji nivoji zgornje krede cenomanijske in turonijske starosti. Temnejše obarvani apnenci v srednjem in zgornjem delu obravnavanega profila s prehodi v apnenec z roženci pa turonijske starosti. Preostali del apnenega kompleksa prištevata senoniju.

TEKTONSKE RAZMERE

Skoraj celotno Planinsko polje in njegova širša okolica se nahajata v okviru *hrušiškega pokrova*. Le neznaten del polja tik pod Planino, grade spodnjekredni apnenci *snežniške narivne grude* (L. Placer, 1981) (sl. 1). Severni in vzhodni del polja ter njegovo obrobje prištevamo zahodnemu obrobju *vrhniško-cerkniške grude*. Ozemlje od jugo-vzhodnega roba Planinskega polja tja do Cerknice imenujemo *rakeško-cerkniška luska* (M. Breznik, 1961, S. Buser, 1965, 1974; M. Pleničar, 1970).

Poleg že omenjenih epirogenetskih premikanj na prehodu spodnje v zgornjo kredo in v zgornji kredi, ki so ustvarili pogoje za oblikovanje notranjih diskordanc in nastanek preperinskih sedimentov, poznamo tudi na kartiranem ozemlju dva tipa deformacij terciarne tektonike — starejše narivanje in mlajše subvertikalno prelamljanje. Prelomi imajo različne smeri in očitno niso enake starosti, zato so odnosi med njimi zelo zapleteni.

ZGRADBA PRELOMNIH CON IN NJIHOVA HIDROLOŠKA VLOGA

Pri geološkem kartiranju ponornega zaledja Planinskega polja v merilu 1 : 5000 smo zbrali številne podatke o poteku, medsebojnih odnosih, zgradbi, morfologiji in stopnji pretrtosti kamenin ob posameznih prelomih in narivih. Pri opisu opazovanih pojavov v pretrtih conah smo imeli veliko težav, saj nomenklatura prelomnih in narivnih elementov doslej ni bila urejena. L. Placer (v tisku) je pripravil splošni opis ter podal shemo poimenovanja posameznih elementov zgradbe prelomov. V okviru vsake *prelomne cone* loči L. Placer (v tisku) *notranjo in zunanjo prelomno cono*. Notranjo prelomno cono, ki je navzven omejena z *mejnimi prelomnimi ploskvami*, zapolnjujejo običajno kataklastične kamenine. Bistveni strukturni element v notranji prelomni coni je *glavna prelomna ploskev*. Glavno in mejni prelomni ploskvi povezujejo *notranje prelomne ploskve*, ki ločijo različne kataklastične stopnje med seboj ali pa potekajo v njih samih. Zunanja prelomna cona je nasproti notranji omejena z *mejnimi prelomnimi ploskvami*, navzven pa meje ni mogoče določiti brez detaljnega preučevanja spremljajočih deformacij. V zunanji prelomni coni opazujemo običajno številne *spremljajoče in vezne prelome*. Podobne tektonske elemente opazujemo ob *narivnih conah*.

Celotno ozemlje med Grčarevcem, Lanskim vrhom, Lazami ter kartiranimi tereni okrog Ivanjega sela se nahajajo v območju prelomne cone idrijskega preloma. Bloki med prelomi so relativno dvignjeni ali spuščeni in sestavljeni iz različno starih kamenin (sl. 3). Med prelomi zaklinjeni bloki kamenin so tektonsko bolj prizadeti od sosednjih območij. Posamezne prelome spremljajo različne pretрте cone, ki se med seboj razlikujejo ne le od preloma do preloma, pač pa se njihov značaj spreminja tudi vzdolž iste prelomne črte. Glede na kataklastično stopnjo spremenjenosti kamenin ob prelomu ločimo *zdrobljeno, porušeno in razpoklinsko cono*. Prvi izraz je natančno definiral L. Placer (v tisku), druga dva uvajamo na novo in ju predlagamo v uporabo.

1. Zdrobljena cona

Celoten kompleks tektonsko močno pretrtih kamenin imenujemo *zdrobljeno cono*. Ločimo lahko *notranjo in zunanjo zdrobljeno cono*, pač odvisno od njene lege. Karakterizirajo jo *tektonska glina, milonitna moka* in *milonitni drob* ter *breča* (L. Placer, v tisku). Kakšen tip kataktastičnih kamenin bo nastal v zdrobljeni coni je odvisno od vrste kamenin po katerih prelom poteka ter načina in dolžine premikanja.

a) *Tektonska glina* se pojavlja v notranji zdrobljeni coni običajno ob glavni drsni ploskvi, posebno še, če poteka po mehkih skrilavih kameninah.

b) *Milonitna moka* in *milonitni zdrob* se pojavljata skoraj dosledno v dolomitnih kameninah. Najpogostejša sta na stikih dolomit — dolomit ali redkeje na kontaktu dolomita in apnenca. V zadnjem primeru je milonit razvit le v dolomitu, v apnencu pa breča. Miloniti so običajno neprepustni in predstavljajo pomembne hidrološke ekrane.

c) *Tektonska breča* nastaja v sorazmerno ozkih pasovih predvsem v apnencih, tu in tam tudi v dolomitih. Brečasti pasovi so v zunanjih prelomnih conah sorazmerno tanki in dosežejo debelino le nekaj decimetrov. Več metrov debele breče opazujemo v bližini stika dveh močnih prelomnih con ali tam, kjer se taki coni približata. Apneni klasti so med seboj trdno sprijeti z bistveno drobnejšo frakcijo drobirja ali pa z rdečkasto rjavo obarvano zaglinjeno kalcitno maso. Tektonska apnena breča je korozijsko in erozijsko običajno odpornejša od obdajajočih kamenin in zato morfološko izstopa iz neposredne okolice. Pasovi tektonske breče so slabo prepustni, če so zaglinjeni pa neprepustni. V apnencih jih včasih nadomesti "zmečkanina", kjer je kamenina toliko spremenjena, da je že plastično povita.

2. Porušena cona

Porušena cona nastopa največkrat v blokih med dvema prelomoma ter v nekaj metrskih pasovih na zunanji strani zunanje zdrobljene cone. Najdemo jo v apnencu, kakor tudi dolomitu. Za porušeno cono je značilen gost sistem kaotično razporejenih



Slika 4. Šrapasta razpoklinska cona v jurskem apnencu nad Globoščakom v zaledju Milavčevih ključev.

Fig. 4. Griked fissured zone in Jurassic limestone above Globoščak in catchment area of Milavčevi ključi



Slika 5. Morfološko dobro poudarjen prelomni stik med močno porušanim (levo) in manj pretrtim spodnjekrednim apnencem v zaledju Milavčevih ključev.

Fig. 5. Morphologically well accentuated fault contact between strongly crushed (left) and less fissured Lower Cretaceous limestone in catchment area of Milavčevi ključ

krajših ali daljših prelomnih ploskev. Celoten pretrt paket kamenin je tako razdeljen bodisi na centimetrške, decimetrške pa tudi metrske ali več deset metrske bloke, ki so nesprijeti ali slabo sprijeti ter drug nasproti drugemu bolj ali manj premaknjeni v različnih smereh. Notranja struktura odlomkov in blokov običajno ni pretrta in se na tak način dobro ločijo od delcev, ki sestavljajo tektonsko brečo. Porušena cona je ponavadi močna kalcitizirana, bogata z infiltrirano terra rosso, močno porozna in zato dobro prepustna. Pomembno komunikacijsko vlogo imajo porušene cone v dolomitnih terenih (sl. 5).

3. Razpoklinska cona

Razpoklinska cona predstavlja do več sto metrov širok bolj ali manj gost usmerjen sistem razpok. Znotraj nje opazujemo metrske, več deset metrske ali celo več sto metrov dolge šibkejše prelome. V številnih primerih prelomi na omejenih razdaljah obrabljajo razpoklinsko cono. Premiki ob razpoklinski coni so praviloma neznatni. Vpad in smer plasti sta zato, glede na okoljne terene, običajno nespremenjena. Na kartiranem ozemlju opazujemo najpogostejše sisteme v dinarski smeri NE-SW ali skoraj v smeri N-S. Razpoklinske cone so odlično prepustne in so poleg porušeni con najpomembnejše hidrološke prevodnice obravnavanega ozemlja.



Slika 6. Požiralnik Lebanova žaga pod Lanskim vrhom je nastal v zgornjetriasnem dolomitu. V njegovih dolomitnih stenah opazujemo dobro razvit razpoklinski sistem.

Fig. 6. Ponor near Lebanova žaga under Lanski vrh developed in Upper Triassic dolomite. In dolomitic walls well developed fissured system could be seen.

Potek zdrobljenih, porušenih in razpoklinskih con nakazujejo sistemi vrtač, pregibi pobočij, sedla ter terenske zajede in doline. Naštete marfološke oblike se ločijo med seboj v odvisnosti od tega katera izmed con predstavlja osnovo za njegovo oblikovanje ter v kakšnih kameninah so nastale. Tu omenimo le, da močne zdrobljene cone s kompaktno brečo dostikrat izstopajo kot izraziti grebeni. Karakteristična posebnost razpoklinskih con na apnenih terenih pa so dobro razviti sistemi škraplj. Na dolomitu drobnih morfoloških oblik ne opazimo zaradi mehanskega značaja dolomita in pokritosti terenov (sl. 4 in 6).

NARIVNE ENOTE

Zapletene tektonske razmere v okolici Kališ je že F. Šušteršič (1972) razlagal z narivi. Tudi S. Buser (1974) ne izključuje možnosti, da so jurske kamenine in spodnjekredni apnenec na območju med Kalcami, Košovcem in Grčarevcem narinjeni proto jugu na zgornjekredni apnenec in senonijske klastične kamenine. Oba menita, da so to lahko ostanki koševniškega pokrova glede na idrijsko ozemlje (I. Mlakar, 1969).

Kartiranje je pokazalo, da leži v neposredni okolici Kališ zgornjekredni rudistni apnenec na eocenskem flišu (sl. 1). Narinjene kamenine vpadajo proti NE, medtem, ko se apnenci v neposredni podlagi fliša usmerjeni proti W. Narinjene apnenci so svetlo sivi do sivi, bogati s preseki velikih rudistov in se torej makroskopsko dobro ločijo od apnenca v podlagi fliša. Opisane kamenine še najbolj ustrezajo cenomanijsko — turonij-skemu apnencu, ki leži nad zgornjekredno rudistno bazalno brečo ali neposredno na spodnjekrednemu apnencu. Kamenine so v bližini kontakta porušene. Fliš je zdrobljen v večji debelini, apnenec pa je nekoliko manj poškodovan. Narivna ploskev s tektonsko brečo je na pregledanem območju vidna na nekaj mestih. Zahodno od Kališ se pojavljajo dodatni zapleti narivnega značaja. Za temeljitejšo razlago tektonskih razmer okoli Kališ je doslej kartirano ozemlje še mnogo premajhno. Očitno pa je, da pripadajo na flišne sedimente narinjeni zgornjekredni apnenci obravnavanega ozemlja *koševniški vmesni lusk* (I. Mlakar, 1969; L. Placer, 1981) (sl. 1).

Razmere na Kališah povsem ustrezajo podaljškom struktur, ki so bile ugotovljene na območju Novega sveta pri Hotedršici (I. Mlakar, 1969) in na Strelškem vrhu (S. Buser, 1965 b; OGK, list Postojna, 1967; M. Pleničar, 1970; I. Mlakar, 1969).

O narivu Hrušice na snežniško območje (OGK, list Postojna, 1967; M. Pleničar, 1970; L. Placer, 1981) oziroma predjamskem narivu (R. Gospodarič in P. Habič, 1979) na območju med Planino in Uncem, je že dovolj znanega. Na pregledanem terenu je narivna ploskev zgornjetriasnega dolomita Hrušice na spodnjekredne apnenec *snežniške narivne grude* vidna na več mestih. Vpada v povprečju od 20 do 25° proti NE.

Povsem nov problem odpira tektonska zgradba Grahovš zahodno od Ivanjega sela. Tu je bila ugotovljena zapletena narivna zgradba, vkleščena med subvertikalne prelome. Kartirano območje je premajhno, da bi natančneje opredelili značaj narinjenih enot (sl. 1 in 3).

Na stromatolitni zgornjetriasni dolomit s konstantnim vpadom okoli 25 — 40° proti NNW, je narinjen paket kamenin, ki ga sestavljajo v glavnem spodnjekredni sedimenti in tu in tam zgornjetriasni stromatolitni dolomit. Ploščo kamenin bomo imenovali *ivanjeselska narivna enota* (sl. 1). Je spremenljive debeline in jo opazujemo kot pas

pretrtih kamenin, ki obkrožajo greben Kali in se kot nepravilen erozijski ostanek potegne čez avtocesto v Ivanje selo. Mestoma je celo izklinjen (sl. 1). Na območju N od unškega dovoza na avtocesto opazujemo le nekaj metrov močno milonitiziranih in pretrtih kamenin, ki so delno kalcitizirane in regenerirane. Pogoste so rdeče glinaste infiltracije ter kosi rdečkaste sige. V vseku na E strani Kali opazujemo sredi spodnjeliasnega bituminoznega dolomita, ki je lahko del narivne enote ali pa je odtrgan od podlage. Vpad neporušenih litoloških členov ivanjeselske narivne enote lahko opazujemo ob cesti Planina — Unec na W strani Grahovš. Tu je debelina ohranjenega liasnega zrnatega dolomita z vložki dolomitiziranega poroznega apnenca in sivega mikritnega apnenca okoli 150 m. Kamenine vpadajo v splošnem proti jugu in predstavljajo poševni rez normalnega zaporedja kamenin (sl. 1 in 3).

Na kamenine ivanjeselske narivne enote je narinjen siv do temno siv zgornjetriasni stromatolitni dolomit s konstantnim vpadom okoli 40° proti NNW. Tektonsko enoto imenujemo *unška narivna enota* (sl. 1).

Narivni ploskvi ivanjeselske in unške narivne enote sta ali subhorizontalni ali pa vpadata proti N in NE. Na območju z ledinskim imenom Štacnarjeva gmajna pogleda izpod narivnih enot zgornjetriasni dolomit podlage. Omenjene geološke razmere predstavljajo zanimiv strukturni element — dvojno erozijsko tektonsko okno.

Opisani narivni enoti sta razen v SE strani omejeni z vertikalnimi prelomi. Kje naj bi ležali njihovi morebitni podaljški SE in NE od prelomne cone idrijskega preloma zaenkrat še ne moremo soditi.

Nad Uncem opazujemo svetlo siv apnenec, verjetno spodnjekredne starosti, ki leži na zgornjetriasnem dolomitu (A. N o s a n , 1957; R. G o s p o d a r i č in P. H a b i č , 1979). Narivna ploskev je vidna ob cesti Unec — Postojna ter v peskokopu zahodno od tod, kjer vpada za 25° proti SW. Milonitna moka in zdrob sta tu debela več metrov. Ali je erozijski ostanek domnevno spodnjekrednega apnenca pri Uncu nova narivna enota — glede na opisane razmere na Grahovšah — ali ne, zaenkrat ni mogoče ugotoviti. Sodeč po litostratigrafskih členih ivanjeselske narivne enote ter njihovega vpada, pa je apnenec prav lahko del te narivne enote.

Zapletene narivne razmere pričakujemo tudi na ozemlju med Uncem in Cerkniškim poljem.

PRELOMNA CONA IDRIJSKEGA PRELOMA

V naslednjih odstavkih bomo obravnavali le tiste karakteristike prelomne cone idrijskega preloma, ki so pomembne za razlago hidroloških razmer na ponorni strani Planinskega polja.

Območje prelomne cone idrijskega preloma je sestavljeno iz številnih prelomov. Glavne prelome obravnavanega ozemlja so poimenovali že starejši raziskovalci (F. Š u š t e r š i č , 1972; S. B u s e r , 1974). V naslednjih odstavkih bomo njihove ugotovitve delno korigirali. Dopolnitve zadevajo tudi potek in medsebojno povezovanje prelomnic na površini.

Osnovno tektonsko mrežo kartiranega ozemlja tvorijo dinarsko usmerjeni prelomi (sl. 1). Zunanji prelom na SW strani prelomne cone idrijskega preloma je *grčarevski prelom* za katerega sodimo po podatkih o poteku zahodno od Grčarevca, da predstavlja podaljšek zalinega preloma (I. M l a k a r , 1969). Njegovo prelomno cono smo pregledali pri Podgori, kjer prihaja na Planinsko polje (sl. 1).

Na drugi strani Planinskega polja se grčarevski prelom vleče po morfološko izraziti zarezi ob glavni cesti Planina — Unec ter čez Unško polje do roba kartiranega ozemlja (sl. 1).

Slabo razgaljen in porasel teren med Lanskim vrhom ter obrobjem polja pod Grčarevcem sekata dve dinarsko usmerjeni zdrobljeni coni zapolnjeni z milonitom. Južnejša je precej šibkejša od severnejše. Ker je kartirano ozemlje premajhno, ni bilo mogoče ugotoviti ali gre za dva preloma ali pa je šibkejša pretrta cona le spremljajoči prelom. Močnejšo zdrobljeno črto je S. Buser (1974) poimenoval idrijski prelom, kar pa se nam zdi za sorazmerno šibko pretrto cono neprimerno. Imenovali smo ga *hotenjski prelom* (sl. 1).

Naslednji je *lanskovski prelom* (sl. 1). Sledili smo mu od ceste Grčarevec—Kališe pa do Lebanove žage in Rup na severnem robu Planinskega polja. Razen v severozahodnem delu, kjer opazujemo v njegovi notranji prelomni coni grobe tektonske breče, je prelomu v nerazgaljenem in poraslem južnem pobočju Lanskega vrha, težko slediti. V osrednjem delu Lanskega vrha se na južno stran od obravnavanega preloma odcepi prelomna cona, ob kateri se klinijo srednje in spodnjejurski litološki členi. Odnosi med kameninami znotraj bloka so zapleteni z veznimi prelomi (sl. 1 in 3). Med lanskovskim in hotenjskim prelomom opazujemo splet veznih in spremljajočih prelomov, ki močno zapletajo lokalne geološke razmere. Natančneje smo lahko definirali tri. Vsi prelomi potekajo po zgornjetriasnem dolomitu. Spremljajo jih zdrobljene cone zapolnjene z milonitnim zdrobom in moko ter porušene cone.

Proti severovzhodu sledi najmočnejši prelom. Ocenili smo, da se je ob njem izvršil največji premik, zato smo ga imenovali *idrijski prelom* (jakovski prelom — po S. Buserju, 1974). Opazovali smo ga od območja Kališ, čez Lanski vrh na prehod Strževca ter čez celotni Jakovski grič do Laz (sl. 1). Prelom ni vertikalni, vpada od 60° do 45° proti severovzhodu in se zato presečnica s površino značilno prilagaja morfologiji terena. Tudi ožja cona idrijskega preloma je sestavljena iz glavne in mejnih prelomnih ploskev z veznimi prelomnimi ploskvami, ki se lečasto povijajo in se na nekaterih mestih združujejo v glavno drsno ploskev. Posebno zapleteni odnosi so na Jakovskem griču in območju Strževca. Med Lazami in Jakovskim gričem najdemo klin srednjejurskega, skoraj belega ali rahlo rožnatega, mestoma oolitnega apnenca, ki se vzhodno od Jakovce izklini, ponovno pojavi severno od naselja ter izgine v pobočju Lanskega vrha. Osrednje dele Jakovskega griča grade v prelomne linije zaklinjeni spodnjeliasni bituminozni dolomit v menjavi s temno sivim apnencem. Od Tončkovega laza proti severovzhodu je v prelomni coni zaklinjen blok močno porušenega spodnjekrednega apnenca (sl. 1).

V zdrobljeni coni idrijskega preloma so dolomiti spremenjeni v debele tektonske breče. Zdrobljena cona prehaja vzdolž prelomne črte tu in tam v porušeno cono.

Paket kamenin med idrijskim in lanskovskim prelomom sestavljajo zgornjetriasni in jurski litološki členi v normalni superpoziciji. Blok kamenin je glede na sosednje relativno dvignjen.

Babindolskemu prelomu smo sledili od Kališ, mimo Podsten do Laz. Gre za prelomno območje, ki ga vseskozi označujeta dve izraziti prelomni ploskvi. Južno od Kališ sta med seboj oddaljeni le 15 m. Med njima so ob veznih prelomnih ploskvah, ki se lečasto cepijo in združujejo, zaklinjeni bloki zgornjekrednega in spodnjekrednega apnenca. Omenjene kamenine so glede na sosednje bloke pogreznjene in močno prelomnjene. V zdrobljeni coni nastopajo breče in plastično povite "zmečkanine". V okviru spremljajočih prelomov opazujemo običajno le nekaj decimetrov debele zdrobljene cone. Kamnine so pretrte in regenerirane. Do 400 m širok blok spodnjekred-

nega apnenca med babindolskim in idrijskim prelomom je glede na sosednje bloke relativno močno spušen.

Na severovzhodnem pobočju Jakovskega griča se od idrijskega preloma odcepi prelom, ki seka Strževco in se v Podstenah naslanja na babindolsko porušeno cono. K zapletenosti razmer na območju Strževce prispeva tudi krajša prelomna črta v smeri NNW, ob kateri se je izoblikovalo pobočje Lanskega vrha na območju Podsten. Z druge strani se prav na območju Strževce naslanja na idrijski prelom tudi cona preloma, ki se v višini Tončkovega laza naslanja na idrijski prelom. Tako imamo na prehodu med Lanskim vrhom in Jakovskim gričem pomembno križišče prelomov z debelo milonitno cono, ki ima očitno odločilno vlogo pri genezi nenavadnega prehoda med severozahodnim delom Planinskega polja in Babin dolom (sl. 1).

V položnih pobočjih NE od Laz poteka še *mačkovski prelom*, ki ga v okolici Laz karakterizira izredna debelina tektonske breče. Proti NW izgine v dno Planinskega polja in se pri Škofjem lomu verjetno nasloni na babindolski prelom.

Po značaju se od doslej opisanih prelomov loči dinarsko usmerjena, močna razpoklinska cona, ki se kot izrazit vrtačast in škrapljast teren vleče čez kartirano ozemlje severno od vhoda v Najdeno jamo. To je zasnova naslednjega, dinarsko usmerjenega preloma na severovzhodnem obrobju idrijske prelomne cone (sl. 1).

Hotenjski in lankovski prelom potekata od severnega roba dalje proti jugovzhodu po dnu Planinskega polja in jima ne moremo natančno slediti. Tudi idrijski prelom izgine južno od Laz v dnu polja. Le prelomni coni babindolskega preloma, ki se vleče vseskozi od NE robu Planinskega polja, lahko zanesljivo sledimo. Na območju Ribic se zarije v NE bok Planinskega polja tudi idrijski prelom. V zaledju Milavčevih ključev smo lahko izločili štiri močne prelomne cone. Skrajna jugozahodna predstavlja verjetno hotenjski prelom. Sodimo, da se prelomna cona lankovskega preloma nekje pod poljem nasloni na idrijski prelom. Za natančnejšo opredelitev poteka idrijskega preloma v SE delu Planinskega polja, bi morali kartirati ozemlje dalje proti Ivanjski rebri.

Območje med babindolskim in hotenjskim prelomom predstavlja v zaledju Milavčevih ključev 120 m široko zdrobljeno cono sestavljeno iz različno močno spremenjenih kataklastičnih kamenin. Poleg porušeni malmskih belih zrnatih dolomitov opazujemo debele kompaktne tektonske breče iz zgornjejurskega belega apnenca ter spodnjekrednih sedimentov, ki so ponekod plastično poviti. Vmes opazujemo porušene cone iz enakih kamenin.

Pod Planinskim poljem se zahodno od Milavčevih ključev odcepi *milavčev prelom* (sl. 1), ki omejuje naravno strukturo Grahovš in Kali z NE strani. V okolici Ivanjega sela smo izločili še več drugih šibkejših prelomov, ki imajo pomembno vlogo pri nastanku površinske kraške morfologije.

Med močnejšimi tektonskimi črtami moramo omeniti še *grahovski* prečnodinarski prelom, ki z NW strani odreže zapleteno naravno strukturo Grahovš (sl. 1).

Bloke kamenin med dinarsko usmerjenimi prelomi ter teren severovzhodno od babindolskega preloma sekajo tudi pretirne cone v prečno dinarski smeri ali v smeri NNW — SSE ali skoraj N—S. Karakterizirajo jih zdrobljene, porušene ali razpoklinske cone. V številnih primerih lahko zdrobljene in porušene cone prehajajo v širše razpoklinske cone, ki so zelo značilne za obravnavano ozemlje. V bolj ali manj izrazite razpoklinske cone prehajajo preko kratkih poručenih con v območjih izklinjenja tudi dinarsko usmerjeni prelomi.

Na raziskanem ozemlju močno izstopata dve območji intenzivnih razpoklinskih con. Prvo, ki smo ga imenovali *podstensko razpoklinsko območje*, se začneja v zaledju Škofljih Lomov in sega do Kališ. Drugo, ki je mnogo intenzivnejše, pa se začne v zaledju

Milavčevih ključev in se razprostira do Laz. Imenovali smo ga *ravniško razpoklinsko območje* (sl. 1).

Na vzhodnem pobočju Podsten so zgornjekredni apnenci pretrti v več pasovih, ki prehajajo v razpoklinske cone. Na obrobju polja opazujemo tu in tam tudi izrazitejše prelomne ploskve. V neposredni bližini babindolskega preloma potekajo obravnavane cone pravokotno na prelom. Z oddaljenostjo od njega pa se postopno usmerjajo proti N in končno NNW. Hkrati pada tudi razpoklinska intenziteta. Opisane razmere zgovorno kažejo na tesno genetsko zvezo razpoklinskih con in dinarsko usmerjenih prelomov (sl. 1).

Močne razpoklinske cone se odcepijo od babindolskega preloma tudi v zaledju Podsten. Vsem smo lahko sledili v dolžini 1,5 km tja do Kališ. Manjši sistem seka Staje pri Kališah in se nadaljuje v flišnih kameninah. Podobno cono smo izločili v sicer dokaj kompaktnem bloku jurskih kamenin med idrijskim in lanskovškim prelomom. Tri sisteme razpok imamo razvite tudi v zgornjetriasnem dolomitu med lanskovškim in hotenjskim prelomom (sl. 1 in 6).

Ravniška razpoklinska cona je izjemno pretrto območje, kjer se prepletajo različne razpoklinske smeri. Zaradi neznatnih premikov ob njih ter pretrtosti kamenin največkrat ni mogoče ugotoviti sekanja posameznih sistemov. Največ razpoklinskih sistemov poteka v smeri NNW — SSE, N — S in NNE — SSW. Razvite so tudi široke cone v smeri W — E. V okviru ravniške razpoklinske cone opazujemo od bolj ali manj izrazitih prelomnih con z značilno zgradbo pa do komaj zaznavnih razpoklinskih con. Prav gotovo prepletajo opisani teren tudi razpoklinski sistemi, ki so pod mejo kartiranja.

Približno oceno premikov ob prelomih v okviru prelomne cone idrijskega preloma na območju Planinskega polja je opravil L. P l a c e r (1979). Pri izdelavi ocene je upošteval vse starejše geološke ugotovitve, rezultate našega kartiranja v merilu 1 : 5000 ter podatke o premikih iz okolice Idrije, Godoviča in Hotedršice. Ugotavlja, da se dobljeni premiki na območju Planinskega polja znatno razlikujejo od onih na Idrijskem. Vertikalni skok znaša pri Rakeku 1700 m, na Kalcah 1800 m, med Idrijo in Hotedršico pa le od 0 do 450 m. Horizontalna komponenta premika je na območju Idrije in Planinskega polja približno enaka in znaša 2350 do 2450 m. Smeri premikov in praviloma dosledno pogrezanje severovzhodnih kril ob posameznih prelomih kaže na zakonitost, značilno za obravnavano območje. Na koncu L. P l a c e r ugotavlja, da bi bilo potrebno za celovito predstav o premikih na obravnavanem območju detajlno kartirati celotno območje kraških polj v prelomni coni idrijskega preloma. Kartirani pas naj bi bil širok najmanj 3 do 4 km, tako da bi z gotovostjo zajel celotno prelomno cono ter del njenega obrobja.

STRATIGRAFSKO LITOLOŠKA ZGRADBA DNA PLANINSKEGA POLJA

O kameninski podlagi Planinskega polja je obsežno razpravljal D. R a v n i k (1976). Na podlagi 266 strojnih in ročnih vrtin izvrtanih v letih 1950 do 1955 ter 44.000 meritev navidezne specifične upornosti na okoli 36.000 stojiščih je bila podana dokaj dobra slika reliefa kameninske podlage Planinskega polja (D. R a v n i k, 1976). Raziskave so pokazale, da je pod izohipso 450 m okrog 7 % polja močno zakraselega. Globji deli ustrezajo kraškim oblikam in sicer ponorom, požiralnikom, breznom in vrtačam zapolnjenim z glinastimi sedimenti. V povprečju leži na polju okrog 4 m kvartarnih sedimentov. Največja debelina naplavljenih sedimentov in sicer cca 25 m je bila ugotovljena ob SW strani Jakovskega griča z vrtino S5. Na številnih mestih gledajo kamenine dna polja izpod naplavin (D. R a v n i k, 1976).

Iz podatkov vrtin (A. N o s a n , 1957; M. B r e z n i k , 1962; D. R a v n i k , 1976) ter opazovanih golic lahko zaključimo, da gradi podlago polja na območju Babin dola med Podstenami in Lazami spodnjekredni apnenec. Kamenine enake starosti opazujemo tudi v trikotniku med Lazami, babinolskim prelomom ter predelom Devce SE od Laz. Na drugi strani slabo prepustne milonitne cone idrijskega preloma v Strževci med Lanskim vrhom in Jakovico leži v dnu polja norijsko retijski dolomit. Delno zakraseli dolomit opazujemo od Grčarevca do Unškega loga (sl. 1). V vrtini S3 so v globini 53 m zadeli na pretrt zgornjekredni apnenec, kar nam dokazuje nariv Hrušice na kredni apnenec snežniške narivne grude (A. N o s a n , 1957). Velika debelina zgornjetriasnega dolomita v bližini narivnega roba med Planino in Hasbergom nakazuje, da je bil verjetno NE blok pogreznjen ob prelomu, ki seka ta del Planinskega polja (sl. 1). Milonitna cona preloma in hrušiškega pokrova tvori hidrološko pregrado, ki močno omejuje, če že ne preprečuje pretakanje vode iz planinske smeri pod dnom Planinskega polja.

Grahovše in Kali na SE obrobju Planinskega polja gradijo jurski dolomit, porozni dolomitiziran apnenec in siv mikritni apnenec. Omenjene kamenine so omejene s SW strani s grčarevskim na NE pa z milavčevim prelomom (sl. 1). Proti NW tonejo pod naplavine Planinskega polja. Sklepamo lahko, da gradijo dobro prepustne kamenine vsaj del SE dela dna Planinskega polja in sicer območja Unškega loga, Trebeža in Ključev. To dokazujeta tudi vrtini V1, ki je bila vrtana na obrobju polja pod Grahovšami ter S 14 NW od Milavčevih ključev (sl. 1). Kako veliko območje dna SE dela Planinskega polja gradijo dobro prepustne jurske kamenine ni mogoče ugotoviti brez dodatnega strukturnega vrtanja, posebno še, ker predvidevamo, da seka SE obrobje Planinskega polja še en prečno dinarski prelom enake kvalitete kot je grahovški (sl. 1). Ob njem so, kot kaže ponovno v stiku jurski sedimenti z zgornjetriasnim dolomitom.

Jurske kamenine in spodnjekredni apnenec gradi tudi blok med hotenjskim in babinolskim prelomom pod Milavčevimi ključi in Lazami. Kako daleč pod polje segajo omenjene kamenine brez globkega vrtanja ni mogoče ugotoviti.

Podatki vrtanja dokazujejo, da so apnenci kot tudi dolomiti pod Planinskim poljem zakraseli, vendar meni M. B r e z n i k (1961), da predstavlja Planinsko polje lokalno erozijsko bazo za vodo Raka in Pivke ter da ni znakov pretakanja vode pod poljem.

PONIKALNA OBMOČJA NA OBROBJU PLANINSKEGA POLJA IN NJIHOVA ODVISNOST OD GEOLOŠKE ZGRADBE

Takoj, ko priteče Unica čez prelomno cono grčarevskega preloma, so glede na kameninsko podlago že dane možnosti za ponikanje. Po podatkih D. R a v n i k a (1976) je območje Unškega loga in Trebeža prekrito s 4 do 8 m debelim, slabo prepustnim zaglinjenim nanosom. Verjetno se v podlagi iz spodnjejurskega poraznega dolomitiziranega apnenca nahajajo starejši zatrpani požiralniki. Preverjanje te domneve z vrtanjem je naloga bodočih raziskav.

Prvi, le ob višji vodi aktivni požiralniki, so razviti na območju Ključev ob šibkejšem prečnodinarskem prelomu, ki poteka v tem delu skozi porozen dolomitiziran apnenec. Tudi tu lahko pričakujemo doslej še neznane ponikve.

Na območju Milavčevih ključev ne opazujemo večjih odprtih požiralnikov, pač pa predstavlja okrog 450 m dolg desni bok struge zvezno požiralno območje. Voda začne ponikati takoj, ko priteče čez milavčev prelom. V prvem delu so kamenine sorazmerno

malo pretrte. Požiralniki so nastali predvsem ob lezikah v plastnatem apnencu. V prevoju Unice se odcepi proti Globoščaku močna razpoklinska cona, ki ima gotovo pomembno hidrološko funkcijo. Sledi okrog 75 m dolgo območje, kjer se prislanja na rob Planinskega polja sistem prelomov, ki jih karakterizirajo slabše ali neprepustne zdrobljene cone. Voda ponika v vmesnih porušenih in razpoklinskih conah. Tudi v naslednjih 250 m izginja voda v desni bok struge. V območju Ribic, kot imenujemo ta gosti sistem požiralnikov, izginja Unica v močno pretrtih zgornjejurskih litoloških členih ter spodnjekrednem apnencu (sl. 1).

V zaledju doslej opisanih požiralnikov in ponikev se nahajajo izjemno zdrobljene kamenine prelomne cone idrijskega in babindolskega preloma. Debele kompaktne tektonske breče se menjavajo z zaglinjenimi in povitimi "zmečkaninami". Vse našete kataklastične kamenine so praktično neprepustne. Menimo, da se zaradi neprepustnosti zdrobljene cone voda iz območja Milavčevih ključev in Ribic pretaka vzporedno s prelomno cono proti vzhodu in se šele nekje pod Ravnikom prebije skozi zdrobljeno cono in usmeri proti izvirom Bistre. Tak zaključek potrjujejo tudi rezultati sledenja vod v letih 1972 do 1975 (Urednika: R. G o s p o d a r i č in P. H a b i č, 1976).

Med Ribicami in območjem Devci SE od Laz opazujemo še vrsto požiralnih območij, ki se nahajajo že v zunanji prelomni coni babindolskega preloma. Prelomno cono karakterizira tu le sorazmerno ozek pas porušenih kamenin. Obsežen sistem ravniškega razpoklinskega območja v njenem zaledju predstavlja izjemno ugodno komunikacijsko cono proti N in NW (sl. 1).

Naslednji sistem močnih požiralnikov se nahaja na lokaciji Bečnica v dnu polja pod Lazami. Ponori se nahajajo v razpoklinskih conah v gornjetriasnem dolomitu med idrijskim in lanskovskim prelomom. Voda se nekje pod Lazami pretoči skozi zdrobljeno cono idrijskega preloma ter prelomno cono babindolskega preloma, ki je tu precej široka in so zato spodjekredni apnenci ob njem le močno porušeni. Nadaljnjo smer pretakanja vode proti izvirom pri Vrhniku nakazujejo močne razpoklinske cone čez Slaven, Šenični in Voden dol, ter na vzhodni in zahodni strani jamskega sistema Logarčka in Mačkovce.

Rob Planinskega polja na jugozahodnem obrobju Lanskega vrha se je formiral ob hotenjskem prelomu ter veznih prelomih med hotenjskim in lanskovskim prelomom. Njihovega natančnega poteka pod poljem ni bilo mogoče ugotoviti. Iz stila tektonike v nadaljevanju v okolici Grčarevca pa lahko sodimo o njihovi povezavi. Nizi ponorov in požiralnikov v NW delu polja (lokacija Kaconovce) ležijo v območju prelomne cone hotenjskega preloma. Zadnji, najvzhodnejši in najmočnejši požiralnik te skupine pa na prečni prelomni coni, ki se na dolomitnem pobočju Lanskega vrha kaže v nizu izrazitih vrtač (sl. 1 in 6). Vse kaže, da je prav ta linija ena najpomembnejših komunikacijskih smeri skozi sicer manj prepustno bariero Lanskega vrha. Po našem mnenju tudi močan požiralnik z imenom Lebanova žaga (sl. 6) v najbolj zahodnem ovinku glavne rečne struge, komunicira v tej smeri. Sedem odprtih požiralnikov v Rupah se je razvilo v prelomni coni lanskovskega preloma. Požiralniki Strževce so nastali v porušeni coni, ki poteka vzporedno z idrijskim prelomom.

S prelomi omejeni dolomitni paketi kamenin med Grčarevcem in Strževco so sicer razpokani z različnimi manj izrazitimi sistemi razpok, vendar so bistveno manj prepustni.

Iz kalcitiziranih porušenih in razpoklinskih con v dolomitu se voda pretoči v liasnodoggerske plastovite mikritne in oolitne apnence in nadaljuje pot ob razširjenih lezikah, ki imajo v apnencih nedvomno bistveno večjo hidrokomunikacijsko vlogo kot v dolomitu ali pa se pretaka po prečnih razpoklinskih conah (NNW — SSE) dalje proti severu.

Požiralni in ponikalni nizi na vzhodnem obrobju Lanskega vrha v Podstenah imajo zasnovu ob prelomu NNW — SSE, ki veže idrijski in babindolski prelom. Preostali požiralniki v območju Podsten so nastali v široki porušni coni babindolskega preloma ali pa v gostih razpoklinskih sistemih, ki se odcepljajo na severovzhodni strani od njega.

Na območju Škofjih Lomov priteče Unica na spodnjekredne kamenine. Značilni morfološki rob v zahodnem delu Škofjih Lomov je pogojen s slabše prepustnim vložkom bituminoznega spodnjekrednega dolomita, ki se prav v tem območju že močno zožen naslanja na babindolski prelom. Za dolomitnim robom so dobro topni spodnjekredni apnenci nad in pod dolomitnim vložkom pretrti, delno zaradi bližine babindolskega preloma, delno pa zaradi prečnih prelomnih linij in razpoklinskih sistemov. V tektonsko pretrtih kameninah je nastala zajedra za dolomitnim robom s številnimi požiralniki in ponori.

Ostali ponori in požiralniki v dnu Babin dola ali na njegovem obrobju dobro soupadajo s prelomnimi conami, ki sekajo ta del Planinskega polja (sl. 1).

V tem poglavju moramo omeniti še estavele pod Grčarevcem. Njihovo delovanje in funkcijo pri eventualni zajeitvi Planinskega polja bomo lahko razložili šele po detajlnejšem geološkem kartiranju terena W in NW od tod. Zaenkrat lahko rečemo le to, da je delovanje estavel skladno s splošnimi hidrološkimi pogoji terena. Prelomna cona idrijskega preloma je med Grčarevcem in Kalcami — gledano v celoti — slabo prepustna. Zaradi zdrobljenih con vodijo lahko skozi njo sicer številni prepusti, ki pa so prav zato sorazmerno majhnih dimenzij. Ob deževju estavele hitro reagirajo, zato menimo, da tudi ob normalnih hidroloških pogojih nivo podtalnice v širšem zaledju estavel zaradi Hrušice ni posebno nizko. Poleg povečane količine vode iz lastnega zaledja pritisnejo še vode iz Hotenjskega podolja. Prepusti skozi prelomno cono ne morejo požirati celotne količine in voda si poišče pot skozi estavele na Planinsko polje.

Večina ponikev in požiralnikov na zgornjetriasnem dolomitu severnega obroba Planinskega polja je nastala v prelomnih conah. Predvidevamo tudi ponikanje ob lezikah, vendar ima to podrejeno vlogo. V zgornjetriasnem dolomitu so namreč pogosto razvite lezike, katerih "odprtost" se lateralno spreminja. Služijo predvsem za odvajanje do bližnje porušene cone. Zaradi tega pogosto opazujemo v golih stenah požiralnikov lepo plastnat zgornjetriasni dolomit z bolj ali manj izrazitim sistemom razpok, ki nam v splošnem nakazujejo smeri razpoklinskih in porušenih con (sl. 1).

Tudi večina ostalih pregledanih požiralnikov in ponikev v Podstenah in jugovzhodnem obrobju Planinskega polja leži v prelomnih conah. Izjema je le začetni del Milavčevih ključev, kjer je nastal obsežen sistem požiralnikov ob izrazitih "odprtih" lezikah v lias-doggerskem apnencu.

Iz zbranih podatkov vidimo, da so požiralniki in ponikve Planinskega polja v genetski zvezi s prelomnimi conami in plastovitostjo (lezike). Oba elementa se med seboj prepletata, vendar v primeru Planinskega polja močno prevladujejo prelomne cone.

VPLIV GEOLOŠKE ZGRADBE NA NEKATERE MORFOLOŠKE IN SPELEOLOŠKE POSEBNOSTI V ZALEDJU PONIKALNEGA SISTEMA PLANINSKEGA POLJA

V splošnem kažejo prelomne cone s hidrološke plasti zanimivo dvojnost. Po eni strani nam prelomi kamenine pretrejo in napokajo tako, da postanejo bistveno bolj prepustne kot so sicer po svojih normalnih sedimentoloških karakteristikah, po drugi

strani pa so breče in miloniti v zdrobljenih conah največkrat povsem neprepustni. Če seka teren več močnih vzporednih prelomnih con, se nam kaže tak predel kot težje prepustno območje. Prav tak značaj ima tudi prelomna cona idrijskega preloma. vzdolž tektonskih črt se v vertikalni in horizontalni menjavajo milonitne, brečaste, porušene in razpoklinske cone odvisno pač od intenzitete premikov ter litološke sestave blokov na obeh straneh prelomov. Zaradi različne prepustnosti kataklastov naleti voda pri pretakanju bolj ali manj pravokotno skozi prelomno cono idrijskega preloma na povsem neprepustno ali prepustno kombinacijo kamenin. Vsekakor je bil to eden izmed vzrokov za nastanek številnih požiralnikov in ponikev po vsej dolžini prelomnega območja od Milavčevih ključev pa do Podsten. Prehodi skozi prelomno cono so zaradi omenjenih zapletenih razmer komplicirani, kar prav tako prispeva k zmanjšanju celokupne prepustnosti območja. Podobnih tektonskih "zamaškov" je med Planinskim poljem in obrobjem Ljubljanske kotline pri Vrhniki verjetno še več.

Kot smo že omenili, so nastajali požiralniki in ponikve na Planinskem polju v porušeni in razpoklinskih conah, ter ob lezikah. Velika večina požiralnikov ni dostopnih. Tisti, ki so, običajno nimajo velikih dimenzij in ležijo izven ožjih porušeni in močnih razpoklinskih con. Zaradi slabih mehanskih lastnosti pretrti kamenin v takih območjih večji jamski prostori ne morejo obstajati, bodisi da se sproti zapolnjujejo z rušenjem stropov ali bokov, ali pa naleti voda pri bočnem ali vertikalnem širjenju rogov na milonitne in brečaste cone ter je nadaljnje širjenje močno ovirano. Večje odprte odtočne kanale opazujemo le ob prelomih, kjer so razvite šibke porušene cone, razpoklinskih conah ter ob lezikah. To potrjuje tudi oblika, velikost in razpored požiralnikov na obrobju Planinskega polja (sl. 1).

Iz obrazloženih vzrokov pričakujemo dostopne jamske prostore večjih dimenzij le v slabše pretrtih blokih med posameznimi tektonskimi linijami. Znotraj tektonsko manj prizadetih kamenin ugotavljamo genetsko povezavo med tanko plastovitimi sedimenti z izrazitimi odprtimi lezikami, ki jih karakterizirajo mehki skrilavi in lapornati vložki ter razporeditvijo jamskih prostorov. Očitno so nepretrte debelo plastovite ali masivne kamenine korozijsko bolj odporne in zakrasevanje je dosti počasnejše. Zgornje zaključke ilustrira jamski sistem Najdene jame. Razvit je v tanko plastovitih spodnjekrednih apnencih z lapornatimi vložki po lezikah, ter prehodi v dolomitne horizonte, ki še poudarjajo prepustnost vzporedno s slemenitvijo plasti. Rovi Najdene jame potekajo v splošnem vzporedno s plastovitostjo ter pravokotno nanjo tam, kjer sekajo plasti porušene ali razpoklinske cone, ki so največkrat vzporedne večjim razpoklinskim, porušnim ali zdrobljenim conam. Razpoklinska območja in šibkejši prelomi se kažejo v rovih kot sistemi kaminov s hitrim vertikalnim pretakanjem vode. V močnejših porušeni ter v obrobju zdrobljenih con pa so že lahko nastali zaprti podori, ali pa so se izoblikovale udrnice.

Jamski sistem Logarčka se delno nahaja med dvema izrazitima in močnima razpoklinskima conama, delno pa je razvit znotraj njih. Razpoklinski coni se odcepita od babindolskega preloma NW in SE od Laz in potekata proti Ravniku. Coni sekata slabo prepusten mačkovski prelom, v katerem so v okolici Laz razvite debele breče in sta kot kaže edini možni poti za odtekanje vode z tega dela Planinskega polja. Zadnji del Logarčka je razvit v tanko plastnatih apnencih pod logarnico na Ravniku. Kamenine so močno pretrte ob številnih razpoklinskih sistemih, ki potekajo v različnih smereh.

Podobna splošna razmišljanja bi lahko zapisali tudi o Mačkovci. Menimo, da bomo lahko podali natančnejšo razlago soodvisnosti poteka rogov od prelomnih con ter slemenitve plasti šele po detajlnem geološkem kartiranju jamskih rogov.

Ker se apnenec in dolomit po petrografskih in mehanskih lastnostih med seboj pomembno razlikujeta, nastopajo v njih različni tipi vrtač, kljub enaki tektonski zasnovi.

Prav tako pa nastopajo razlike med vrtačami, ki so nastale v enakih kameninah, a imajo različno tektonsko zasnovo. V porušenih apnenčevih območjih so vrtače široke in globoke; običajno zavzemajo celotno širino porušenega bloka (npr. območje babindolskega preloma na Lanskem vrhu) in kažejo na intenzivno površinsko zakrasevanje in podzemeljsko izpiranje. Čeprav ima v teh primerih odnašanje (izpiranje) pomembno vlogo pa so zaradi dobro pretrtih kamenin pobočja vrtač nerazčlenjena in pokrita z drobnim gruščem. Vrtače tega tipa lahko dosežejo dimenzije "pravih" udornic in bi jih lahko imenovali porušne vrtače. Po našem mnenju je na ta način nastal Globoščak pri Ivanjem selu ter niz globokih vrtač v babindolski porušeni coni na obrobju Lanskega vrha. Pri tem je treba omeniti, da se ob močnejših prelomih nahajajo med porušeniimi conami območja kompaktnih breč in milonita. V takih primerih nastajajo vrtače le v vmesnih porušenih delih ali pa bočno spremljajo kompaktne tektonske klastite, zato opazujemo breče in milonite na obrobju porušnih vrtač. Vrtače v razpoklinskih conah v apnencih so običajno ožje in plitveje. Preprežajo jih globoke izprane škraplje z jasno usmerjenostjo po razpoklinskih conah (sl. 1).

Za lažje razumevanje povezanosti kraške morfologije s tektoniko smo registrirali večino vrtač v apnencu na terenu med Lazami, železnico in Milavčevimi ključi ter v okolici Planine. Pokazalo se je, da velja vsaj za obravnavane terene izjemna genetska povezanost med vrtačami ter zdobljenimi, porušeniimi in razpoklinskimi conami.

Na raziskanih apnenih terenih opazujemo tudi običajno pravilno oblikovane vrtače, ki niso neposredno vezane na vidne prelome cone. Posebno lepe so razvite v tanko plastnatem spodnjekrednem apnencu v zaledju Škofjih Lomov, na območju Najdene jame ter Ravniku (sl. 1).

Posebej zanimiva je tudi geneza vrtač v doslej kartiranih dolomitnih terenih. Iz zbranih podatkov vidimo, da so skoraj dosledno vezane bolj ali manj posredno na tektonske črte. Le izjemoma to pravilo ne velja ali pa ga zaenkrat še nismo mogli potrditi, saj je šibkejšim razpoklinskim conam v dolomitu neprimerno težje slediti kot v apnencu. V okolici Grčarevca se vrtače nizajo v smeri prelomov. V zaledju Lebanove žage se držijo močnega razpoklinskega sistema. Petrografski in mehanski značaj dolomita je tak, da prihaja v njem do veljave predvsem erozija in precej manj korozija. Prav zato menimo, da razpoklinske cone v dolomitu s spremljajočimi niz vrtač, nakazujejo pretakanje vode skozi dolomitne bloke.

Tudi zahodno od Ivanjega sela na Grahovšah in območju Kali je velika večina vrtač nastala v šibkejših prelomnih črtah subvertikalnih prelomov ter spremljajočih razpoklinskih sistemih. Nizi vrtač spremljajo pretrte dolomitizirane apnenice ivanjeselske narivne enote, ki na tak način morfološko jasno izstopa iz dolomitnih terenov. Redke vrtače, ki se ne podreajo omenjenemu pravilu so očitno reproducirane iz apnene podlage skozi tanko dolomitno ploščo unške narivne enote.

Iz dosedanjih ugotovitev lahko potegnemo vsaj nekaj neposrednih povezav med geološkimi razmerami na terenu, prevotljenostjo terena in nastankom udornic. O tej problematiki je bilo tudi pri nas že precej napisanega (I. Michler 1954; P. Habič, 1963; F. Šušteršič, 1973, 1974, 1979), vendar se razmišljanja vrtijo predvsem okrog njihovega neposrednega nastanka, nadaljnega razvoja in morfologije. Vsekakor je pomembna ugotovitev, da "nam udornice omogočajo v glavnih potezah sklepati na potek rovdov ponikalnic", ki jo je zapisal I. Michler (1954).

Izhajamo iz ugotovitve, da je velikost jamskega prostora med drugim tudi obratno-sorazmerna s stopnjo tektonske pretrtosti kamenine. Enako razmerje velja tudi za tip in velikost udornic. Čim bolj je neko območje razpokano, tem hitreje napreduje notranja korozija in mehansko odnašanje materiala, če so za to dani pogoji. Tako je že

pri sorazmerno majhni prostornini jamskega prostora dosežena mehanska nestabilnost krovnine. V močnejših porušenih conah nastanejo v tem primeru porušne vrtače ali manjše udornice z vsemi prehodnimi oblikami npr.: Lekanova dolina, Srnjakova dolina na Lanskem vrhu. Večje udorne doline lahko torej pričakujemo v razpoklinskih conah, največje pa v tektonsko najmanj poškodovanih kameninah, kjer opazujemo predvsem šibkejša razpoklinske cone. Pri tem je treba upoštevati, da je sečišče dveh razpoklinah sistemov še posebno ugodno za nastanek udornice.

Pogostnost udornic je premosorazmerne s prevotljenostjo nekega terena ter odvisna od tektonske predispozicije. V splošnem torej pričakujemo na območju s približno enako prevotljenostjo številnejše udornice manjših dimenzij ali prehodnih oblik tam, kjer so kamenine bolj poškodovane (območje prelomnih con) in velike in redke udornice v tektonsko manj prizadetih blokih.

Analiza predispozicijskih elementov za nastanek podzemeljskih pretočnih smeri, ki so v našem primeru porušene cone in razpoklinski sistemi ter slemenitev plasti — lezike, ter upoštevanjem erozijskih baz, ki so odvisne od tektonskih premikanj, nam nakazujejo glavne smeri pretakanja podzemeljskih voda. Kdaj se uveljavlja ena ali druga zasnova je po našem mnenju odvisno predvsem od značaja neotektonskih dogajanj. Na površju lahko posredno sledimo splošnim pretočnim smerem z nizi vrtač po razpoklinskih conah ter razporeditvijo udornic. Udornice nam hkrati nakazujejo smeri večjih jamskih sistemov. Za analizo podzemeljskega pretakanja vod pridejo v poštev le jame z večjim horizontalnimi dimenzijami ter jasnimi povezavami z nekdanjimi ali sedanjimi vodnimi tokovi.

SKLEPI

Planinsko polje in njegovo širšo okolico grade zgornjetriasni dolomit, vse jurske stratigrafske enote ter spodnje in zgornje kredni litološki členi.

Prehod iz triasa v juro je zvezen. Lias je razvit v glavnem dolomitno. V njem opazujemo vložke organogenega ali poroznega apnenca z litotidami (sl. 2). Dogger in spodnji malm sta zastopana z različnimi apnenci. Zgornji del malma je razvit kot bel zrnat dolomit. Konkordantno nad jurskimi kameninami sledi bituminozen spodnjekredni apnenec z vložki temnega, zrnatega dolomita. Diskordantno nad spodnjekrednimi litološkimi členi opazujemo bazalne rudistne breče, sledijo pa različno svetli in skoraj beli rudistni zgornjekredni apnenci. Pri Kališah najdemo tudi paleocenske in eocenske flišne sedimente (sl. 1, 2 in 3).

V širšem smislu prištevamo dobršen del kartiranega ponikalnega zaledja Planinskega polja *hrušškemu pokrovu*. Preostali del pa *snežniški narivni luski* (L. Placer, 1981). Celotno raziskano ozemlje se nahaja znotraj prelomne cone idrijskega preloma (sl. 1).

Glede na stopnjo tektonske pretrnosti kamenin ločimo tri vrste con. Praktično neprepustne so *zdrobljene cone*, ki jih karakterizirajo tektonska glina, tektonska breča ter milonitna moka in zdrob. Delno in dobro prepustne so *porušene cone*, medtem ko predstavljajo *razpoklinske cone* odlično prepustno območje tako v apnencih kot tudi dolomitih. Več vspejnih prelomnih con na nekem ozemlju z dobro razvitimi zdrobljenimi conami prispeva k zmanjšanju celokupne prepustnosti ozemlja (sl. 1, 3 in 5).

Poleg ugotovljenih epirogenetskih premikanj na meji med spodnjo in zgornjo kredo ter v zgornji kredi, poznamo na obravnavanem ozemlju dva tipa deformacij terciarne tektonike — starejše narivanje in mlajše subvertikalno premikanje (sl. 1 in 3).

Na flišu pri Kališah opazujemo erozijske ostanke zgornjekrednega apnenca, ki pripada *koševniški vmesni luski* (L. P l a c e r , 1981). Posebno zapleteno zgradbo smo ugotovili na Grahovšah in v okolici Ivanjega sela, kjer opazujemo *ivanjeselsko in unško naravno enoto*. Prvo sestavlja zgornjetriasni dolomit in liasni litološki členi, drugo pa zgornjetriasni stromatolitni dolomit (sl. 1).

Široko prelomno cono idrijskega preloma grade poleg dinarsko usmerjenega *idrijskega preloma*, ob katerem opazujemo največji relativni premik, še različno močni spremljajoči prelomi in sicer *grčarevski, hotenjski, lanskovrški, babindolski, mačkovski, milavčev in grahovški* (sl. 1).

Pri kartiranju smo izločili še *podstensko in ravniško razpoklinsko območje* (sl. 1, 4 in 6).

Dobršen del Planinskega polja se je izoblikoval v zgornjetriasnem dolomitu. Babin dol, predel med Milavčevimi ključi in Lazami ter del polja med Planino in Hasbergom gradi spodnjekredni apnenec. Na območju Unškega loga, Ključev in Lok pa opazujemo različne jurske litološke člene.

Podatki kartiranja so pokazali, da so požiralniki in ponikve na obrobju Planinskega polja v genetski zvezi s prelomnimi conami in plastovitostjo (lezike). Oba elementa se v primeru Planinskega polja med seboj prepletata, vendar močno prevladujejo prelomne cone. Zaradi velike stopnje pretrtosti kamenin večina požiralnikov ni dostopnih. Odprte požiralnike ter večje jamske prostore pričakujemo predvsem znotraj manj pretrtih kamenin med dvema prelomnima conama. Jamski sistem Najdene jame kaže na jasno genetsko zvezo med tanko plastnatimi spodnjekrednimi apnenci z neodpornimi skrilavimi vložki ter prehodi v zrnat dolomit, ki prepustnost po lezikah še povečuje. Drug pomemben jamski sistem na obrobju Planinskega polja — Logarček je razvit deloma v tektonsko manj pretrtem bloku med dvema razpoklinskima conama, delno pa znotraj razpoklinskih con. Tudi pri genezi Logarčka so imele pomembno vlogo tanko plastnate apnene kamenine.

V apnencih nastopajo različne oblike vrtač v odvisnosti od tektonske zasnove. V tanko plastnatih apnencih opazujemo tudi vrtače, za katere ne moreo ugotoviti neposredne zveze z makroskopsko ugotovljivimi tektonskimi elementi. Vrtače v dolomitnih terenih so na kartiranem ozemlju skoraj dosledno, direktno ali posredno vezane na prelomne cone.

Večje udornice pričakujemo v razpoklinskih conah ali manj poškodovanih kameninah. Pogostnost udornic je premosorazmerna s prevotljenostjo terena ter odvisna od tektonske zasnove.

Za ponikalno zaledje Planinskega polja sta glavna predispozicijska elementa za nastanek podzemeljskih pretočnih smeri razpoklinski sistemi ter slemenitev plasti. Z upoštevanjem hidroloških baz nam oba elementa nakazujeta glavne smeri pretakanja podzemeljskih voda. Na površju lahko posredno sledimo splošnim pretočnim smerem po nizih vrtač v razpoklinskih conah ter razporeditvijo udornic.

LITERATURA

Objavljena dela

- Breznik M., 1962: Akumulacija na Cerkniškem in Planinskem polju. *Geologija* 7, 119—149, Ljubljana.
- Buser S., 1965 a: Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega Barja in njegovega obrobja. *Geologija* 8, 34—57, Ljubljana.
- Buser S., 1965 b: Geološke razmere v Trnovskem gozdu. *Geogr. vestnik* 37, Ljubljana.
- Buser S., 1968: Razvoj jurskih skladov v slovenskih Zunanjih Dinaridih. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, GZL in Geološko društvo, 59—67, Ljubljana.
- Buser S., 1976: Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije. 8. jugoslovanski geološki kongres, 45—58, Ljubljana.
- Buser S., 1978: Razvoj jurskih plasti Trnovskega gozda, Hrušice in Logaške planote. *Rud. — met. zbornik* 4, 385—406, Ljubljana.
- Gams I., 1963: Logarček. *Acta carsologica* III., 5—74, Ljubljana.
- Gospodarič R., Habič P., 1979: Kraški pojavi Cerkniškega polja. *Acta carsologica* 8 (1978), 10—156, Ljubljana.
- Gospodarič R., Habič P., (urednika), 1976: Underground Water Tracing. Investigations in Slovenia 1972—1975. Institute for Karst Research, SAZU, Postojna, Ljubljana.
- Grad K., 1962: O starosti fliša pri Kališah. *Geologija* 7, 261—264, Ljubljana.
- Habič P., 1963: Udorne vrtače, koliševske in podzemeljski tokovi. Treči jug. spel. kongres, 125—129, Sarajevo.
- Jenko F., 1959: Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. *DZS*, 1—237, Ljubljana.
- Kerčmar D., 1961: Prve najdbe zgornjejurskih apnenih alg v Sloveniji. *Geologija* 7, Ljubljana.
- Kossmat F., 1896: Ueber die geologische Verhältnisse der Umgebung von Adelsberg und Planina. *Verh. Geol. R. A.*, 78—84, Wien.
- Kossmat F., 1905: Erläuterungen zur geologischen Karte Heidenschaft und Adelsberg 1—56, Wien.
- Michler I., 1954: Vrtače in doline. *Proteus* 16, 8, 204—209, Ljubljana.
- Mlakar I., 1969: Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija* 12, 5—72, Ljubljana.
- Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, 1:100.000, 1967, Beograd.
- Placer L., (v tisku): Tektonski razvoj idrijskega rudišča. *Geologija*, 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 Ljubljana, 89—95, GZL in Geološko društvo.
- Pleničar M., 1970: Tolmač za OGK, list Postojna, 1—62, Beograd.
- Pleničar M., 1973: Radioliti iz krednih skladov Slovenije I. *Geologija* 16, 187—225, Ljubljana.
- Pleničar M., 1974: Radioliti iz krednih skladov Slovenije II. *Geologija* 17, 131—179, Ljubljana.
- Ravnik D., 1976: Kameninska podlaga Planinskega polja. *Geologija* 19, 291—315, Ljubljana.
- Šušteršič F., 1973: K problematiki udornic in sorodnih oblik visoke Notranjske. *Geografski vestnik* 45, 17—86, Ljubljana.
- Šušteršič F., 1974: Nekateri metrični problemi udornic. *Geografski vestnik* 46, 27—46, Ljubljana.

Neobjavljena dela

- Buser S., 1974: Geološka zgradba ozemlja med Logatcem in Planinskim poljem. Tipkano poročilo, 1—37, Geološki zavod, Ljubljana.
- Čar J., Šušteršič F., 1978: Razporeditev in razvoj požiralnih con ter vodnih rogov v obrobju Planinskega polja. Tipkano poročilo. 1—27. Fazno poročilo. Arhiv IZRK, Postojna.
- Čar J., 1979: Razporeditev požiralnih con in vodnih rogov na obrobju Planinskega polja v odvisnosti od geološke zgradbe. Fazno poročilo za leto 1979. Tipkopis, 1—41. Arhiv IZRK, Postojna.
- Nosan A., 1957: Geologija Planinskega polja in njegove širše okolice. Tipkano poročilo, 1—26. Arhiv GZ, Ljubljana.
- Placer L., 1979: Približna ocena premikov ob idrijskem prelomu na območju Planinskega polja. Tipkopis, 1—7. Arhiv IZRK Postojna in GZ Ljubljana.

- P l a c e r L., 1980: Tektonika območja jugozahodno od prelomne cone idrijskega preloma. Tipkano poročilo. Arhiv GZ, Ljubljana.
- Š u š t e r š i č F., 1971: K poznavanju flišnih sedimentov v okolici Kališ in tektonskih razmer med Kalcami in Lazami. Knjižnica FNT, Ljubljana.
- Š u š t e r š i č F., 1972: Poročilo o geološkem kartiranju ozemlja med Planinskim in Logaškim poljem. Tipkopolis, 1—12, Arhiv IZRK, Postojna.

GEOLOGIC SETTING OF THE PLANINSKO POLJE PONOR AREA

Summary

Planina polje and its wider surrounding is built by Upper Triassic dolomite, all Jurassic stratigraphic units and Lower and Upper Cretaceous lithological links.

The transition of Triassic to Jurassic is connected. Liassic developed mostly in dolomite. The inliers of organogenic and porous limestone with lithotides (Fig. 2) could be observed. Dogger and Lower Malm developed in white, granulated dolomite. Concordantly to Jurassic rocks bituminous Lower Cretaceous limestone with inliers of dark, granulated dolomite follow. Discordantly we can observe above Lower Cretaceous lithological links basal rudist breccias, followed by differently light and almost white rudist Upper Cretaceous limestones. Paleocene and Eocene flysch sediments (Fig. 1, 2 and 3) can be found near Kališe.

In wider sense the majority of mapped region of the Planina polje ponor area belongs to *Hrušica nappe*. The other part belongs to *Snežnik thrust sheet* (L. Placer, 1981). The entire explored region is situated within the Idrija wrench-fault zone (Fig. 1).

Regarding the rock tectonic fracturing we can distinguish three zone species: *Fractured zones* are practically impermeable, characterized by tectonic clay, tectonic breccia and milonite "flour" and "grit". Partly and well permeable are *collapsed zones*, while *fissured zones* present an excellent permeable region thus in limestones as in dolomites. Several parallel fault zones on a region with well developed fractured zones contribute to diminishing of total region permeability (Fig. 1, 3 and 5).

Beside stated epirogenetic movements in the limit between Lower and Upper Cretaceous and in Upper Cretaceous on the treated region we know two types of tertiary tectonic deformations — older thrusting and younger subvertical movement (Fig. 1 and 3).

On flysch near Kališe we can observe the erosion remains of Upper Cretaceous limestone, belonging to *Koševnik interjacent slice* (L. Placer, 1981). Specially complicated structure was stated on Grahovše and near Ivanje selo, where *Ivanje selo* and *Unec over thrust units* were observed. The first is built by Upper Triassic dolomite and Liassic lithological links while the second by Upper Triassic stromatholite dolomite (Fig. 1).

The wide fault zone of Idrija wrench-fault is presented, beside dinarically directed Idrija wrench-fault, where the biggest relative displacement was observed, also by differently strong accompanying faults; it means *Grčarevec*, *Hotenjka*, *Lanski vrh*, *Babin dol*, *Mačkovec*, *Milavec* and *Grahovše faults* (Fig. 1).

While mapping, the *Podstene* and *Ravnik* fissured zones were eliminated (Fig. 1, 4 and 6).

An important part of Planina polje developed in Upper Triassic dolomite. Babin dol, region between Milavčevi ključ and Laze, a part of polje between Planina and Hasberg are built by Lower Cretaceous limestones. In te area of Unški log, Ključ and Loke different Jurassic lithological links can be observed.

The data of mapping showed that ponors and swallow-holes on the border of Planina polje are genetically connected with fault zones and bed planes. In the case of Planina polje the both elements are interconnected, but fault zones strongly prevail. Because of strongly crushed rocks the majority of ponors is not accessible. Open ponors and bigger cave spaces can be expected mostly within less crushed rocks and between two fault zones. Cave system of Najdena jama clearly proves genetic connection between thin layered Lower Cretaceous limestones with non-resistant schist inliers and transition to granulated dolomite which even augments the permeability along bed planes. The other important cave system on the border of Planina polje — Logarček, is partly developed in tectonically less crushed block between two fissured zones and partly within these zones. Thin layered limestone rocks greatly influenced the Logarček genesis.

In limestones different doline shapes occur dependent upon tectonic setting. In thin layered limestones the dolines were found not having any direct connection with macroscopically stated tectonic elements. On mapped region the dolines on dolomite terrains are almost exclusively, directly or indirectly connected with fault zones.

Bigger collapsed dolines could be expected in fissured zones or in less damaged rocks. The collapsed dolines density is proportional to cavernosity of the area and dependent on tectonic setting.

For the Planina polje ponor area two main predispositional elements for the development of the underground discharge directions are important: fissured systems and dip and strike of strata. Considering hydrologic bases both elements show main direction of the underground water flow. On the surface we can indirectly follow the general flow directions considering doline series in fissured zones and distribution of collapsed dolines.

POJASNILA K LEGENDI ZA SLIKE 1., 2. IN 3.
EXPLANATIONS OF LEGEND ON FIGURES 1., 2. AND 3.

1. fliš — flysch
2. rudistni apnenec — rudist limestone
3. temnosivi mikritni apnenec, svetlosivi in beli organogeni apnenec — dark grey micritic limestone, light grey and white organogenic limestone
4. zrnati bituminozni dolomit — granulated bituminous dolomite
5. zrnati beli dolomit in beli apnenec — granulated white dolomite and white limestone
6. mikritni, oolitni in organogeni apnenec — micritic, oolitic and organogenic limestone
7. porozni dolomitizirani apnenec — porous dolomitized limestone
8. temnosivi mikritni, gomoljasti in oolitni apnenec — dark grey micritic, cobbled and oolitic limestone
9. bituminozni zrnati in peščeni dolomit — bituminous granulated and sandy dolomite
10. sivi, zrnati in stromatolitni dolomit — grey, granulated and stromatolitic dolomite
11. normalna stratigrafska ali litološka meja — normal stratigraphic or lithological margin
12. postopni litološki prehod — graded lithological transition
13. erozijska diskordanca — erosional discordance
14. smeri in vpadi plasti — strike and dip of strata
15. močan prelom — strong fault
16. širok prelom — faint fault
17. močan prekrit prelom — strong covered fault
18. širok prekrit prelom — faint covered fault
19. domnevni potek močnega preloma — supposed direction of strong fault
20. domnevni potek šibkega preloma — supposed direction of faint fault
21. meja pokrova — nappe boundary
22. meja vmesne luske ali neopredeljene narivne enote — boundary of interjacent slice of undefined thrust unit
23. prekrita meja vmesne luske ali neopredeljene narivne enote — covered boundary of interjacent slice or undefined thrust unit
24. smer in vpad prelomne ploskve — dip and strike of joint
25. relativno spuščeni blok — relatively lowered block
26. smer vertikalne komponente premika — direction of vertical displacement component
27. milonitna moka in zdrob — milonite "flour" and "grit"
28. tektonska breča — tectonic breccia
29. porušena cona — crushed zone
30. razpoklinska cona — fissured zone
31. tektonsko pretrto območje, kjer se menjavajo delno porušene ali milonitizirane različno stare kamenine — tectonically fractured area, where partly crushed or milonitic, differently old rocks alternate
32. vrtača v porušeni coni — doline in crushed zone
33. udornica — collapsed doline
34. vhod v jamo ali brezno — entrance to the cave or pothole
35. geološki profil — geologic profile
36. grčarevski prelom — Grčarevec fault
37. hotenjski prelom — Hotenjska fault
38. lanskovrški prelom — Lanski vrh fault
39. idrijski prelom — Idrija wrench fault
40. babindolski prelom — Babin dol fault
41. mačkovski prelom — Mačkovec fault
42. milavčev prelom — Milavec fault
43. grahovski prelom — Grahovec fault
44. podstensko razpoklinsko območje — Podstene fissured region
45. ravniško razpoklinsko območje — Ravnik fissured region
46. požiralno območje — ponor area

**VERTIKALNO PRENIKANJE V PLANINSKI
JAMI V OBDOBJU 1980/81**

(Z 7 SLIKAMI IN 2 TABELAMA)

**VERTICAL PERCOLATION IN PLANINA CAVE
IN THE PERIOD 1980/81**

(WITH 7 FIGURES AND 2 TABLES)

J A N J A K O G O V Š E K

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981

VSEBINA

Izveček — Abstract	110 (4)
UVOD	111 (5)
HIDRODINAMIKA PRENIKANJA	111 (5)
KEMIJSKO UČINKOVANJE PRI VERTIKALNEM PRENIKANJU VODE	113 (7)
DINAMIKA PRENIKAJOČE VODE V VODNIH VALOVIH	117 (11)
pH, TEMPERATURA, TRDOTE IN SUSPENZ V VODNIH VALOVIH	117 (11)
pH	117 (11)
Temperatura	118 (12)
Trdota vode	119 (13)
Specifična električna prevodnost	121 (15)
Suspenz	121 (15)
LETNE KOLIČINE PRENIKLE VODE IN ODNEŠENIH KARBONATOV	121 (15)
KOLIČINE PRENIKLE VODE IN ODNEŠENIH KARBONATOV V VODNEM VALU .	121 (15)
ZAKLJUČKI	123 (17)
LITERATURA	124 (18)
VERTICAL PERCOLATION IN PLANINA CAVE IN THE PERIOD 1980/81	
(Summary)	125 (19)

Slika 1. v prilogi
Fig. 1. in Annex

Izvleček

UDK 551.444.3(497.12-14)

Kogovšek Janja: Vertikalno prenikanje v Planinski jami v obdobju 1980/81.

Acta carsologica 10, 107—125, Ljubljana, 1982, lit. 2.

Triletna opazovanja vertikalnega prenikanja vode v Planinski jami so pokazala, da se količina padavin in njihova razporeditev od leta do leta spreminjata, s tem pa tudi letna količina prenikle vode in raztopljenih karbonatov curkov v jami. Temperature in trdote prenikle vode sezonsko nihajo. Vodni valovi se dokaj dobro odražajo v poteku trdot, temperature in specifične električne prevodnosti vode. Opazovana curka 1 in 6 se med seboj razlikujeta. Dovodne poti curkov verjetno sestavljajo prepustnejši, direktnjši vodniki, ki odvajajo večje količine intenzivnejših padavin, ter mreže drobnih razvejanih vodnikov, ki pridejo bolj do izraza v sušnih obdobjih. Korozija prenikajoče vode je sorazmerna količini prenikle vode.

Abstract

UDC 551.444.3(497.12-14)

Kogovšek Janja: Vertical Percolation in Planina Cave in the period 1980/81.

Acta carsologica 10, 107—125, Ljubljana, 1982, Lit. 2.

Three years' observations of vertical water percolation in Planina Cave have shown that the precipitation quantity and its distribution change from year to year as well as the annual quantity of percolated water and the quantity of dissolved carbonates flowing through a fixed trickle into the cave. Temperature and hardnesses of percolated water oscillate seasonally. The water pulses are quite well reflected in the hardnesses, temperatures and specific electrical conductivity. The observed trickles 1 and 6 differ from each other. The inflow trickle ways are probably composed by more permeable and direct conduits, which are the most expressed during the intensive precipitations and by a net of capillary, dissected conduits which are more important in dry period.

The corrosion of percolated water is proportionate to the quantity of percolated water.

Naslov — Address:

Mgr. Janja Kogovšek, dipl. ing. chem., raziskovalni sodelavec
Inštitut za raziskovanje krasa SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna,
Jugoslavija

UVOD

Vertikalno prenikanje v krasu smo začeli na Inštitutu za raziskovanje krasa SAZU v Postojni raziskovati na območju Planinske jame in Pisanega rova v Postojnski jami leta 1976. Del opravljenega dela je že predstavljen (K o g o v š e k , H a b i č , 1981); med drugim opis vzorčnih mest, analize površja nad Planinsko jamo ter sledilni poskusi v letih 1977 in 1978.

V opazovalnem letu 1980/81 smo spremljali curka 1 in 6 v Planinski jami ter opazovali jesenski vodni val pri obeh curkih. Metode dela so bile enake kot prejšnja leta in ker so že opisane, jih tu ne bomo ponavljali.

HIDRODINAMIKA PRENIKANJA

Ugotovitve prejšnjih let, da se v letnem režimu curkov v jami odraža razporeditev padavin, so potrdile tudi meritve v zadnjem letu. Količina in razporeditev padavin se od leta do leta spreminjata, s tem pa se spreminja tudi letna količina vode določenega curka.

V obdobju 1980/81 smo poleg curka 1 zvezno merili tudi pretok in temperaturo vode curka 6, ki je stalen curek in leži globlje v jami kot curek 1. Njegova voda penika pretežno skozi spodnje kredne skladovite apnenice in vsebuje nad 96% karbonatne trdote.

Ker sta curka 1 in 6 oddaljena le dobrih 300 m, smo pričakovali dokaj enak način pretakanja. Oba curka imata približno enak potek pretokov v vodnem valu, vendar pa se med seboj razlikujeta v hitrosti reagiranja in velikosti pretoka. Curek 6 ima običajno višje pretoke kot curek 1, vendar pa razmerje njunih pretokov ni stalno in znatno niha.

Zato sklepamo, da ima curek 6 večje zbirno območje, čeprav temu nasprotuje dejstvo, da sta na osnovi registriranih vrednosti izračunani letni količini penikle vode za oba curka v opazovalnem letu 1980/81 enaki. Dobljeni vrednosti nista povsem zanesljivi, ker smo imeli pri registraciji pretokov večkrat težave.

V tabeli 1 so zbrani podatki o letni količini padavin, letni količini pretekle vode skozi curek 1 in 6 ter minimalni in maksimalni pretoki za tri opazovalna leta.

Tabela 1

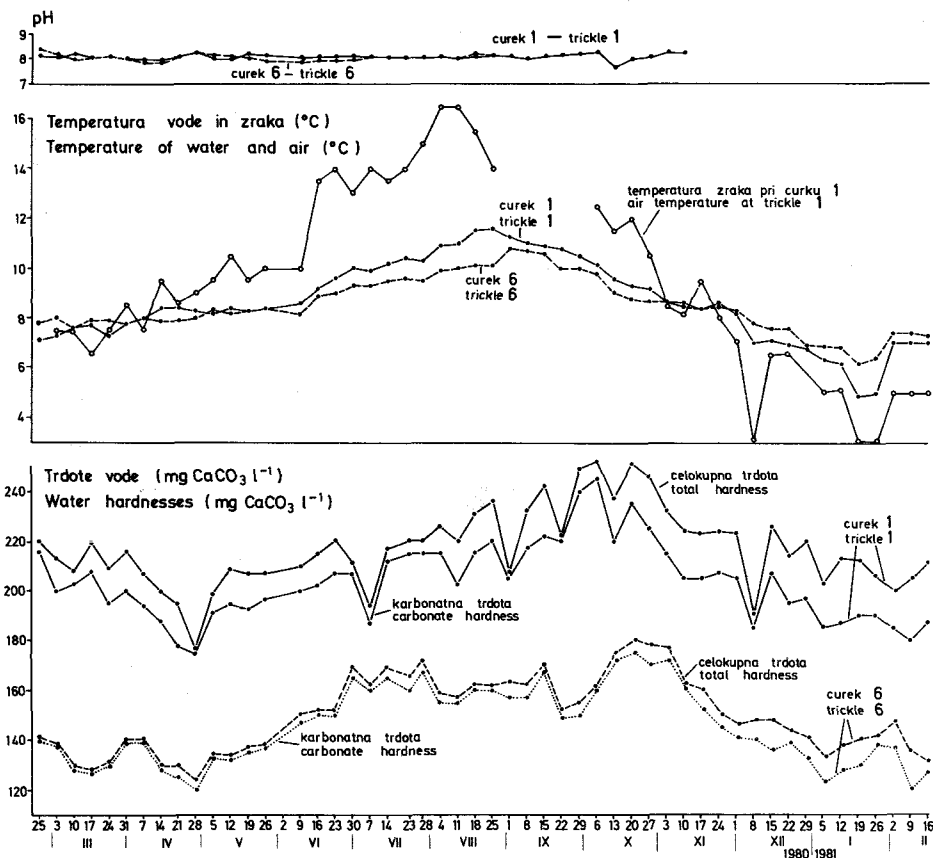
Opazovalno leto	Letna količina padavin	Letna količina vode		Pretoki			
		curek 1	curek 6	curek 1		curek 6	
				min	max	min	max
	mm	m ³		l h ⁻¹			
1977/78	1881,6	1900	—	1,2	12000	10	—
1978/79	2097,2	2000	—	1,2	4200	5	6300
1980/81	1976	1100	1100	3	4800	3	6600

V opazovalnem letu 1977/78 sta bili jesen in zima sorazmerno suhi, spomladi in poleti pa je padlo precej dežja, tako je zabeležena v jami pretežna količina vode v tem hidrološkem obdobju.

Opazovalno leto 1978/79 je imelo suho poletje z malo padavinami, sorazmerno več padavin je padlo jeseni, pozimi pa je bilo dosti padavin — izmenjuje sneg in dež, ki sta prispevala večje količine prenikle vode. Sledila je pomlad s sorazmerno malo padavinami.

V opazovalnem letu 1980/81 je bilo malo padavin spomladi in nekoliko več poleti, sledila je mokra jesen in precej snežnih padavin pozimi, ko je bila temperatura skoro stalno pod 0 °C, in zato se je sneg začel intenzivneje topiti šele konec februarja, ko smo že zaključili z našim opazovalnim letom.

Spomladi, poleti in pozimi sta imela oba curka nizke pretoke, razen v zgodnjem poletju. Jesenski dež pa je oblikoval številne večje in manjše vodne valove, ko je stekla skozi curka 1 in 6 v času od 6. oktobra do 1. decembra dobra polovica vse letne količine vode. Ta potek je razviden iz slike 1.



Slika 2. Letni potek pH, temperatura vode ter karbonatne in celokupne trdote curkov 1 in 6 v Planinski jami v obdobju 1980/81

Fig. 2. Annual course of pH, water temperature and total hardness of trickles 1 and 6 in Planina Cave in the observation year 1980/81

Poleti znatna evapotranspiracija zmanjšuje infiltracijo padavin, kar se pozna v izdatnosti curkov. Ta učinek je večji v letih, ko so v poletnih mesecih padavine enakomerno porazdeljene. Infiltracijo zmanjšujejo tudi mrzle zime z zmrznjenim snegom, ko se obilne količine vode sprostijo šele kasneje ob odjugah s topitvijo snega.

KEMIJSKO UČINKOVANJE PRI VERTIKALNEM PRENIKANJU VODE

V opazovalnem letu 1980/81 smo pri curkih 1 in 6 v Planinski jami zvezno beležili še temperaturo, vlago in pritisk zraka ter temperaturo vode. Vodne vzorce smo zajemali tedensko in jim določevali pH, karbonatno, kalcijevo in magnezijevo trdoto. Letni potek merjenih količin podaja slika 2.

Temperatura zraka in vode curkov ter trdote vode sezonsko nihajo, medtem ko se pH le neznatno spreminja in nismo mogli ugotoviti nikakršne odvisnosti z drugimi merjenimi parametri. Ker se v toplejši polovici leta voda pri prenikanju skozi jamski strop v smeri proti jami ohlaja, topnost CaCO_3 pa s padajočo temperaturo pri konstantnem PCO_2 narašča (Picknett, 1976), so dani pogoji za višje trdote prenikle vode v tem delu leta. Verjetno pa k temu prispeva svoj delež tudi počasna cirkulacija z minimalnimi pretoki. Obratno pa se v hladni polovici leta voda pri prenikanju v notranjost segreva, kar zavira raztapljanje CaCO_3 . Posledica so nižje trdote prenikle vode v tem obdobju.

Porast temperatur in trdot vode približno sovpada, če nam kot meja med naraščanjem in upadanjem temperatur oz. trdot, služi povprečna letna vrednost. Temperatura vode preko leta enakomerno narašča in upada, medtem ko trdote počasneje naraščajo in hitreje upadajo, tako da njuna viška ne sovpadata. Na poti od jamskega stropa do dna jame pride prenikajoča voda v stik z zrakom. Zunanja temperatura zraka vpliva na temperaturo zraka pri curku 1 znatno bolj kot na temperaturo zraka pri curku 6 globlje v jami, kar se tudi odraža v temperaturi vode curkov. Temperatura vode curka 1 niha preko leta z večjo amplitudo kot voda curka 6, ker sledi znatnemu nihanju temperature zraka ob njem.

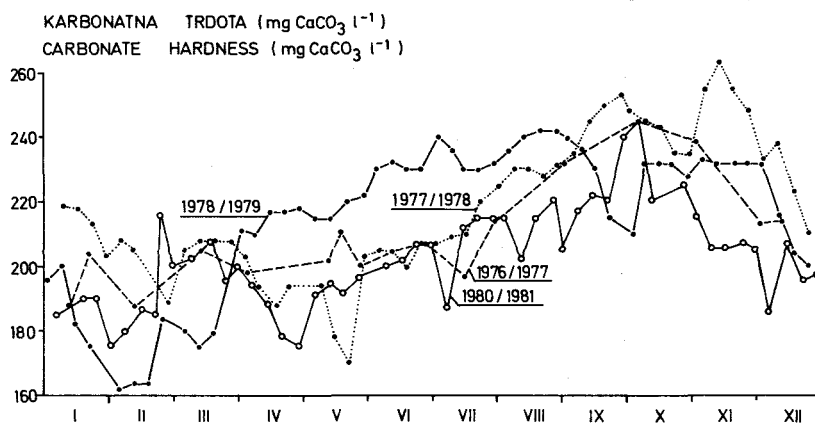
Celokupna in karbonatna trdota vode curka 1 sta znatno višji kot pri curku 6, kar odgovarja višji vsebnosti magnezijeve trdote v vodi curka 1, saj vsebuje voda curka 6 le do 5% le-te. Njuni letni povprečni vrednosti za kalcijevo trdoto se le malo razlikujeta. Voda obeh curkov raztaplja pretežno karbonatne kamnine, vendar ima curek 1 nekoliko večjo nekarbonatno trdoto kot curek 6.

Značilne vrednosti merjenih količin v treh opazovalnih letih so zbrane v tabeli 2.

Pri letnih potekih karbonatne trdote obdobja visokih in nizkih vrednosti dokaj sovpadajo; le v opazovalnem letu 1978/79 se je obdobje višjih karbonatnih trdot začelo približno 3 mesece prej. To si razlagamo z minimalnimi pretoki in ustrezno visokimi karbonatnimi trdotami preko celega leta, razen v času od decembra do vključno marca, ko so bili veliki in pogostni vodni valovi in je dosegala karbonatna trdota minimalne vrednosti. V opazovalnem letu 1980/81 pa smo ob koncu zime zabeležili neobičajen porast karbonatne trdote, ob ves mesec trajajočih minimalnih pretokih (sl. 3).

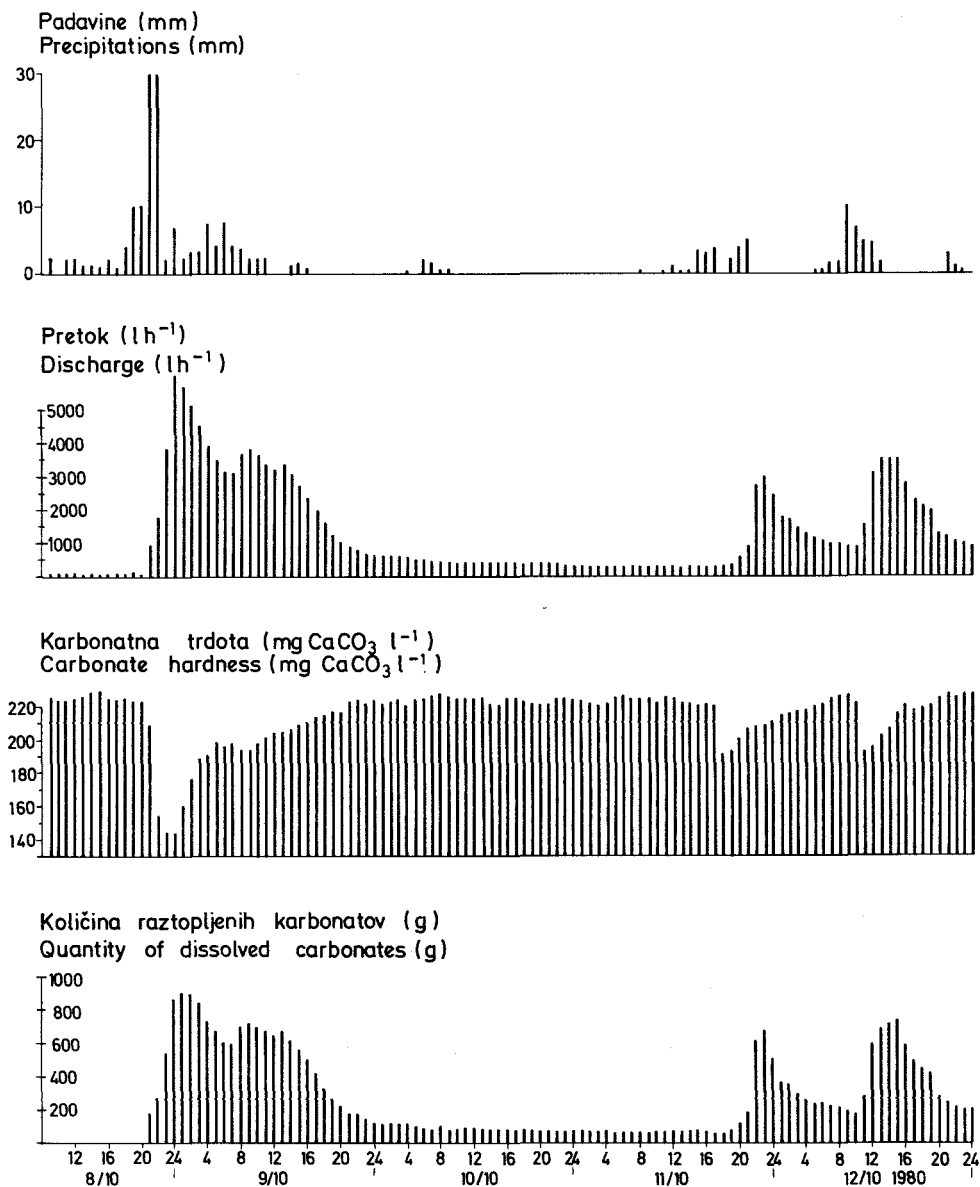
Tabela 2

	1977/78		1978/79		1980/81	
	curek 1	curek 6	curek 1	curek 6	curek 1	curek 6
Celokupne trdote						
Maksimalna	260	190	263	189	253	180
Minimalna	204	132	170	141	177	124
Povprečna	230	155	226	171	214	149
Karbonatne trdote						
maksimalna	263	193	242	180	245	175
minimalna	170	122	161	104	175	120
povprečna	219	149	215	164	202	146
Kalcijeve trdote						
maksimalna	180	182	180	177	174	175
minimalna	124	115	135	108	120	119
povprečna	155	148	159	157	145	143
Magnezijske trdote						
maksimalna	84	12	114	26	85	12
minimalna	64	3	31	4	57	1
povprečna	75	7	67	14	69	6
delež karbonatov	96,8	96	95,1	96	94,5	98,3%
delež kalcijeve trdote	67,3	95,6	70,2	92	68	96,2%
delež magnezijeve trdote	32,7	4,4	29,8	8	32	3,8%
Temperatura vode						
maksimalna	12,6	11,6	12,0	11,1	11,6	10,8 °C
minimalna	6,1	7,1	7,6	8,0	4,8	6,2 °C
povprečna	9,9	9,4	9,4	9,4	8,7	8,4 °C

Mg CaCO₃ l⁻¹

Slika 3. Potek karbonatne trdote curka 1 v Planinski jami v štirih opazovalnih obdobjih

Fig. 3. The course of carbonate hardness of trickle 1 in Planina Cave in four observation years



Slika 4. Curek 1 — vodni val oktobra 1980: potek padavin, pretoka, karbonatne trdote in količine raztopljenih karbonatov

Fig. 4. Trickle 1 — the water pulse in October 1980: precipitation, discharge, carbonate hardness and dissolved carbonates quantity course

Iz navedenega sledi, da so pri počasnejšem penikanju trdote višje kot pri hitrejšem, ne glede na letni čas in temperaturo. Korozijski učinek pa je seveda večji pri večjem pretoku, kar se sklada z dosedanjimi ugotovitvami (K o g o v š e k , H a b i č , 1981).

DINAMIKA PRENIKAJOČE VODE V VODNIH VALOVIH CURKOV

Vodni val se odraža v povečanih pretokih curkov po izdatnih padavinah. Prvega smo opazovali spomladi 1978. leta. Jesenski vodni val pa smo vzorčevali oktobra 1980 pri curku 1 in 6 v Planinski jami.

Po skoraj enomesečnem suhem obdobju je neenakomeren naliiv sprožil vodni val z dvojnimi viškom, ko je v 18 urah padlo 26 mm padavin, nato pa v 8 urah 84 mm in v nadaljnjih 14 urah 40 mm padavin.

Po dveh brezdeževnih dneh so sledile manj intenzivne padavine. Najprej v 6 urah 23 mm in kasneje v 8 urah 29 mm, tako da sta se zopet oblikovala dva vodna valova (slika 4 in 4a).

V prvem valu je curek 6 takoj reagiral na padavine in njegov prvi višek sovpada z viškom padavin, kar pa ne moremo trditi za nadaljnji potek tega vala. Podobno je bilo pri curku 1, le da je ta reagiral na padavine s 3-urno zamudo.

Pri obeh curkih je drugi vodni val izhajal z nekoliko višjega, tretji vodni val pa znatno višjega osnovnega nivoja pretoka. Curek 6 je reagiral v obeh primerih z 1-urno zamudo, curek 1 pa s 3 in 2-urno zamudo.

Očitno ne gre le za dokaj direktno stekanje po glavnih, krajših ali daljših, bolj ali manj prepustnih vodnikih v skladni gmoti do podzemeljskega prostora, kot bi si lahko razlagali začetni del poteka prvega vodnega vala. Verjetno je tu prisotna še obsežna mreža drobnih kapilarnih vodnikov, ki morajo biti bolj ali manj stalno zapolnjeni z vodo in predstajajo nekak "rezervoar", ki pride do izraza predvsem v sušnih obdobjih. Tedaj se oba curka napajata le iz te vode in nikoli ne presahmeta.

Ker je upor teh drobnih vodnikov velik, se verjetno počasneje polnijo in praznijo kot prepustnejši vodniki z manjšim uporom.

Velika, hitra povečanja pretoka si tako lahko razložimo kot intenziven odtok v prepustnejših smereh; ko pa njegov vpliv upade, pride bolj do izraza stekanje vode v curek po drobnih, razvejanih vodnikih. Pretok curka, oz. dotok po teh poteh pa je odvisen od hidrostatskega pritiska, oz. višine zapolnjenosti jamskega stropa s penikajočo vodo.

Zaradi sorazmerno hitrega reagiranja curka 6 na padavine sklepamo, da se v ta curek steka voda v direktnejših smereh, kar lahko pomeni krajšo pot ali večjo hitrost penikanja, kot pa v curek 1, ki reagira z dve do triurno zamudo. Curek 6 je dosegel v splošnem tudi nekoliko višje pretoke kot curek 1, kar je lahko posledica večjega zbirnega območja oz. "rezervoarja" curka 6.

pH, TEMPERATURA, TRDOTE IN SUSPENZ V VODNIH VALOVIH

Ob spremljanju jesenskih valov penikajoče vode smo merili temperaturo, pH, specifično električno prevodnost, trdote in suspenz vode. Njihov potek prikazuje slika 5.

pH

Spremembe pH so sorazmerno majhne. Pri povečanju pretoka pri obeh curkih je prišlo do upada pH.

Po suhem in toplem pozno poletnem in zgodnje jesenskem vremenu, ko je skozi curka 1 in 6 prenikala dokaj topla voda, so obilne in intenzivne padavine ohladile opazovalne curke. Velika hitrost penikanja verjetno ni omogočila segrevanja nove vode, ki je tako razredčevala toplejšo vodo v jamskem stropu in povzročila enotno upadanje temperature curkov.

Z upadanjem pretoka se verjetno zmanjšuje hitrost penikanja ter izcejanja vode iz jamskega stropa oz. "rezervoarja", kar povečuje zadrževanje prenikajoče vode v toplejši skalnati gmoti in s tem dviganje temperature vode, v našem primeru za 1 °C.

Temperatura vode se po vodnem valu ni dvignila na začetno vrednost, kar si razlagamo z nastopom mokrega in hladnejšega jesenskega vremena, ko se je začel jamski strop ohlajati, saj je temperatura vode po opazovanih vodnih valovih le še upadala. Tudi sledeča vodna valova sta povzročila znižanje temperature, vendar ne pod najnižjo temperaturo, ki jo je dosegla voda v prvem vodnem valu (pri curku 1 za 0,6 °C, pri curku 6 pa za 0,7 °C).

TRDOTE VODE

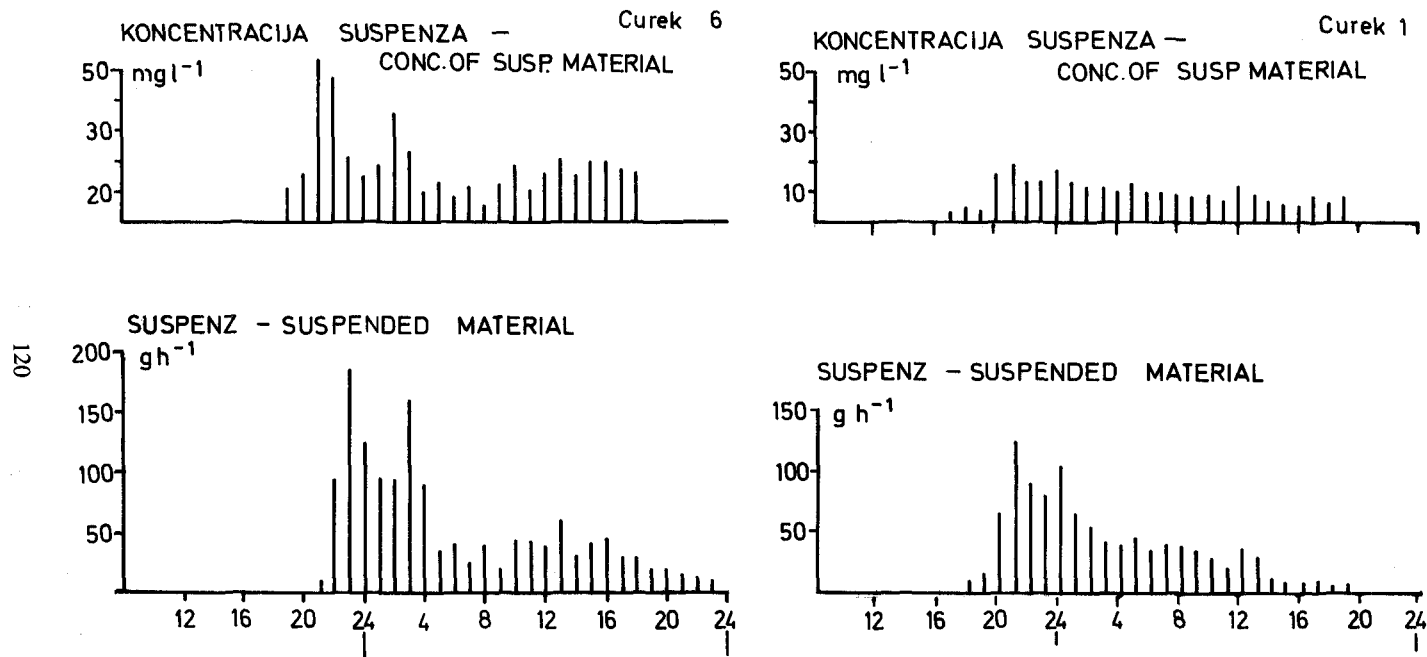
Opazovanje vodnega vala z dvema viškoma spomladi 1978 je pokazalo, da naraščanju pretoka sledi upadanje karbonatne trdote. To so potrdile tudi meritve opazovanih vodnih valov jeseni 1980. Spomladi 1978, ko je bilo obdobje nižjih trdot vode, smo v vodnem valu zabeležili močno začetno znižanje karbonatne trdote s 185 na 145 mg $\text{CaCO}_3\text{l}^{-1}$ in manjše ob drugem večjem višku s 165 na 154 mg $\text{CaCO}_3\text{l}^{-1}$.

Vodni valovi jeseni 1980 so bili v času najvišjih letnih karbonatnih trdot. Pri curku 1 smo zabeležili sočasno z naraščanjem pretoka upadanje karbonatne in celokupne trdote. Višek pretoka sovпада z najnižjo vrednostjo temperature ter celokupne in karbonatne trdote vode. V prvem vodnem valu je prišlo do znižanja karbonatne trdote z 222 na 142 mg $\text{CaCO}_3\text{l}^{-1}$, nakar se je v upadnem delu vodnega vala dokaj hitro dvignila na začetno vrednost in v drugem in tretjem vodnem valu upadla le za 30 mg $\text{CaCO}_3\text{l}^{-1}$.

Curk 1 je imel v času pred opazovanimi vodnimi valovi minimalni začetni pretok 12 l h^{-1}), iz česar sklepamo na minimalne zaloge vode v jamskem stropu. Hitro in močno mešanje te vode z veliko količino nove in hladnejše vode, je sprožilo močno in hitro upadanje temperature in trdot vode.

Pri curku 6 pa se je karbonatna trdota obnašala drugače. V času, ko smo opazovali omenjene vodne valove, se je pri tem curku začelo obdobje visokih karbonatnih trdot, ki je trajalo približno še en mesec. Vodni valovi so povzročili znižanje trdot, vendar v znatno manjši meri kot pri curku 1 (od 11 do 22 mg $\text{CaCO}_3\text{l}^{-1}$). Do znižanja trdot vode v prvem vodnem valu je prišlo šele približno tri ure po povišanju pretoka, ko je pretok narasel na maksimalno vrednost 6600 l h^{-1} . Pretok tega curka je pred začetkom vodnega vala še nekoliko narasel (120 l h^{-1}), tako da z dodatkom nove vode ni prišlo do tako hitrega in močnega razredčenja vode v jamskem stropu kot pri curku 1. Temperatura vode je začela takoj, a počasi upadati; večji dotok vode pa je to pospešil. Glede na zniževanje temperature vode so reagirale trdote vode s tri-urno zamudo. Delno si to lahko razložimo z večjo zalogo stare vode in manjšimi razlikami v trdotah nove in stare vode.

Izgleda, da je padec karbonatne in celokupne trdote sorazmeren razredčenju, pri čemer pa ni padla karbonatna trdota v nobenem primeru, tudi pri curku 6, pod 140 mg $\text{CaCO}_3\text{l}^{-1}$. Izgleda, da je to minimalna količina karbonatov, ki jih voda v danih razmerah raztopi. Velikost spremembe trdot v vodnem valu verjetno zavisi prav od njene začetne vrednosti in velikosti razredčenja.



Slika 6. Enourne koncentracije in količine suspenza prenikle vode v vodnem valu oktobra 1980 za curek 1 in 6

Fig. 6. One concentrations and suspended material quantity of percolated water in the pulse in October 1980 for trickles 1 and 6

SPECIFIČNA ELEKTRIČNA PREVODNOST

Potek specifične električne prevodnosti v vodnem valu se dokaj dobro sklada s potekom trdot vode. Ker je njeno merjenje enostavno in hitro, bi nam v manj zahtevnih primerih meritve specifično električne prevodnosti lahko nadomestile meritve trdot. Vendar pa je predhodno potrebno točneje določiti njuno razmerje.

SUSPENZ

Koncentracije suspenza v penikli vodi smo določevali le pri prvem vodnem valu (slika 6). Njegove vrednosti so bile nižje in so manj izrazito reagirale na povečanje pretoka v primerjavi z vodnim valom spomladi 1978. Največ suspenza je prinesla penikla voda v osrednjem delu vodnega vala v času 24 ur. V curku 1 smo namerili 1,4 kg, pri curku 6 pa 1 kg. Ti rezultati se znatno razlikujejo od rezultatov, ki smo jih dobili v spomladanskem vodnem valu. Za tehtne zaključke o kalnosti in eroziji bi bilo potrebnih še več podrobnih meritev in opazovanj.

LETNE KOLIČINE PRENIKLE VODE IN ODNEŠENIH KARBONATOV

Ker v vodnih valovih pritečejo v jamo v sorazmerno kratkem času večje količine penikle vode, je pri določevanju njene celoletne količine zelo pomembno, da upoštevamo vodne valove.

Na natančnost izračuna letne količine raztopljenih karbonatov v jamskem stropu vpliva natančnost meritev letne količine penikajoče vode in izračunana povprečna letna karbonatna trdota. Povprečno letno karbonatno trdoto izračunamo kot povpreček tedenskih meritev in nekoliko odstopa od dejanske vrednosti; za nekaj procentov je previsoka zaradi nižjih vrednosti karbonatne trdote v vodnih valovih.

Iz tabele 1 so razvidne letne količine penikle vode skozi curek 1 in 6. Po opisanem izračunu je v opazovalnem letu 1977/1978 penikajoča voda curka 1 vsebovala 408 kg, v letu 1978/1979 430 kg, v letu 1980/1981 pa 230 kg karbonatov. Te količine so v dobrem sorazmerju s količino penikajoče vode. Zaradi neupoštevanja znižane karbonatne trdote v vodnih valovih, posebno v obdobjih visokih karbonatnih trdot, pa so dejanske vrednosti nekoliko drugačne, vendar so napake vedno dosti manjše, kot bi bile, če ne bi upoštevali vodnih valov pri izračunu celoletne količine penikajoče vode.

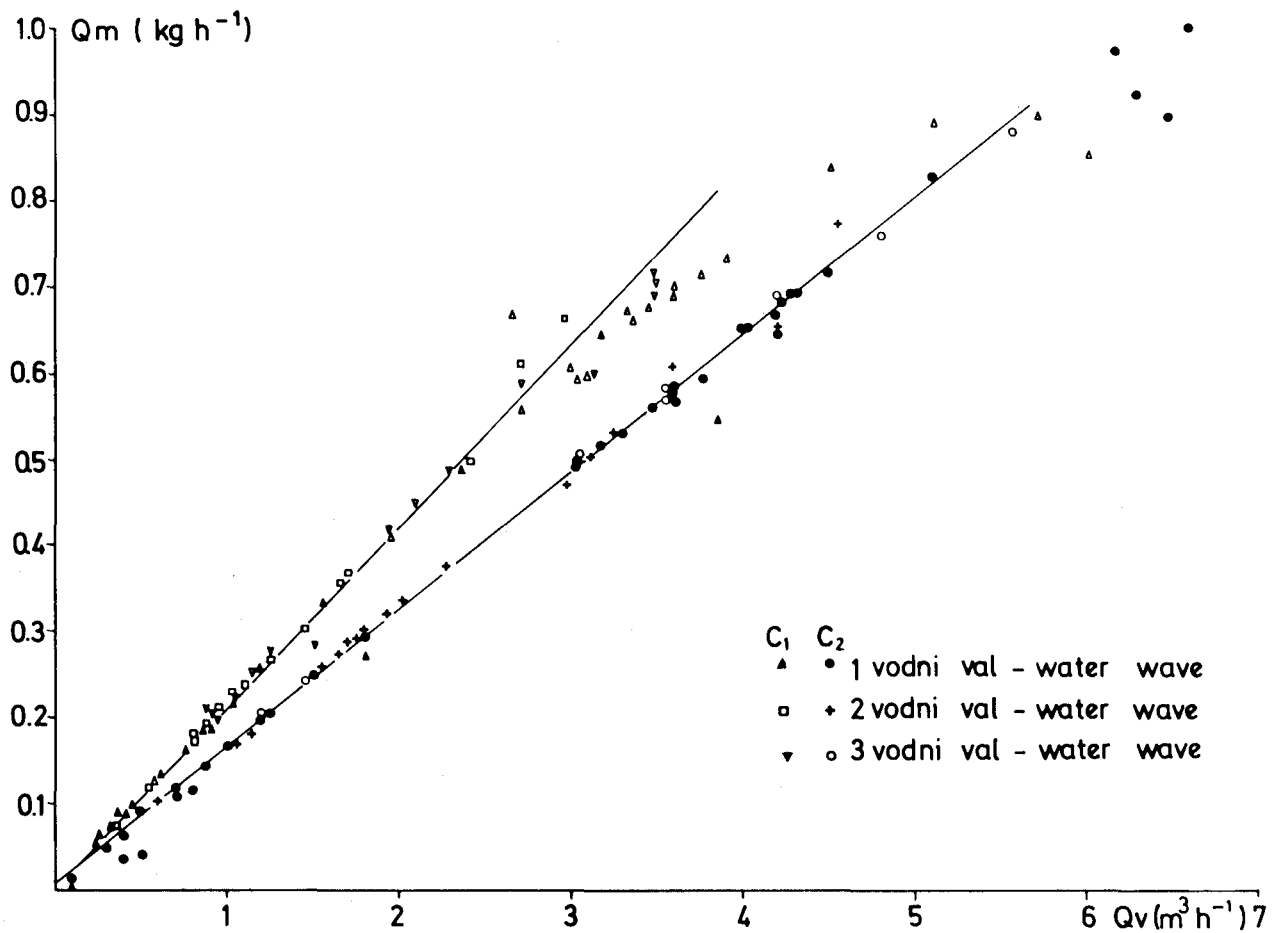
KOLIČINE PRENIKLE VODE IN ODNEŠENIH KARBONATOV V VODNEM VALU

V vodnem valu smo količino penikle vode določili grafično in računsko iz znanih vsakournih pretokov. Rezultati dokaj dobro sovpadajo. Iz vsakournih meritev pretoka in karbonatne trdote vode smo izračunali ustrezne količine karbonatov, ki jih je penikla voda prinesla v jamo.

Prvi vodni val je v jamo prinesel največ karbonatov — pri vsakem curku približno 18 kg; v drugem in tretjem vodnem valu pa 5 — 7 kg karbonatov.

Primerjava tako izračunane količine vode in količine karbonatov je dala dokaj linearno zvezo.

Slika 7 prikazuje linearno odvisnost pretoka raztopljenih karbonatov od volumnskega pretoka vode. Le pri curku 1 smo opazili znatnejše odklone od tega poteka; tako ob naraščanju v prvem valu, kot tudi pri večjih pretokih.



Slika 7. Curka 1 in 6 — vodni val oktobra 1980: odvisnost količine raztopljenih karbonatov od pretoka prenikle vode

Fig. 7. Trickles 1 and 6 — the water pulse in October 1980: dissolved carbonate quantity depending on the discharge of percolated water

ZAKLJUČKI

Triletna opazovanja curkov v Planinski jami so pokazala, da različna letna količina in razporeditev padavin vplivata na letno količino vode, ki priteče skozi določen curek v jamo. Tako je skozi curek 1 priteklo v opazovalnih letih 1977/78 in 1978/79 okoli 2000 m³ prenikle vode, v letu 1980/81 pa le 1100 m³, kar je bolj posledica drugačne razporeditve padavin kot količine. Temperatura in trdote prenikle vode sezonsko nihajo, vendar se njihov potek, podobno kot pretok prenikle vode, od leta do leta spreminja. Čeprav sta opazovana curka 1 in 6 v Planinski jami sorazmerno blizu, se razlikujeta v hitrosti reagiranja, velikosti pretoka, trdotah in temperaturi prenikle vode, kar je verjetno posledica tudi nekoliko drugačnega načina penikanja vode in velikosti zbirnega območja.

Sezonsko nihanje temperature vode curka 1 je večje kot temperature vode curka 6, ker na prvo vpliva znatno večje nihanje temperature zraka v vhodnem delu jame, kjer je curek 1. Celokupna in karbonatna trdota vode curka 1 sta precej višji kot pri curku 6, kar odgovarja večji magnezijevi trdoti pri curku 1. Konstantno višja trdota curka 1 pa pomeni ob enaki količini prenikle vode večjo korozijo v jamskem stropu pri curku 1 kot pri curku 6. Količine raztopljenih karbonatov, ki jih prinese prenikla voda v jamo, so v dobrem sorazmerju s količino te prenikle vode. Tako je prinesla prenikla voda curka 1 v opazovalnem obdobju 1977/78 408 kg raztopljenih karbonatov, leta 1978/79 430 kg, v letu 1980/81 pa le 230 kg. Podrobnejše dogajanje ob naraščanju in upadanju pretoka, ki je posledica nalivov, smo spoznali ob spremljanju vodnih valov. Curek 6 je pri opazovanju jesenskega vodnega vala reagiral na padavine takoj in njegov prvi višek sovпада z viškom padavin. Podobno je bilo pri curku 1, le da je reagiral na padavine s triurno zamudo.

Velika povečanja pretoka v začetnem delu prvega vodnega vala bi si lahko pojasnili z dokaj direktnim stekanjem po glavnih, krajših in bolj prepustnih vodnikih v jamskem stropu. Te poti pa verjetno dopolnjuje še obsežna mreža drobnih vodnikov, ki so bolj ali manj stalno zapolnjeni z vodo in predstavljajo nekakšen "rezervoar", ki napaja oba stalna curka. Izgleda, da na zakasnitev pretoka vpliva tudi višina zapolnjenosti tega "rezervoarja", oz. velikost pretoka curka. Hidrostatični pritisk, ki zavisi od višine zapolnjenosti teh drobnih vodnikov s preniklo vodo, pa verjetno uravnava pretok curka v upadnem delu vodnih valov in v času, ko ni padavin.

Vsakournе meritve pH odražajo vodne valove, a dokaj neizrazito, v nasprotju s temperaturo vode, kjer so nastopila znižanja že takoj ob manjših povečanjih pretoka. Do teh je prišlo verjetno zaradi postopnega mešanja toplejše vode v jamskem stropu in vse večjega dotoka hitro prenikajoče nove in hladnejše vode. Pri curku 1 dobro prikazuje vodne valove tudi potek trdot vode. Naraščanju pretoka sledi upadanje karbonatne trdote do minimalne vrednosti, ki tudi pri curku 6 ni segla pod 140 mg CaCO₃ l⁻¹. Upadanju pretoka pa sledi naraščanje trdot vode. Reakcija curka 6 je bila manj izrazita in z manjšim časovnim zaostankom, kar si ne znamo popolnoma pojasniti. Manj izrazito spremembo trdote bi lahko razložili z večjo zalogo stare trše vode in z manjšim vplivom nove prenikle vode v curku 6.

Z raztapljanjem karbonatnih kamnin in odnašanjem suspenza pri penikanju skozi jamski strop, vodni valovi v znatni meri prispevajo h kraški koroziji. Tako je v prvem vodnem valu voda skozi vsak curek prinesla v jamo približno 18 kg raztopljenih karbonatov, v drugem in tretjem valu pa 5–7 kg karbonatov. Ob jesenskem vodnem valu je bilo v curkih 1 in 6 le 1,4 in 1 kg suspenza, kar je precej manj kot ob spomladanskem vodnem valu 1978.

Krivulja odnešenih karbonatov lepo sovпада s krivuljo pretokov oz. količinami pretekle vode.

Izgleda, da je odnašanje karbonatov ob vodnih valovih v linearnem razmerju s pretokom prenikle vode.

To smo lahko zaključili na osnovi uporabljene merilne tehnike. Za točnejše ugotavljanje hitrosti reagiranja in količine prenikle vode bi potrebovali natančnejšo registracijo tako padavin na površju kot pretoka v jami. Z računalniško obdelavo dobljenih rezultatov meritev pa bi verjetno lahko pojasnili še marsikatero neznanko v sistemu dovodnih poti opazovanih curkov.

LITERATURA

- K o g o v š e k, J., P. H a b i č, 1981: Preučevanje vertikalnega prenikanja vode na primerih Planinske in Postojnske jame. *Acta carsologica*, 9, Ljubljana, 129—148.
- P i c k n e t t, R. G., 1976: The Chemistry of Cave Waters. *The Science of Speleology*, 213.

VERTICAL PERCOLATION IN PLANINA CAVE IN THE PERIOD 1980/81

Summary

The work in the experimental year 1980/81 presents the continuation of vertical water percolation researches in Planina Cave. We measured precipitations on the surface and discharge, temperature, pH and hardnesses of percolated water in the cave.

Three years lasting observations of trickle 1 have shown that the quantity and distribution of precipitations change from year to year, influencing to annual water quantity flowing through fixed trickle. Temperature and hardnesses of percolated water seasonally oscillate, but their course changes from year to year (Fig. 3). In the last observation year 1980/81 the trickle 6, deeper in the cave has been observed too. Although the both trickles are relatively near, they differ in reaction, discharge, temperature and hardnesses of water, being the reason of slightly different way of percolation, size of intake area and geological structure of the cave roof. Seasonal temperature oscillations of water at trickle 1 are bigger than these at trickle 6, because the temperature is influenced by air temperature oscillations in the entrance part of the cave where this trickle is lying (Fig. 2). The total and carbonate water hardnesses of trickle 1 are pretty higher than at trickle 6, corresponding to higher magnesium hardnesses at trickle 1. Permanently higher water hardness at trickle 1 means bigger corrosion in the cave's roof at the same quantity of percolated water in fixed time.

Calculating the annual quantity of percolated water through fixed trickle the weekly discharge measurements are not convenient because 20% mistake could be done. For more exact calculation the continuous discharge measurements have to be achieved.

For the calculation of annual carbonate quantity, dissolved and transported into the cave by the percolating water, we have taken weekly water quantities and corresponding carbonate hardnesses. For the observation year 1977/78 we thus reckoned that the percolated water of trickle 1 has transported 1.408 kg of dissolved carbonates, in the year 1978/79 430 kg and in the year 1980/81 230 kg.

The quantities of dissolved carbonates correspond pretty well with the quantity of percolated water. The table 1 gives the annual precipitation quantities and maximal and minimal discharges in three observation years. Characteristic properties of hardnesses and temperatures in these years are given on the table 2. The detailed course during discharge increase and decrease, the consequence of showers, was studied observing the water waves. In autumn 1980 in Planina Cave the intensive and non-regular precipitations caused the water pulses, which have been observed at trickles 1 and 6. Trickle 6 reacted to the precipitations immediately, while trickle 1 three hours later; at both trickles the first maximum corresponds to precipitation's maximum. Big discharge augmentation in the initial part of the first water pulse could be explained by relatively direct gathering into main, shorter and longer, more or less pervious conduits in the cave roof. These ways are probably completed by a net of capilar thin conduits, which are more or less permanently filled with water, feeding both trickles, which never dried up completely. Hydrostatic pressure, depending on degree of these thin conduits probably adjust the trickle discharge in decreasing part of water pulses in the time when there are no precipitations.

Each hour measurements of pH reflect water pulses, but not very expressly, in contrary to water temperature; the diminishments occur during smaller increase of discharge. Cooling of percolating water is probably the consequence of quick percolation of big quantities of cooler, fresh water and of its mixing with warmer water in the cave's roof (Fig. 6 and 7).

At trickle 1 the course of water pulses, mostly of the first water pulse represents very well the course of water hardness. Discharge increase is followed by hardness decrease up to minimal value, which even at trickle 6 did not come under $140 \text{ mg CaCO}_3 \text{ l}^{-1}$. Discharge decrease is followed by hardness increase. Trickle 6 reacted less expressly with temporary retardments which we cannot explain. Partly we can explain that it happened because of big stock of old water and smaller differences in hardnesses of old and recent water as at trickle 1.

By rock dissolving and suspended material transport during percolation through the cave roof water pulses in considerable degree contribute to the corrosion of the cave roof. Thus in the first water pulse the water transported in each trickle about 18 kg of dissolved carbonates, while in the second and third pulses 5–7 kg of carbonates.

The curve of dissolved carbonate quantity in the time corresponds to the discharge curve, to the quantity of percolated water respectively (Fig. 4,5).

From the figures 9–10 is evident the linear dependency of dissolved carbonate discharge from water discharge, proving that the quantity of percolating water presents the main factor of corrosion in the cave's roof.

**MORFOLOGIJA IN HIDROGRAFIJA
NAJDENE JAME**

(S 5 SLIKAMI V PRILOGI)

MORPHOLOGY AND HYDROGRAPHY OF NAJDENA JAMA

(WITH 5 FIGURES IN ANNEX)

FRANCE ŠUŠTERŠIČ

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981

VSEBINA

Izvleček — Abstract	130 (4)
UVOD	131 (5)
NOVA IZMERA	131 (5)
MORFOLOŠKI OPIS ROVOV	132 (6)
Splošne karakteristike spleta	132 (6)
Vhodni deli	133 (7)
Nadaljevanje Vranje jame in Piparski rov	135 (9)
Odcepi Piparskega rova	139 (13)
Putikova dvorana s soseščino	139 (13)
Lijak	140 (14)
Borisov rov	141 (15)
Sulčev rov	142 (16)
Pregled morfologije rogov	143 (17)
Splošni zaključki o morfologiji rogov	146 (20)
HIDROGRAFIJA NAJDENE JAME	146 (20)
Nizki vodostaj	146 (20)
Srednji vodostaj	148 (22)
Visoki vodostaj	148 (22)
Hidravlični sistem Najdene jame	149 (23)
Skupne hidrografske ugotovitve	150 (24)
LITERATURA	152 (26)
MORPHOLOGY AND HYDROGRAPHY OF NAJDENA JAMA (Summary)	153 (27)

Izvleček

UDK 551.442(497.12-14)

Sušteršič France: Morfologija in hidrografija Najdene jame.

Acta carsologica 10, 127—155, Ljubljana, 1982, lit. 18.

Najdena jama je največji jamski objekt na odtočni strani Planinskega polja. V letih 1978—1980 je bila podrobno izmerjena in izdelan načrt v merilu 1:250 ter proučevana morfologija in hidrologija jame. Le ta je mrežno sestavljen splet votlin, ki jih po oblikovitosti delimo v sedem skupin. Vodne razmere v jami so primerljive nizkemu, srednjemu in visokemu vodostaju na polju, vendar se ohranja višinska razlika okrog 10 m, kar pomeni, da nista povezana z neposrednim, odprtim prevodnikom. Menimo, da je jama danes le vodokaz poplavam, ki jih povzročajo nizvodne hidrogeološke ovire, ne pa pomemben odvodnik Planinskega polja. Zastavljene so nadaljnje raziskave, ki naj podrobneje osvetlijo dosedanje znanje o jami.

Abstract

UDC 551.442(497.12-14)

Sušteršič France: Morphology and Hydrography of Najdena jama.

Acta carsologica 10, 127—155, Ljubljana, 1982, Lit. 18.

Najdena jama is the most extensive speleological object at the outflow part of Planinsko polje. In the years 1978—1980 it was surveyed in detail and a plan on the scale 1:250 has been drawn. Parallely the morphology and hydrology of the cave were studied. The cave is a netwise organized pattern of evacuations which can be divided into seven morphological groups. The hydraulic conditions in the cave can be related to low, middle and high water level at the polje, but the hydraulic difference about 10 m is preserved. It means that no direct open conductor between the polje and the cave exists. We believe that in present conditions the cave is a piezometer of the floods caused by downstream obstacles only but not an important conductor of the sinking river. Further research of the exposed topics is in course.

Naslov — Address

France Sušteršič, dipl. ing. geol., asistent

Inštitut za raziskovanje krasa SAZU

Titov trg 2

66230 Postojna

Jugoslavija

UVOD

Najdena jama je ena pomembnejših slovenskih jam, tako v morfološkem kot v hidrološkem smislu (P. Habič, 1976, 60). Ker leži tik za severnimi, to je glavnimi ponori Planinskega polja, je razumljivo, da je bila že od odkritja notranjih delov leta 1963 deležna precejšnje pozornosti (M. Puc, 1963, M. Puc, 1964, F. Šušteršič, 1965/66, R. Gospodarič, 1969, P. Habič, R. Gospodarič, 1974, P. Habič, 1976).

Prvotni merski podatki, ki temelje na sprotnih kompasnih meritvah jamarjev-odkriteljcev, niso bili dovolj zanesljiva opora podrobnejšim študijem. Zato smo leta 1974 v okviru priprav na tretji mednarodni simpozij o sledenju podzemeljskih voda postavili reper na vhod v jamo in napravili višinsko izmero Velike štirne, to je osrednje vodne kotanje v južnem delu jame (I. Kenda, 1979), v letih od 1978 do 1980 smo ponovno izmerili vso jamo. Dobljeni topografski načrt je bil osnovna priloga kasnejšim elaboratom (R. Gospodarič, F. Šušteršič, 1979, R. Gospodarič, F. Šušteršič, 1980). Vzporedno z meritvami smo beležili vodostaje v jami. Prav tako smo na osnovi merskih podatkov odkopali z ilovico in skalami zadelani rov, ki veže vhodni del jame s predeli, ki jih višja voda sifonsko odreže od vhoda. Tako smo lahko opazovali gladine tudi ob najvišjih vodah v notranjosti jame.

V nadaljnjem podajamo osnovne merske, morfografske in hidrografske podatke o jami, zbrane med izmero, obenem pa opozarjamo na odprta vprašanja, ki so se pojavila ob teh spoznanjih in možnosti za njihovo reševanje.

NOVA IZMERA

Osnovni načrt jame smo izdelali v merilu 1:250. Matematično ogrodje kartiranja tvori poligon, ki smo ga po standardnih postopkih merili pretežno s teodolitom znamke MOM, delno tudi s kompasnim teodolitom znamke FENNEL-KASSEL. Vse razdalje so bile merjene z merilnim trakom, čitane pa z milimetrsko natančnostjo. Točke detajla smo v največji meri posneli z geološkim kompasom BRUNTON in merilnim trakom. Vse podatke smo preračunali v Gauss-Krügerjev koordinatni sistem z namiznim računalnikom tipa TEXAS Instruments TI 58. Skupno število točk glavnega poligona je 122, točk detajla pa je skupaj 1254. Dosežena natančnost načrta šteje po splošno uporabljani BCRA lestvici (B. Ellis, 1976) v najvišji, to je XD razred.

Jamski poligon je priključen na državno koordinatno mrežo na točki imenovani Trojberca. Smer je bila določena ob viziranju na Jakovico. Kontrolnega viziranja na kako drugo točko nismo opravili, saj bi sicer morali izkrčiti kompleks gozda v okolici. Koordinate smo preračunali v omenjeni koordinatni sistem, za kontrolo višin pa uporabili tudi reper, postavljen ob niveliranju leta 1974.

Ob snemanju detajla smo načrt (skico) sproti risali v merilu 1:250, tako da je osnovni načrt jame v kar najmanjši meri podvržen subjektivnim popravkom. Osnovni načrt sestavlja 25 kvadratnih listov s površino po 10.000 m². Omejeni so s stometrskimi Gauss-Krügerjevimi koordinatami. Ker rovi delno potekajo drug nad drugim, se pet parov listov prekriva.

Za tri najpomembnejša sifonska jezera smo izdelali podrobne načrte v merilu 1:100 in izobotami po 1 m. Njih potek smo izračunali z linearno interpolacijo iz podatkov sistematičnega sondiranja po metrskih intervalih vzdolž vzporednih profilov. Sondirali smo tudi ostale večje vodne kotanje. Podatki so prikazani na osnovnem načrtu.

Osnovni podatki o jami so naslednji:

nadmirska višina vhoda:	517,84 m
absolutna dolžina rogov:	4.986,1 m
horizontalna dolžina rogov:	4.573,2 m
največja višinska razlika:	121,1 m
najnižja človeku dostopna kota:	396,7 m
najnižja sondirana točka:	388,5 m

Pri meritvah nismo iskali novih rogov, posvetili smo se samo znanim delom jame. Iz tehničnih razlogov nismo merili nadaljevanja Desnega rova za sifonom, ki je bil preplavan leta 1972. Ta del jame, dostopen samo potapljačem, je dolg okrog 200 m in ni vštet v prej navedeno dolžino.

Operater pri izmeri poligona in detajla je bil I. K e n d a , risanje skic in izračun izmere je opravil F. Šušteršič.

MORFOLOŠKI OPIS ROGOV

Ob obravnavanju posameznih morfoloških značilnosti Najdene jame se v veliki meri opiramo na poimenovanje posameznih delov, ki so jih izrekli odkritelji. Le-ti niso sledili morfološkim ali kako drugače smiselno definiranim enotam, temveč so toponime izmišljali naključno.

Neposredno s poimenovanji posameznih rogov je povezan tudi način opisovanja jame. Pri tem bi želeli smiselno povezovati tiste votline, ki so med seboj tudi genetsko povezane — zaporedje opisovanja pa naj bi bilo nizvodno. Ker pa je jama izrazito poligenetska, obenem pa dokaj zapletena, je sistematika opisovanja nekakšne kompromis med zaporedjem odkrivanja in logičnimi povezavami votlin.

Zaradi preglednosti opisujemo jamo po delih, ki vsaj prostorsko sodijo skupaj, ogrodje temu pa tvori Piparski rov s svojim južnim in severnim nadaljevanjem. Pri lokaciji posameznih podrobnosti se sklicujemo tako na uveljavljena imena, kot tudi na posamezne merske točke. Vse to je zabeleženo na načrtu jame (priloga 2).

SPLOŠNE KARAKTERISTIKE SPLETA

Najdena jama se že na prvi pogled precej razlikuje od večine večjih slovenskih jam. Te razlike izvirajo predvsem iz samosvojih hidroloških razmer, ki neposredno opredeljujejo morfogenetse procese. Današnja Najdena jama je bolj ventil kot prevodnik vodom podzemeljske Unice. Njena gladina v jami niha za skoraj štirideset metrov, medtem ko

pomembnejših tokov v jami ne zaznamo. Zato so rovi dostikrat zaglinjeni in njihovi prehodni odseki povezani manj logično, etažnost pa je mnogokrat zabrisana.

Osnovno značilnost jamskega spleta najlaže opišemo s skupino parametrov, ki jih je v ta namen definirala A. D. H o w a r d (1971). Neposredni morfometrični kazalci so že precej razširjeni (P h. R e n a u l t, 1971, V. N. D u b l j a n s k i, et al., 1980) in ne potrebujejo posebne razlage. Oba mrežna indeksa pa sta uvedena neposredno iz topologije in dajeta vpogled v način prepletenosti jamskega sistema. Podatke o jamskem spletu najlaže prikažemo tabelarično:

Tabela 1

L (absolutna dolžina rogov)	4,986 km
A_p (limita ploščine minimalnega očrtnega konveksnega mnogokotnika) ...	0,2278 km ²
t (število samostojnih odsekov rogov)	138
e (število slepih zaključkov)	37
n (število razcepov)	82
i (število zank)	20

Iz teh podatkov izračunamo parametre, ki jih kaže naslednja

Tabela 2

$\frac{L}{A_p}$ (rovnatost)	21,89 km/km ²
$\frac{t}{A_p}$ (poprečno število samostojnih odsekov rogov na km ²)	605,87
t \varnothing (poprečna dolžina samostojnega odseka)	36,13 m
α (indeks prepletenosti)	0.05858
β (indeks povezanosti)	1,1597

Visoka vrednost rovnatosti jasno kaže, kako prevotljeno je območje Najdene jame. Obenem pa je površina minimalnega mnogokotnika pravzaprav presenetljivo majhna, če jo primerjamo z dimenzijami neposrednega zaledja Sten. Ker ni nikakršnih znamenj, da bi bilo območje Najdene jame kakorkoli privilegirano pred soseščino, lahko predvidevamo, da je skupna dolžina rogov med Škofjimi Lomi in Strževco več deset kilometrov.

Vrednosti indeksa povezanosti, večje od 1, so značilne za mrežno in ne drevesasto povezane splete. K temu govori tudi sorazmerno majhna poprečna dolžina posameznega odseka rogov. Ker pa je indeks prepletenosti sorazmerno nizek, lahko zaključimo, da je velik del rogov v območju Najdene jame tako ali drugače človeku nedostopen.

Vzporedno z merjenjem smo tudi podrobno kartirali morfološke podrobnosti, ki so zabeležene na listih merila 1:250. Zaradi lažjega razumevanja sklepnih ugotovitev podajamo v nadaljnjem splošen opis jamskih prostorov.

VHODNI DELI

Vhod v jamo je ob severnem kraju majhne globeli, na višini 517,8 m (tč. 1). Navpična odprtina, slab meter premera, vodi v 5 m globoko brezno vegastih sten, ki je prevlečeno z razpadajočo sigo. Na dnu preide v manjšo votlino, ki se skozi dve odprtini velikosti okrog 5 m² odpira proti jugu v Vhodno dvorano. Preko zasigane vmesne

police, kjer zija ob vzhodni steni stransko brezno in prek sledeče previsne stopnje (12 m) dosežemo dno Vhodne dvorane na višini 495 m. Vhodna dvorana (25 m x 6 m) je spotegnjena v smeri jugovzhod-severozahod. Z obeh krajnih točk se dno strmo spušča proti nadaljevanju jame, ki je prav pod vhodnim breznom. Jugovzhodno pobočje dvorane je čezinčez zasigano, severozahodnega pa sestavlja z ilovico pomešan podorni material, ki se morda siplje izpod sosednje vrtače. Jama se nadaljuje z okrog 6 m širokim in 10 m visokim portalom v Šerkov rov, ki se preko sigovih kaskad strmo spušča proti jugu. Tudi ta kaže prevladovanje predvsem sekundarnih procesov. Dno poševnega rova se izravna na koti 470 m, kjer je več čokatih stalagmitov. Malo prej sta ob vzhodni steni dve brezni, od katerih je drugo slepo, prvo pa se nadaljuje v Ičotov rov (tč. 5. 3). Za stalagmiti sledi okrog 6 m globoka stopnja Fontana, ki jo je kapnica poglobila v danjo naplavino.

Sledi okrog 5 m širok in do 3 m visok obokan rov, ki vodi proti jugu. Očitno je to stropni del zaglinjenega večjega rova. Po dnu so predvsem ob vzhodni steni kupi ilovice, ob zahodni steni pa je voda delno odplavila tudi ilovico pod sigovimi ploščami, ki so podlaga omenjenim kupom. O strugi, ki jo omenja I. G a m s (1963, 28) govorimo le stežka. Strop je gladek in gol — le ob posameznih razpokah je zrastle nekaj kapnikov.

Pri tč. 8 se rov odpre v okrog 20 m dolgo in do 8 m široko Šerkovo dvorano. Njeno dno je v severnem delu pretežno zasigano, v južnem pa ilovnato. Strop je v južnem delu gladek in pokrit s preperelim apnencem in hieroglifi. V severnem delu prehaja v kamin, navezan na prelom v severovzhodni smeri. V ilovnato dno južnega dela dvorane se zajedata lijaka, ki prehajata v brezni. Na zahodu zija t. i. Šerkova štirna, ki se po več zaporednih stopnjah slepo konča na koti 421 m. (glej tudi I. G a m s, o. c. in P. H a b i č, 1970, 68). Na vzhodni strani pa je t. i. Michlerjeva štirna, ki preide v manjšo dvoranco, z dnom na koti 453 m (tč. 9,5). Iz nje vodita proti severu in jugu manjša rova okroglega prereza, ki sta v celoti zadelana s sedimenti.

Od tč. 9 proti jugu vodi mestoma komaj meter visok, do 3 m širok, deloma obokan rov z ilovnatim in sigovim dnom. Po 50 m se dno skoraj stakne s stropom. Tod so ljubljanski jamarji spomladi 1963 (M. P u c, 1963, 39) prekopali ožino, sledeč prepihu, ki je vodil že prve raziskovalce (G a m s, o. c., 29). Ožino so imenovali po najbolj vztrajnem kopaču Radeščkova pasaža (M. P u c, o. c.). To so pozneje še razširili. Iz Dvoranice podpisov (tč. 13), ki sledi Radeščkovi pasaži, se rov strmo spusti do desetmetrske stopnje, imenovane Plošče in dalje v Pucovo dvorano.

Šerkov rov se proti severu nadaljuje skozi Ičotov rov, ki ga dosežemo skozi brezno pri tč. 5, 3. Ta prehod je bil umetno prebit leta 1979, ko je postalo ob detajlni izmeri jasno, kako se tod približujejo vhodni in osrednji deli jame. Očiščeni del rova kaže le malo oblikovitosti prvotne votline, ko pa vstopimo v nadaljnje prostore, ima rov obliko okrog 1,5 m visoke in do 1 m široke eliptične cevi. V dno se zajeda meander, po katerem se pretaka kapnica. Sledi 5 m stopnje, pod katero je v večjem rovu dno podorno in ilovnato. Verjetno je šele to pravo nadaljevanje Šerkovega rova, višje votline pa so drugotnega pomena. Sledi odsek rova, ki ima še prvotno eliptično obliko, preseka 6 m in višine 4 m. Prek stopnje, nastale zaradi močne korozije pod kaminom, dosežemo ilovnato dno rova, ki se tu razširi na okrog 8 m širine, medtem ko znaša višina podorno preoblikovanega, škatlastega profila okrog 3 m. Pri tč. 43.11 se rov izteče v Dvorano na Lijakom (del Piparskega rova).

Pucova dvorana, ki jo dosežemo skozi Radeščkovo pasažo, ima skalno dno na višini 441 m in je verjetno del večjega rova, ki vodi proti zahodu. Prerez je v začetku povsem prirejen skladom; dno je delno podorno, delno zasigano in zaglinjeno. Dalje proti zahodu se ilovnata tla v strmih skokih prevesijo v Veliko štirno. Prav tako se pod koto 435 m spusti strop, ki je podorno preoblikovan v pravokotni profil. Zato nastaja tod ob

poplavi sifon. Med tč. 15 in 16 se cepi v višini 478 m proti zahodu težko dosegljivi Francetov rov, ki vodi proti Piparskemu rovu I.

Mala štirna se imenuje .strm prehod pod kamini pri tč. 15, 4, ki vodi iz Pucove dvorane v močno naklonjen splet zablatenih paragenetskih rogov. Verjetno so njihovi prvotni prerezi nekoč presegali 5 m², danes pa jih je poplavna ilovica močno zadelala. Ti rovi odvajajo kapnico, ki se zbira v kaminih v Pucovi dvorani, ni pa posebno dvomljivo, da je prvotne votline izdelala ponikalnica. Ponekod so po stenah prevleke recentne, prhke bele sige, voda pa izpira iz ilovice nepravilno oblikovane konkrecije. Rovi Male štirne sežejo do kote 415 m.

Iz Pucove dvorane dosežemo rob Velike štirne, ki je prek 20 m dolga, široka in visoka dvorana. Vanjo se v več višinah stekajo genetsko in funkcionalno različni rovi, v dnu pa je prek 10 m globoko sifonsko jezero, obdano s pretežno prepadnimi bregovi. Dvorano v celoti zaliva poplavna voda. Ob njenem vzhodnem robu se vleče 15 m nad vodo strma polica iz poplavne ilovice, po kateri lahko dosežemo Konglomeratno dvorano. V jugovzhodnem kotu Velike štirne vodi strmo ilovnato pobočje prav do vodne gladine. S tega mesta lahko po polici vzdolž južnega roba dvorane dosežemo prehod v Dvorano štirih.

NADALJEVANJE VRANJE JAME IN PIPARSKI ROV

Konglomeratna dvorana se razprostira med tč. 17,4 in 25. Dolga je okrog 40 m, široka 10 m do 20 m, visoka pa do 20 m. Sedanjo obliko so ji dali podori, kar se odraža kot podorni kupi na deloma ilovnatih in zasiganih tleh. Živoskalno dno ni vidno, nedvomno pa leži pod koto 436 m. Proti jugovzhodu zasipa dvorano sprijet konglomerat, vrh katerega se lahko splazimo še okrog 20 m dalje, tik udornice Vranje jame. Tu je podorno gradivo pokrito z rdečkasto kristalno sigo.

Iz Konglomeratne dvorane se cepi niz manjših rogov, od katerih je najvažnejši Matjažev rov. Vhod vanj je tik točke 19, kjer se spustimo v okrog 5 m širok in do 3 m visok erozijski rov na višini 429 m, po dnu nasut s fluvialnimi sedimenti. Po 30 m se rov razširi v manjšo dvoranico, od koder vodi strma ilovnata drča sploščenega eliptičnega profila strmo ob skladih navzgor. Na višini 441 m (tč. 23. 2) jo zapira Piramida, sestavljena iz sprijetega gruča.

Južni krak Matjaževega rova je eliptičen rov, komaj do 2 m² prereza, ki se zaključi s podorom na koti 425 m, že daleč pod podornim dnom udornice Vranje jame. Rov je ob poplavih še aktiven in kaže vse značilnosti prevodnika deroče vode. Le ta se nato skozi vhodne dele Matjaževega rova preliva proti Konglomeratni dvorani in od tod vzdolž njene severovzhodne stene v Velikanov rov. Ta je dolg komaj nekaj deset metrov in nepravilno oblikovan. Po dnu je poleg podornega gradiva in poplavne ilovice tudi precej fluvialnih nanosov, ki očitno prihajajo iz Matjaževega rova. Velikanov rov se izteče v Veliko štirno.

Le nekaj metrov pod Velikanovim rovom potekajo kanali spleta, imenovanega Metodov rov. Lahko ga dosežemo skozi komaj prehodno razpoko pri tč. 17. 3, neposredno iz lijaka Velike štirne. Drugi vhod je pri tč. 17. 22, kjer se moramo najprej splaziti skozi komaj prehodno cev v živi skali, nato pa spustiti skozi 13 m globoko brezno. Splet sestavlja več rogov, ki jih lahko morfološko razdelimo v dve skupini. V dinarski smeri poteka tesen, a do 3 m visok rov s prerezom ključavnice. Živoskalno dno na višini 419 m je delno pokrito z ilovico in mivko. Pravokotno nanj poteka strm, paragenetski rov, visok in širok komajda nekaj več kot meter. Dno mu pada vzdolž skladov proti zahodu in doseže na najnižjem mestu koto 414 m, kar je le 4 m nad najnižjo gladino Velike

štirne. Po dnu tega dela Metodovega rova najdemo z ilovico pomešano mivko, pa tudi večje prodnike.

Nad vhodom v Matjažev rov zija okrog 2 m širok in do 1 m visok vhod v Velikan-kin rov. Poteka proti jugu in se nadaljuje v Spodnji Tototov rov, oba pa veže široko okno pri tč. 18.24 s Konglomeratno dvorano. Spodnji Tototov rov se nadaljuje še nekaj deset metrov proti jugu. Tu dobi značaj razširjene lezike, ki se končno zoži v človeku neprehodne špranje. Ob zahodnem kraju je manjša razširitev, kjer zija vhod v 8 m globoko brezno z ilovnatim dnom na koti 429 m. Sp. Tototov rov je značilen primer sekundarnega obhodnega rova, ki ga je oblikovala voda, ko si je iskala iz Vranje jame poti mimo čelnega podora v Konglomeratni dvorani.

Skoraj natanko nad tem rovom poteka Medvedji rov. Profil mu sliči na razširjeno navpično razpoko, strmo dno pa je nasuto s konglomeratom in poplavno ilovico. Tik pred koncem se izravna na koti 457 m. Tu je bilo najdeno okostje jamskega medveda. Rov je na koncu zadelan s konglomeratom, ki mu je primešano nekakšno "vezivo" iz cementiranega psilomelana. V špranjah najdemo še zadnje ostanke aragonitnih ježkov, ki so jih, tako kot kosti jamskega medveda, že močno opustošili razni obiskovalci.

Konglomeratna dvorana je glavno nadaljevanje Vranje jame, od katere jo loči le podor. Voda, ki je obe oblikovala, je tekla dalje proti severu v Piparski rov. Tega dosežemo po izpostavljeni polici, 35 m nad gladino vode v Veliki štirni, ob zahodnem robu podornega lijaka, ki veže le to s Konglomeratno dvorano.

Živoskalno dno se pojavi na koti 435 m. Strmo pobočje z zasiganim gruščem se dvigne do kote 450 m. Prej obokan strop zadobi značilne "škatlaste" oblike, podori pa so neposredno vezani na pojav dolomitnega horizonta. Pri tč. 26,3 visi s stropa 6 m dolg in do 2 m debel storžast stalaktit, imenovan Hansov kapnik. Pri tč. 26.11 se rovu, ki se od tod dalje imenuje Piparski rov I, priključi Francetov rov, ki vodi na višini okrog 447 m iz Pucove dvorane. To je značilen primeren elptični rov profila okrog 2 m². Njegovo nadaljevanje je verjetno Mojčin rov, ki se začne pri tč. 26.2 in je brž zadelan z ilovico.

Piparski rov se nadaljuje proti severozahodu. Prvih sto metrov je do 15 m širok in do 10 m visok rov povsem podornega značaja. Pri tč. 39 se presuče proti severu in razširi v manjšo dvorano, kjer se v sicer golem rovu pojavljajo številni stalaktiti (Dvorana makaronov).

Nadaljnjih 100 m rov spominja na 10 m širok in do 12 m visok obokan hodnik, kjer so po dnu plitve sigove ponve. Stene so gole, z nekaj ostanki erodirane stare sige. Ta del rova se imenuje Stopnišče. Na njegovem severnem koncu se strop polagoma zniža, oblike rova pa postanejo spet podorne. Dno se polagoma spušča v območje visokih poplav in je zato pokrito s poplavno ilovico.

Pri tč. 42 se rov obrne proti severovzhodu in preide v Dvorano nad Lijakom, od katere ga deli 12 m globoko brezno, imenovano Veliki Lijak. Tega obidemo po južnem robu in preko grebena med Velikim in Malim Lijakom dosežemo ilovnato dno Dvorane nad Lijakom. Jugovzhodno od Malega Lijaka zija okrog 8 m višje vhod v že obravnavani Ičotov rov.

Dvorana nad Lijakom je dolga okrog 60 m, široka do 25 m in prav toliko visoka. Dno ji je v nizkem zahodnem delu ilovnato, saj ga zalivajo poplave. Osrednji del dvorane pokriva podorno skalovje, ki pa je delno prevlečeno z zasušeno poplavno ilovico, katere ostanke lahko najdemo vse do višin 445 m, medtem ko je dno dvorane deset metrov niže. Severovzhodni del dna dvorane zalivajo recentne sigove prevleke, ki jih izloča kapnica s Kamina naših cen (tč. 44). Ob južnem kraju dvorane prebija strop in stene snop kaminov, ki jih lahko opazujemo že v višje ležeči Vhodni dvorani, pa tudi pod nivojem Dvorane nad Lijakom v rovih obeh Lijakov.

Proti severozahodu prehaja dvorana v 10 m širok in pol toliko visok rov, delno paragenetskih oblik. Očitno je razpadel le toliko, da so odpadle najbolj izpostavljene štrline. Zato ima na prvi pogled delno tudi podoren videz.

Danje skalovje pa ni razbito in zdrobljeno, temveč najdemo nepoškodovane celo po več m² velike, sorazmerno tanke plošče. To moramo razumeti, da so se verjetno luščile s stropa, ko so bile povsem obdane z ilovico — le to pa je voda pozneje delno odstranila in skalni kosi so prišli v sedanji položaj. Rov se hitro oži in niža in ko preide v območje poplav, postane pri tč. 45 dno ilovnato. Sledi komaj prehodna Druga pasaža z ilovnatim dnom, ki jo zaliva poplavna voda in ko tam zaostaja v manjših lužah. Pasaža je dolga slabih 20 m in se pri tč. 48.10 odpre v Piparski rov II.

Takoj na začetku vodi iz Pipanskega rova II proti jugozahodu prvi vhod v Labirint, rov pa, ki je širok do 4 m in visok okrog 1 m, se obrne najprej proti severovzhodu. Očitno je tudi tod največji del profila zadelan z ilovico. Po 50 m se rov zviša in razširi v okrogel prostor s premerom okrog 20 m in višino do 7 m. V sredini je kup poplavne ilovice, ki sega skoraj do stropa. Ta nanos obidemo po vzhodni strani, rov pa se poveča do širine 10 m in višine 8 m. Ker ga ob poplavi v celoti zaliva voda, je popolnoma prekrit s poplavno ilovico. Prerez rova je paragenetski, vendar pa ne kaže tako ostrih oblik, kot nekateri predeli Metodovega rova, Piparskega rova III in Borisovega rova.

Pri tč. 52 je v stropu več kaminov, skozi katere priteka sigotvorna voda, ki je v veliki meri prekrila ilovnate kupe ob severni steni, po dnu pa oblikuje velike sigove ponve. Voda izteka skozi manjši lijak v Labirint. Sigotvorna voda priteka tudi še skozi kamine v nadaljevanju rova, po dnu pa se zbira v globokih kotanjah, vendar pa se pri tem značaj rova ne spremeni.

Šele, ko se rov spet zasuje proti severu, se mu prerez zmanjša na četrtno prvotnih dimenzij, dno pa se prične spuščati. Na danjem ilovnatem nasipu se po vsaki poplavi razvijejo nekakšne vdolbine, ki so, tako kot naplavljeni mivka, posledica tekoče vode.

Dno rova, ki že od vhoda v Drugo pasažo stalno pada, doseže pri tč. 72 koto 432 m. Tu je sredi rova manjše jezerce ujete vode, rov pa se cepi. Nizka odprtina vodi proti zahodu v Zvezni rov, proti severu pa se nadaljuje Piparski rov III. Prvih petdeset metrov ohranja prvotni značaj zaglinjenega paragenetskega rova, s to razliko, da so sklani noži še za stopnjo bolj korodirani kot drugod, kar imenujejo jamarji Krokodili (tč. 59). Rov se nato razširi in zviša, dno pa se strmo vzpenja do kote 437 m. Poplavna voda vali po pobočju, ki se dviga vzvodno, odlomljene kose delno sprijete ilovice in jih oblikuje v ilovnate prodnike. Profil rova dobiva namesto paragenetskih vse bolj podorne oblike in dlje proti severu je po dnu, ki ga poplava ne doseže več, podorno skalovje. Na tem mestu se proti jugovzhodu dviga zasigano pobočje skozi portal, ki vodi v Stopinjski kamin (tč. 61.35). Vse predele jame od severnega vhoda v Drugo pasažo do podora pod Stopinjskim kaminom ob poplavi v celoti zalije voda.

Za podorom se dno spet spusti in postane na koti 429 ilovnato, rov pa ohrani večje dimenzije (8 m x 5 m) in škatlast profil. To pomeni, da je pod ilovnato prevleko pričakovati še podorni material in šele pod njim morda živoskalno osnovo. Vse to govori, da je prvotni rov precejšnjih dimenzij.

Pri tč. 63 se rov deli, v dnu pa se pokaže živa skala. Proti vzhodu vstopimo v nadaljevanje Piparskega rova, Desni rov. Rov ima ilovnato dno na koti okrog 435 m, profil pa je podoren (škatlast), dimenzij 6 m x 4 m. Prostor se polagoma poveča in zviša, dno pa se začne vzpenjati in postane v celoti podorno. Rov tako preide v Šumečo dvorano, ki je dobila svoje ime po kapnici, ki priži z mnogih kaminov. Ti postanejo med točkama 64.10 in 64.19 tako obsežni, da le stežka govorimo o jamskem stropu. Med njimi se trgajo po več deset m³ veliki skalni bloki. Dno dvorane je tudi že nad gladino

recentnih poplav, vendar pa zasledimo v njenem vzhodnem kotu izsušeno poplavno ilovico tudi višje. Prav tam so tudi večji kompleksi že močno razpadle starejše, rdečkaste kristalne sige. Mlada siga raste v Šumeči dvorani južno od tod, predvsem med tč. 64.12 in 64.15 in je izrazito bela in prhka.

Šumeča dvorana se nadaljuje proti severu ob komaj zmanjšanih dimenzijah, nato pa postane dotlej podorno dno spet ilovnato in se strmo spusti proti severu. Tam dosežemo na koti 417 m gladino sifonskega jezera. Ta sifon je bil že večkrat preplavan. Za njim se rov nadaljuje še okrog 200 m ob podobnih dimenzijah, nato pa ga prekine vertikalna pregrada, vrh katere se rov še nadaljuje. Vendar ta zapreka doslej še ni bila premagana, v glavnem zato, ker potapljaška oprema ovira plezalce.

Od čelnega podora v Konglomeratni dvorani pa do konca Desnega rova je ves rov (Piparski) v sedanji obliki tudi zaporedje istočasno nastalih prostorov — glavnega odtoka višjih etaž Vranje jame. V južnem delu, to je do Dvorane nad Lijakom, vsaj mestoma naletijo na živoskalno dno, strop pa podorno ni bistveno preoblikovan. Severno od Dvorane nad Lijakom živoskalnega dna ne najdemo več, dno je v celoti pokrito z ilovico ali podornim skalovjem, strop pa kaže podorne oblike, ki v dlje časa zalitih rovih prehajajo tudi v paragenetske. Verjetno je, da je v tem predelu živoskalno dno bistveno nižje kot v južnem, stropni podori in danja akumulacija pa pogojujejo rovu trenutni višinski razmah.

K nadaljevanju Piparskega rova šteje tudi Levi rov, ki se cepi pri tč. 63 proti severu. V začetku je njegovo dno na koti 435 m, profil pa, ki je v celoti živoskalen, kaže erozijske oblike in je tudi ustrezno zglažen. Rov strmo pada proti severu, njegove dimenzije redkokje presežejo 4 m x 4 m. V nižjih delih so po dnu aktivne sigove ponve, voda pa se cedi proti stopnji, kjer se dno rova prepadno pregane v spodnjo etažo ki leži 10 m nižje.

Takoj za stopnjo je v dnu večja kotanja ujete poplavne vode, po vsej verjetnosti sifon, z gladino na koti 417 m. Rov se nadaljuje proti zahodu in ima dimenzije v glavnem 5 m x 5 m. Dno mu je večinoma ilovnato, delno pa tudi zasigano. Ne da bi se dimenzije kaj dosti spremenile, se rov nato zasuje proti severozahodu, nenavadno vegasto ilovnato dno, ki ga prebijajo številni lijaki, pa se vzdiguje do višine 422 m. Sledi večja ilovnata kopa, ki seže skoraj do stropa. Ilovnato dno se zopet pregane navzdol in zopet ga prekinjajo lijaki — očitno delo kapnice. Kljub temu, da strop ni ravno nizek, ves čas sledi ostrim pregibom dna. Zato je verjetno, da je dno v veliki meri podorno in dosti manj ilovnato, kot to kaže prvi pogled. K temu zaključku navaja tudi za podore značilen škatlast profil rova. Pri tč. 116 se rov na koti 416 m razdeli. Proti zahodu se strmo spušča nizek, skoraj do stropa zaglinjen rov, ki se po okrog 30 m konča s čelnim podorom. Ob njegovem severnem kraju se lahko splazimo med bloki do sifonskega jezera na koti 398 m. Od tč. 116 se cepi drugi rov najprej proti jugu, nato pa se mu dimenzije zmanjšajo na okrog 3 m x 1,5 m in se zvijuga proti zahodu. Konča se s čelnim podorom, skozi katerega, tako kot tudi skozi podor v prej omenjenem kraku, vedno piha. Ta krak rova je v začetku precej večji od prvega in ima tam podoren profil. Pozneje pa, ko se zmanjša, postane profil večidel paragenetski, v obeh odsekih pa je dno v največji meri zaglinjeno. Verjetno je, da se je voda, ki je oblikovala votline pod stopnjo, prelivala nasprotno smeri opisovanja in odtekala naravnost proti sifonu v Desnem rovu. Predel med Križiščem in stopnjo, bi bil tedaj prevodnik tistim vodom, ki so prej tekle skozi Desni rov in se šele v območju sifona zlile z vodami iz Levega rova. Ko pa se je pričel rušiti strop sedanje Šumeče dvorane, je nastala pregrada prisilila vodotok, da si je izoblikoval novo pot.

ODCEPI PIPARKEGA ROVA

Prvi pomembni odcep je Labirint, v katerega vodi več vhodov med tč. 47 in tč. 52. Labirint sestavlja več manjših rogov različnega nastanka. Ti se med seboj spajajo v težko pregleden splet, ki prav zasluži svoje ime. Najpomembnejši krak poteka med tč. 48.8, 48.36 in 48.28. Prvotni rov je verjetno širok prek 5 m in prav toliko visok, a je na več mestih skoraj popolnoma zadelan s poplavno ilovico. Dno visi od vhoda iz Piparskega rova (tč. 48.8) proti tč. 48.28, kjer je sifonsko jezero na koti 412 m. Vanj se steka manjša struga z naplavljenimi zospei. Ta je delo kapnice, ki priteka iz kaminov in skozi rove med tč. 52, 52.28, 48.36 in 48.26 iz Piparskega rova. Preostali rovi Labirinta so delno paragenetski, delno erozijski, vendar močno korozijsko preoblikovani in jih logično težko povežemo z znanimi deli jame.

Drug pomemben odcep Piparskega rova (III) je Stopinjski kamin, v katerega vstopimo skozi portal pri tč. 61.35. Strmo sigovo pobočje postane tod tako naklonjeno, da je brez plezalne opreme neprehodno. Proti severu in vzhodu se pahljačasto dviguje. Prostor pa širi v dvorano dimenzij 30 m in 15 m, s stropom v višini okrog 477 m. Kjer se pobočje in strop stakneta, zija v severnem delu dvorane ovalna odprtina v živi skali, široka 8 m in visoka 4 m. Dno se strmo dviga in je v začetku ilovnato, nato pa preide v podor. Podorni bloki so prehod v nadaljnje prostore zadelali, vendar pa se med njimi le da splaziti dalje. Rov se takoj odpre v dvorano z velikim kaminom, pod katerim zija okrog 10 m globoko brezno z dnom v živi skali. Na policah v tem breznu smo našli limonitne oblice, ki po vsej verjetnosti izvirajo neposredno s površja. Rov se nadaljuje v dve žepasti, nepravilno oblikovani odprtini, ki vodita proti vzhodu strmo navzgor. Dno je delno ilovnato, više pa zasigano. V vzhodnejšem kraku dosežemo koto 513 m, kar je le 9 m nižje od kote vhoda. Stopinjski kamin je v sedanji obliki nedvomno prevodnik kapnice, ovalni profil v višini 477 m pa da misliti, da je to le močno preoblikovan ostanek eliptičnega rova na tej višini.

Glede na to, da se kaže Piparski rov kot glavna os jame, so vsi njeni ostali deli, vsaj na videz, njegova nadaljevanja, četudi so v veliki meri funkcionalno povsem samostojni rovi.

PUTIKOVA DVORANA S SOSEŠČINO

Najjužnejše teh "nadaljevanj" je že omenjena Velika štirna, ki jo s Piparskim rovom veže vmesni stropni prodor. Gladina sifonskega jezera na koti 411 m je skoraj kvadratne oblike, s stranico dobrih 10 m. Vse stene, z izjemo jugovzhodnega kota, kjer seže do vode ilovnati nasip, so prepadne, mestoma celo previsne. Vendar pa tudi na položnem kraju takoj pod gladino preidejo v navpičnico. S sondiranjem smo ugotovili skalno dno na kotah pod 404 m, ki seže v severovzhodnem kotu celo do kote 396 m. Očitno se popolnoma poplavljeni rov v tej smeri sifonsko še nadaljuje, prav tako pa lahko sklepamo na nadaljevanje v južni smeri.

Iz Velike štirne vodi eliptičen vodni kanal (Zvezni kanal) 20 m proti severu v sifonsko jezero na severnem kraju Dvorane štirih. Dvorana je dolga 55 m in široka do 20 m, z daljšo osjo v smeri proti severozahodu. Na severnem kraju je sifonsko jezero, proti jugu pa se podorno, večinoma z ilovico pokrito dno strmo dviga in doseže koto 426 m. Na jugovzhodnem kraju se dvorana odpira z 20 m širokim in do 5 m širokim okonom 10 m nad gladino v dvorano Velike štirne. Vsa dvorana je izrazito škatlaste oblike, kar kaže na sekundarno podorno preoblikovanje. Ob zahodni steni dvorane je skalnata struga, po kateri se ob srednji vodi v brzicah preliva manjši potok iz Divjega

rova proti severu v sifonsko jezero. Voda bočno spodjeda ilovnato prevleko na podoru, tako da je ponekod ustvarila do 1,5 m visoke ilovnate piramide. Le to se v glavnem zgrajene iz pasovitih ilovic in jim je recentna poplavna ilovica le tanka prevleka.

V južnem kotu dvorane se dno in strop strmo spustita v Divji rov. Usmerjen je skoraj natanko proti jugu in po 40 m ga prekine čelni podor, skozi katerega verjetno doteka voda. Malo prej je v stropu delno zasigan kamin, skozi katerega dosežemo Putikovo dvorano, ki je največji prostor v jami.

Putikova dvorana je dolga 120 m in široka do 45 m. Njeno dno doseže najnižjo koto na 425 m, najvišjo pa na 471 m. Je značilna podorna dvorana pravilnega tlorisa, strop pa ji je zaradi velikega razpona oblikovan v obok. Njena prostornina znaša okrog 72000 m³ (F. Šušteršič, 1973, 74). Od severa proti jugu, kot se tudi dviga dno, zasledimo tri cone. Najnižja je cona poplav, kjer je vse dno pokrito z recentno ilovico, pod katero pa je pretežno siga. Od približne kote 418 m do 450 m sledi cona zasiganja, ko je vse dno prevlečeno z belo ali rumenkasto kristalno sigo. Više preidemo v cono svežih podorov. Dvorano zaključuje na jugu čelni podor, ki je tod lepo zasigan. Od tod je le 130 m do glavnih ponorov Pod Stenami, vmes pa je še udornica z dnom na koti 457 m.

Iz Putikove dvorane vodi na različnih višinah več stranskih žepov, ki pa so povečini zasuti. Izjema je Koralni rov, ki se na koti 450 m cepi proti severu. Ob širini do 4 m in podobni višini je to eden redkih obokanih rovvov v jami. Po okrog sto metrih postanejo v začetku gole stene vse bolj zasigane, dokler ga ne zapre zasigan podor.

LIJAK

Lijak zija v dnu dvorane, imenovane po njem in je z vzhodne strani dostopen brez plezalne opreme. Po strmem ilovnatem pobočju dosežemo kolikor toliko ravno dno na koti 423 m, to je okrog 15 m pod dnom Dvorane nad Lijakom. Rov se tod cepi v dva kraka. Zahodni se od tč. 102 do tč. 104.1 strmo in enakomerno spušča. Širok je približno 5 m in pol toliko visok. Kljub temu, da so sedanji oblikovalni pogoji brez dvoma paragenetski, o čemer pričajo obilne ilovnate odkladnine, je profil rova izrazito eliptičen. Rov se konča s sifonskim jezerom na koti 408 m in se pod gladino verjetno nadaljuje v istem obsegu.

Od tč. 102 vodi proti jugu do 8 m širok in 3 m visok rov z ilovnatim dnom, kamor je kapnica vrezala manjše struge z nasipi zospejev. Profil rova kaže oblike razpadajočega paragenetskega rova. Pri tč. 108 se dno rova, ki je dotlej sicer vegasto, a pretežno le v isti višini, pregane v strmino, ki pada prav do gladine I Jezera v Lijaku, na koti 409 m. Rov postane tod nekoliko ožji in bistveno nižji, njegov prerez je skoraj lečast, dno pa seveda ilovnato. Šele tik jezera se strop spet zviša in vstopimo v Dvorano v Lijaku, katere dno v največji meri zavzema omenjeno jezero.

Ob vzhodnem bregu jezera je kapnica izprala ilovnate nasipe, tako da opazimo, kako sestavljajo glavni nosov rdečkastorjave pasovite ilovice z zospei, le minimalno prevlečene z recentno poplavno ilovico. Ponekod so vloženi še žepi sivkastozeleene ilovice. Kapnica je že začela cementirati ilovnate nanose, potem pa je te popolnoma nepravilne konkretije delno tudi izprala, tako da jih najdemo ob bregu jezera.

Dvorana je trikotne oblike z najdaljšo višino 30 m in osnovnico okrog 20 m. Na njenem južnem kraju se lahko izkrcamo na ilovnatem bregu, ki se podaljšuje v nekaj metrov širok in prek 10 m visok špranjast rov. Ta je nastal ob močnem, vertikalnem prelomu, ob katerem je izoblikovan tudi osrednji del dvorane, kjer stropa sploh ne opazimo. Špranjast rov je že po nekaj deset metrih zadelan z ilovico, pač pa lahko po

polici ob zahodni steni dosežemo 0,5 m visok, obokan in skoraj v celoti zaglinjen rov, ki se spušča proti zahodu. Ta rov je kljub recentnim paragenetskim pogojem po vsej verjetnosti gravitacijski ali eliptičen. Skozenj dosežemo kanjonu podoben, a vseeno značilen paragenetski rov, ki je nastal ob vertikalnem prelomu v smeri skorajda jug—sever. Živoskalno dno je na kaj različnih višinah od 410 m do 413 m in izredno korozijsko nažrto. Rov, imenovan Zobača se spusti do zasiganega brega II jezera v Lijaku. Tudi to izpolnjuje dvorano trikotne oblike, ki pa je manjša in nižja od prve. Za razliko od prvega jezera, kjer s sondiranjem nadaljevanja nismo mogli odkriti, je to jezero sifonsko, z nadaljevanji proti jugu in zahodu. Ni pa izključeno, da bi bilo drugo jezero le zračni mehur nad večjo, potopljeno dvorano ob celem zahodnem kraju jezera.

Ob vzhodnem kotu jezera je naravni most (ta postane ob nekoliko višjem vodostaju pregrada), pod katerim lahko zaplovemo k ilovnatemu bregu na začetku večjega rova. Ta rov, imenovan Vpadnik, se odtod proti jugovzhodu strmo dviga. Njegova širina in višina sta dobrih 5 m, prerez pa eliptičen. Dno mu je ilovnato le v najnižjem delu, više pa je pokrito s skalovjem in sprano. Vendar pa najdemo vsepovsod razstresene krhke kongregacije, ki nastajajo le v ilovici in ne prenesejo nikakršnega transporta. To pomeni, da je bil rov dlje časa zaglinjen in nato izpran. Rov se konča na t. i. Balkonu, 10 m nad gladino vode v I jezeru.

Rovi v Lijaku so v obliki, verjetno pa tudi po nastanku zelo raznoliki. Zato jih obravnavamo skupaj le zaradi udobnosti, medtem ko so genetski odnosi še povsem nerazčiščeni.

BORISOV ROV

Najpomembnejše "nadaljevanje" Piparskega rova, ali bolje, njegov vsaj enakovredni ekvivalent je Borisov rov. Dosežemo ga skozi Zvezni rov med tč. 72 in tč. 76. Zvezni rov je močno zasut fragment večjega rova, katerega sedanje dno je nekako na višinah med 425 m in 429 m. Njegov prečni profil je, tako kot floris, močno nepravilen, vendar lahko razberemo paragenetske oblike, ki jih le delno motijo recentni odlomi.

Od tč. 76, kjer dosežemo na koti 425 m (le na tem mestu) zasigano dno Borisovega rova, se le ta cepi proti severu in jugu. Južni krak ima prvih 100 m obliko slabih 10 m širokega in nekaj nižjega ovala, katerega prvotne oblike pa so nekoliko že načeli odlomi ob lezikah in razpokah ter recentni paragenetski pojavi. Za razliko od večine rogov v Najdeni jami mu je dno le malo pokrito z ilovico — po njem je razmetano s stropa odpadlo skalovje in sigove tvorbe.

Pri tč. 91.9 je ob vzhodni steni sigov slap, ki ga gradi recentna siga. Zraven njega stoji še Obelisk, kakor so jamarji poimenovali preostanek starejšega sigovega slapa, ki ga je korozija že ločila od stene. Tudi Obelisk gradi bela siga, vendar je njegova zunanja skorja rjavkaste barve — verjetno od ilovice, ki je svoj čas povsem izpolnjevala rov, a bila spet izprana. K zadnjemu govori tudi to, da so s stropa odpadle kapniške tvorbe dosti bolj ohranjene, kot če bi z višine 10 m treščile na sedanje skalno dno.

Proti jugu postaja rov vse nižji, bolj podorno preoblikovan, pa tudi bolj zaglinjen. Od tč. 93 dalje, kjer se z vzhoda priključi povsem zadelan stranski rov, se rov zasuče proti zahodu in se vzporedno s skladi tudi spušča v isto smer. Profil je tod zaradi odlomov ob lezikah bolj škatlast, na danji živi skali pa opazimo množico okroglih izjednin, ki so brez dvoma indikator sedanjih paragenetskih pogojev. Jamarji so vzdeli temu predelu ime Dvorana mrež. Najnižji deli te dvorane so spet zaglinjeni. Rov se nadaljuje proti jugozahodu z do 8 m visoko živoskalno pregrado, onkraj katere se nadaljuje z vsemi prej omenjenimi značilnostmi pač toliko više, dokler se ne izteče v

večinoma zaglinjeno Wroclawsko dvorano. Predel rova tik pred Wroclawsko dvorano je povsem izpran in kaže eliptični profil. Značilno je, da se rov med tč. 93 in tč. 96.17 (Wroclawska dvorana), vzvodno spusti za okrog 10 m (smer opisa je proti toku vode!).

Wroclawska dvorana je rombične oblike, z daljšo diagonalo slabih 40 m in krajšo diagonalo dobrih 20 m. Zaradi odlomov je škatlastega prereza, strop pa je precej deformiran ob velikih kaminih vzdolž jasno vidnih prelomov. Iz Wroclawske dvorane vodita proti zahodu dva krajša rova, ki se sifonsko zaključita. Ob vhodu v južnejšega so velike odkladnine recentne sige, ki jo odlaga voda iz težko dostopnega, malo pomembnega višjega rova.

Iz Wroclawske dvorane se jama nadaljuje spet proti jugu, nekako na koti 412 m. Rov je precej podoben eliptičnemu rovu met tč. 76 do tč. 91, le da je nekoliko manjši in bolj zaglinjen.

Prav tako najdemo tudi tu sledove nekdanje obširnejše zapolnitve. Rov se izteče v Dvorano s slapom. To je okrog 25 m širok in nekaj daljši, precej nizek prostor škatlastega profila, s pretežno živoskalnim dnom. Od jugovzhoda seže vanj vodni kanal. Skozenj priteka voda, ki se v brzicah pri tč. 99.7 preliva v sifonsko jezero ob zahodni steni dvorane. Gladina mu je na koti 408 m. Strop dvorane reže več navpičnih prelomov. Ob vzhodnejšem je pri tč. 98 sigova kopa, ki se nadaljuje z nizom ponvic. Zahodnejši prelom, ki je verjetno tudi dal osnovo dvorani sami, je vodilna linija vodnemu kanalu, ki vodi proti jugovzhodu. Ta se zaključi s podornimi bloki, prostor pa se razširi v večjo dvorano brez imena, katere vse dno zavzema Jezero nad slapom. Gladina jezera je približno kvadratne oblike, s stranico nekaj nad 20 m. Živoskalno dno je na severnem kraju skoraj tik gladine na koti 411 m (le to vzdržuje živoskalni preliv nad že omenjenimi brzicami), le nekaj metrov od brega pa pada v prepadni stopnji za 5 m, nakar se strmo spušča proti južnemu kotu. Tam je krajši stranski rov, v katerem dno jezera pada še dalje in doseže na koti 388 m globino 23 m. Dno tega jezera je najnižja ugotovljena točka v jami, verjetno pa se globlje v sifonu še zniža.

Severno od vhoda v Zvezni rov se Borisov rov nadaljuje še slabih 50 m, ob dimenzijah 10 m x 15 m. Živoskalno dno se nizvodno viša, tako da doseže koto okrog 425 m. Dno je v začetku pokrito z ilovico, pozneje pa s podornim skalovjem. Takoj za najvišjo točko sledi 15 m globoka, delno previsna stopnja, pod njo pa še strmo ilovnato pobočje. Dno jame doseže ob njegovem vnožju, na gladini jezera koto 397 m, kar je najnižja dostopna točka v jami. Del jame od stopnje do tod ima ime Prepadna dvorana. Ta je okrog 30 m dolga, 20 m široka in prek 30 m visoka. V sredini je manjše jezerce. Proti severovzhodu vodi široka, plitva blatna struga v sifonsko jezero dolgo skoraj 20 m in pol toliko široko. S sondiranjem smo ugotovili nadaljevanje ob vzhodni steni. Dnesi obeh jezer sta, tako kot vse dno dvorane, ilovnati.

SULČEV ROV

Ob zahodni steni Prepadne dvorane zija večji kamin, iz katerega se preliva močnejši tok nakapane vode. Tam se lahko vzpnemo delno navpično, delno pa po strmih sigovem pobočju 20 m višje, kjer zija eden vhodov v splet nepravilno oblikovanih manjših rogov, imenovanih Primožev sir. Le ta se odpira s še dvema odprtinama v najvišje predele Prepadne dvorane, z dvema nadaljnjima odprtinama pa v Sulčev rov, ki leži zahodno od njega. Rove Primoževega sira je nedvomno izdelala ponikalnica, ko se je prebijala skozi cono tektonske breče. Sulčev rov je po prerezu največji rov v jami. Poteka v smeri jug—sever in je najzahodnejši rov v sistemu. Severni del, ki se tu na videz čelno zaključuje s slepo steno, je širok prek 10 m in pol toliko visok. Strop je le toli-

ko podorno preoblikovan, da je profil škatlast, dno je tod ilovnato, vanj pa je vrezana več metrov globoka struga, z dnom na koti 408 m. Kapnica, ki se zbira v njej, se zliva v lužo tik vhoda v Primožev sir. Ob večji suši ta kotanja presahne. Ob nasprotni, to je zahodni steni, je 4 m visoka stopnja, preko katere se vzpnemo v Rov odmevov.

Rov odmevov sestavljata dva, morfološko različna dela. Za prvega, ki je dolg nekaj deset metrov, so značilni nepravilno oblikovani profili in velike ponve kapnice v dnu. Rov se ves čas vzpenja in dno doseže koto 429 m. Dlje proti severozahodu se rov spet prevesi navzdol in dobi vse značilnosti eliptičnega rova v živi skali. Zaključí se s sifonom na koti 413 m.

Južni del Sulčevega rova predstavlja podorna dvorana, dolga okrog 70 m, široka prek 40 m in nekaj manj visoka. Zaradi velikega podornega kupa v dnu in vegastega stropa doseže prostornino okrog 60000 m³. Njeno dno doseže najvišjo točko bliže jugovzhodnemu kotu na višini 435 m. Južni in zahodni del podornega griča sestavlja sprano skalovje, medtem ko so predvsem vzhodni in osrednji deli prekriti s poplavno ilovico. Pod recentnim sedimentom lahko na več krajih opazimo mnogo obilnejši nasip starejše, pasovite rjavkaste ilovice. Na najjužnejšem delu dvorane se spustimo do sifona na koti 407 m, ki je le nekaj deset metrov oddaljen od stranskih sifonov v Wroclawski dvorani.

Strop dvorane je delno obokan, delno pa zaradi močnih prelomov škatlast. Podor je prestrigel večji eliptični rov, ki prečka dvorano nekako na koti 445 m v smeri jugovzhod — severozahod in ki je zaradi nepristopnosti doslej še nepreiskan. Sulčevo dvorano zalije poplavna voda do take mere, da je vse dno pod vodo. Vendar pa ostanejo najvišji deli prosti in predstavljajo izolirano podzemsko jezero. Po svojih dimenzijah se Sulčev rov povsem razlikuje od drugih delov jame in se vanje neposredno ne vklaplja. Verjetno je njegovo živoskalno dno pokopano globoko pod sedimenti in je tako tudi zadelano njegovo nadaljevanje proti jugu in severu. Rovi, ki se danes odpirajo vanj, pač ne morejo biti neposredno genetsko povezani z njim.

PREGLED MORFOLOGIJE ROVOV

Iz opisa je razvidno, da so rovi Najdene jame kaj različnih oblik in dimenzij. Prav tako je dovolj jasno, da je največji del oblik poligenetski in zato enostavna klasifikacija ni možna. Ker pa je le potrebna neka splošna ocena, smo razporedili votline v sedem skupin, ki se približno skladajo s terminologijo, splošno razširjeno v speleološki literaturi (npr. P h . R e n a u l t , 1967, 1968). Ves čas pa se moramo zavedati, da taka klasifikacija odraža trenutno stanje (oblikovitost), ne pa celotne geneze, na osnovi katere je bila teoretsko izpeljana.

Gravitacijski rovi. Nastajali naj bi ob prosti gladini v času, ko dimenzije rova že presežejo potrebni prerez in se voda zajeda predvsem v tla. Značilni zanje so obokani stropi in bolj ali manj izravnana dna, kar jih dela podobne predorom.

V Najdeni jami jih zasledimo predvsem tam, kjer se neposredno nadaljuje Vranja jama, to so južni del Konglomeratne dvorane, severni del Piparskega rova I (Stopnišče) in posamezni nadaljnji odseki Piparskega rova. Še starejši so gravitacijski profili Šerkovega in Koralnega rova, ki jim južneje in severneje ekvivalentov ne najdemo. Med danes aktivnimi (bolje poplavljenimi) rovi imajo gravitacijski profil le posamezni odseki Levega rova v Lijaku. Vendar pa je ta rov močno zaglinjen in velja ocena le pogojno, glede na gole živoskalne stene in strop. Za razliko od navedenih pa je prednji del Matjaževega rova gravitacijski v fazi nastajanja, česar drugod po jami ne opazimo. Gravitacijski rovi imajo v največji meri smer SSE-NNW. V posameznih primerih je bilo

mogoče vodilne razpoke tudi kartirati. Lahko pa zapišemo, da noben gravitacijski rov (v sedanji obliki) ni vezan na vpad skladov.

Gravitacijski rovi so pretežno večjih dimenzij. Vzdolž glavnega nadaljevanja Vranje jame imajo prereze preko 50 m^2 ; preostali so nekoliko manjši, vendar večinoma še vedno merijo preko 10 m^2 .

Paragenetski rovi. Nastajali naj bi pod vodno gladino ob minimalnem pretoku, ko se sedimentira tudi najfinejše plavje. Hidravlični pogoji Najdene jame so kar najbolj ugodni za nastajanje takih rogov, za katere so značilni nepravilno oblikovani prečni rezi (ki se prilagajajo predvsem topnosti kamnine), neenakomerni vzdolžni prerezi in velike količine danjega sedimenta ilovice. Seveda lahko zadobi take oblike tudi drugače zasnovan rov, če je bil le dovolj dolgo izpostavljen navedenim pogojem. Zato ni presegnljivo, da je največ paragenetskih rogov v hidravlično skoraj pasivnih severnih predelih Piparskega rova, to je v nadaljevanju gravitacijskega glavnega odvodnika Vranje jame. Podobni pogoji vladajo še v stranskih rovih Konglomeratne dvorane, v Divjem rovu, v pretežnem delu Lijaka in posameznih odcepah Borisovega rova. Značilne za vse te rove so izredno ostre izjednine v živi skali, ki jih jamarji slikovito imenujejo Krokodili, Mreže, Zobača in podobno.

Paragenetski tip rova je v primeru Najdene jame dejansko prilagoditev trenutnih razmeram in verjetno ne primaren. Zato je razumljivo, da so ti rovi mnogo manj vezani na določene smeri, pa tudi njihove dimenzije so neenotne ne le od rova do rova, temveč tudi vzdolž genetsko identičnih odsekov. Vendar je ta heterogenost dosti manj izražena, kakor potekajo ti rovi vzdolž skladov, najbolj pa poudarjena, kadar sledijo njihovem vpadu.

Eliptični rovi. V starejši literaturi navedeni kot eforacijski, naj bi eliptični rovi nastajali pod vodno gladino, vendar ob večjih hitrostih vodnega toka. Značilen zanje je približno krožen prerez, ki pa se vzdolž vodilne razpoke (ali lezike) razpotegne tudi v elipso.

V Najdeni jami jih lahko razdelimo v več nadaljnjih podskupin, ki se morfološko (verjetno tudi genetsko) precej razlikujejo. Najbolj spektakularno obliko smo imenovali "vpadnik". To so rovi, ki se na večjo razdaljo spuščajo pod povsem enakim naklonom proti severozahodu. Njihovi prerezi so značilne eliptične oblike, kjer znaša razmerje daljše (v smeri skladov) in krajše osi nekako $3/2$ do $2/1$. Na spodnjem koncu se redno končajo s sifonom, kjer se, kolikor so ugotovili potapljači, iste oblike nadaljujejo še pod vodo. Na zgornjem koncu bočno prehajajo v drugače oblikovane rove, ki so prav tam precej nepravilnih oblik. Taki rovi so Vpadnik in Desni rov v Lijaku ter rov Odmevov. Značilno je, da so dnese komaj kaj prekrita s sedimentom, čeprav kažejo posamezni znaki, da pretok ne more biti posebno močan. Ob poplavi jih voda popolnoma zalije.

Po dimenzijah najboljše eliptični rov je Borisov rov, saj njegovi prečni rezi v glavnem presegajo 100 m^2 . Ob nastanku je imel skoraj krožen profil, pozneje pa je bil zaglinjen in do danes spet spran. Zaradi precejšnjih dimenzij in vodnih curkov, ki ponekod korodirajo strop, so v njem nastali manjši odlomi, ne da bi zabrisali prvotno oblikovitost. Značilno zanj je, da se živoskalno dno vzvodno postopoma dvigne za 25 m , kar je nedvomen dokaz za nastajanje pod gladino piezometra. Danes je izpostavljen paragenetskim pogojem, kar se v okolici Wroclawske dvorane in Dvorane mrež (ime!) že precej pozna.

Preostali eliptični rovi so pravzaprav kratki odseki po posameznih predelih jame, vklopljeni med drugače oblikovane rove. V primeru južnih nadaljevanj Konglomeratne dvorane in Matjaževega rova gre za najbolj aktivne rove v jami, ki jih voda še danes oblikuje skladno z navedenimi pogoji.

Francetov rov, Michlerjeva štirna, Ičotov rov, gornji del Levega rova in posamezni rovi v Primoževem siru pa so dejansko fragmenti, ki jih težko vključimo v sedanje znanje o jami.

Podorno preoblikovani rovi. To so rovi, kjer je bodisi zaradi manjše mehanske odpornosti krušenje (tanki skladi, peščeni dolomit), bodisi zaradi agresivnih curkov in z njimi povezanega nastajanja kaminov, prvotni rov že toliko prilagojen napetostnemu stanju, da prvotnih oblik neposredno ne vidimo več.

Litologija matične kamnine je osnovni vzrok podiranju predvsem v južnem delu Piparskega rova I, delu Sulčevega rova, v severnem kraku Borisovega rova in spodnjem delu Levega rova. Podori, vezani na kamine — ti pa spet na navpične prelome — so značilni za Vhodno dvorano, Šerkovo dvorano, Šumečo dvorano in posamezne krajše odseke Borisovega rova in Piparskega rova. Verjetno šteje sem tudi Dvorana v Lijaku. Kot že omenjeno, so tudi posamezni, danes na videz paragenetski predeli severnega dela Piparskega rova (II in III) prešli fazo luščenja stropa in se tako bolj prilagodili mehanskim razmeram.

Podorne dvorane. Take dvorane so vezane na krajevno omejeno intenzivnejše odstranjevanje materiala, rast nadpovprečno velikih prostorov in z njo povezano podiranje nestabilnega stropa. V tem se ti prostori razlikujejo od prej omenjenih dvoran, kjer izvotljevanje bistveno ne presega poprečja in je izraz "dvorana" predvsem jamarsko poimenovanje. Podorne dvorane v Najdeni jami so Putikova, Sulčeva, Konglomeratna in Dvorana nad Lijakom. Prvi dve spadata med naše večje jamske dvorane. Sam mehanizem podiranja je jasen, medtem ko ta ugotovitev ne velja za nastajanje ekstremno velikih votlin. Značilno je, da ju prečkata močna preloma prav tam, kjer je na površju vidna stopnja, ki se ujema tudi s preskokom višine stropa v dvorana. Ali gre pri tem za recenten tektonski premik, ali pa le za slučajno ujemanje, bodo pokazale šele nadaljnje podrobne stratigrafske raziskave.

Odvodniki kaminov (kapnice). Taki rovi so v Najdeni jami malo pomembni. Gre za stopničasto razvite rove z značilnim prerezom ključavnice, kjer prehaja lokalna prenikla voda, ki se je že zbrala v navpičen curek, v nivo vodoravnih prevodnikov ponikalnice. Taki "rovi" nastajajo povsod pod brezni, a so v splošnem tam nedostopni. Z Najdeno jamo so povezani le toliko, kolikor so tu izpostavljeni opazovanju, medtem ko neposredne genetske povezave ni.

Geometrijsko nepravilno oblikovani rovi. To so rovi, ki jih ne moremo uvrstiti v nobeno gornjih kategorij, a so očitno povezani s ponornico. Tak je rov, imenovan Silvestrski kamin, pa tudi del rovov v Primoževem siru. Zelo nepravilnih oblik je danes tudi Stopinjski kamin, kjer pa gre verjetno za ostanek eliptičnega rova, ki so ga povsem preoblikovali curki kapnice, ki pritekajo skozi kamine. V sedanji fazi tega težko dostopnega dela jame nismo podrobneje proučevali in ga zato začasno uvrščamo v to kategorijo.

V Najdeni jami večkrat potekajo rovi v več etažah drug nad drugim. Taki so primeri Dvorane štirih in dela Levega rova v Lijaku, ki potekata tik pod Piparskim rovom I, pa Davidovega rova, ki leži pod Borisovim rovom, Ičotovega rova, ki poteka pod delom vhodne dvorane in nazadnje, dveh rovov v Primoževem siru. Ob teh primerih se pojavljajo medetažni podori. Najlepši primer je Velika štirna, kjer so se po vsej verjetnosti sesuli stropi kar med tremi etažami. Podoben položaj je v Sulčevi dvorani, kjer je 20 m od tal videti eliptičen rov večjih dimenzij. Prav tako je na Putikovo dvorano vezanih več etaž, ki jih lahko opazujemo v Divjem in Koralnem rovu, verjetno pa je taka tudi Dvorana nad Lijakom.

SPLOŠNI ZAKLJUČKI O MORFOLOGIJI ROVOV

Morfološke značilnosti Najdene jame lahko strnemo v sledeče sklepe. Jama je človeku dostopen del večjega spleta rogov, ki je v temelju zasnovan predvsem mrežno. V posameznih razvojnih fazah, ki pa jih zaenkrat lahko opredelimo le približno, so posamezne sekvence rogov prevzele funkcijo (vsaj krajevno) glavnega odvodnika (Piparski rov, Borisov rov), vendar pa ne do take mere, da bi se izoblikoval stabilen drevesast splet. Prvotne pogoje nastanka razberemo iz današnje oblikovitosti dostopnih rogov le s težavo, saj so se votline že v veliki meri prilagodile sedanjim, do neke mere hidravlično statičnim razmeram. Glede na stopnjo te prilagoditve pa se tudi vzdolž smiselno zaporednih odsekov pojavljajo morfološko različne sekvence, ki pa so dejansko le odraz bolj ali manj napredujočih razpadnih faz. Tako tudi najlažje pojasnimo, zakaj nekateri rovi, ki bi morali, glede na svoj tip, slediti določenim geološkim danostim, od teh značilno odstopajo. Prav te razlike pa so nadaljnja spodbuda nadaljnjim tako morfološkim, kot tudi petrografskim proučevanjem.

HIDROGRAFIJA NAJDENE JAME

Najdena jama je najpomembnejša vodna jama v odtočnem zaledju Planinskega polja. Zato je v tem pogledu sorazmerno dobro preiskana. Že prvi raziskovalci (M. P u c , 1965, 16) so opazili neobičajno nihanje gladine v jami, med raziskavami za 3. mednarodni simpozij o sledenju podzemeljskih voda pa so sodelavci Inštituta za raziskovanje krasa SAZU sistematično opazovali vodne gladine v Veliki štirni, tako da je bilo mogoče podati osnovne značilnosti hidravličnega sistema Najdene jame (P. H a b i č , 1976, 60-65). Vzporedno s podrobnimi meritvami jamskih prostorov v letih 1979 — 1980 smo beležili tudi vodostaje gladin vseh dostopnih vodnih kotanj in tako do neke mere dopolnili in zaokrožili sliko, ki jo je podal P. H a b i č (o. c.).

V nadaljnjem podajamo podatke zbrane v okviru treh značilnih stanj, ki jih lahko opazujemo v jami. Gladine posameznih vodnih kotanj so bile, tako kot točke detajla, merjene z decimetrsko natančnostjo. Ker pa niso bile vse višine merjene istočasno, obenem pa so značilne razlike večje od metra, so višine zaokrožene na cele metre. Podrobne podatke vsebuje originalno poročilo (R. G o s p o d a r i č , F. Š u š t e r - š i č , 1980).

Na polju lahko opazujemo sledeče tri značilne vodostaje:

- nizki vodostaj, ko Unica ne doseže več Pod Sten in ob dolgotrajnejši suši ponira že pred Lazami,
- srednji vodostaj, ko Unica doteka v Pod Stene in v Škofje Lome, vendar se ne razliva iz struge in
- visoki vodostaj, ko je polje povsem poplavljen.

Tem trem vodostajem na polju ustrezajo hidrografske razmere v jami, medtem ko so ostala stanja prehodna.

NIZKI VODOSTAJ

Ob nizkem vodostaju najdemo v jami le kotanje ujete poplavne vode in kašnico. Gladina podtalnice, če ta sploh obstoja, je nižje ob opazovanih gladin v jami.

Kotanje ujete poplavne vode lahko razdelimo na dve kategoriji. V prvo štejemo tiste,

katerih gladina je v celoti prosta in pod gladino ni bilo mogoče najti sifonskih nadaljevanj. Njihove gladine so sorazmerno visoke in stabilne.

V drugo skupino štejemo tiste ujete poplavne vode, ki prežemajo večje, sklenjene dele jamskega spleta in se kažejo kot povezani sistemi sifonskih jezer z enakimi gladinami. Tako smo lahko posamezne sifone združili v sifonska območja in jih obravnavamo po skupinah.

Sifonsko območje Velika štirna leži najjužneje. Sestavljata ga jezera v Veliki štirni in Dvorani štirih. Obema smo s sondiranjem ugotovili sifonski nadaljevanji. Najnižja merjena gladina je višina 410m, kjer se ustali po daljši suši. Dno Velike štirne je najnižje na višini 398 m v severovzhodnem kotu, kjer se še pogloblja v sifon. Dno jezera je sklanato, izprano in zato lahko tam vsaj v globljih predelih ob višjem vodostaju predvidevamo vodni tok. Osem metrov nad skalnim dnom Štirne se cepi okrog 15 m dolg Zvezni kanal, po katerem se gladina jezera nadaljuje v sosednjo Dvorano štirih. Tam je večje sifonsko jezero ob njeni severni strani. Ilovno dno se lijakasto spušča proti najgloblji točki, ki leži nekaj pod koto 400 m in se verjetno pogloblja še dalje v sifon. Kot lahko sklepamo po plavju, ta sifon ob srednji vodi požira vsaj $0,5 \text{ mm}^3/\text{s}$ vode, ki priteka izpod Putikove dvorane. Ker bi močnejši tok ilovico že odnašal, je treba verjetno to razumeti, da se vode iz Velike štirne, kljub sklenjeni gladini, prelivajo v to jezero le minimalno. Zato je tudi dno Zveznega kanala blatno.

Med kotanje ujete vode s prosto gladino in brez nadaljevanj smo šteli tudi Jezero I v Lijaku. S sondiranjem nismo mogli ugotoviti sifonskih nadaljevanj, vendar pa niha njegova gladina sprecej skladno z gladino Velike štirne. Zato obstoja možnost, da je to jezero povezano z njenim sifonskim območjem vsaj preko človeku neprehodnih kanalov.

Stopnjo niže predstavlja sifonsko območje Lijak. Proste gladine se kažejo v Jezeru II v Lijaku, v Desnem rovu v Lijaku in v Jezeru nad Slapom v Borisovem rovu. Nanj je po vsej verjetnosti vezano še sifonsko jezero v Labirintu, vendar je v tem primeru slednje le dušeni ventil preostalega dela sifonskega območja.

Gladine tega se vežejo na dve značilni koti. Prva je 411 m, kar je višina preliva (Slap) v južnem delu Borisovega rova. Vendar pregrada ni povsem vodotesna in ob daljši suši se gladina polagoma znižuje. Očitno se skuša izravnati z gladino sifonskega območja Sulčevega rova (408,5 m). Tega stanja doslej nimamo zabeleženega, ker je prej še vedno nastopila nova poplava.

Sondirali smo Jezero II v Lijaku, kjer smo ugotovili mesti dotočnega in odtočnega sifona večjih dimenzij. Dno je delno skalnato. Jezero nad Slapom v Borisovem rovu smo sondirali in izdelali tudi podrobno karto dna. Dno strmo pada v neenakomernih skokih proti jugovzhodu, kjer je prav v kotu dosežena kota dna 388 m, kar je najnižja znana točka v Najdeni jami. Verjetno se dno še dalje spušča v tej smeri. Potapljači so tu (A. Wilkins, 1973, 258) ugotovili rov večjih dimenzij z zračnim mehurjem 40 m od vhoda v sifon. Kvalitete dna s sondiranjem nismo mogli ugotoviti, prav tako ga niso zaznali potapljači.

Sifonsko območje Sulčev rov dosežemo v sifonskih jezerih pod Slapom v Borisovem rovu, treh stranskih sifonih v istem rovu ter v sifonu v južnem kotu Sulčevega rova. Gladina tega območja je presenetljivo stabilna na koti 407 m in se ne zviša tudi ob aktivnem pritoku ob srednjem vodostaju. To pomeni, da je nizvodno preliv precejšnje kapacitete, pregrada pa je povsem vodotesna.

Najnižje gladine v jami izkazuje sifonsko območje Prepadna dvorana. Proste gladine dosežemo v Prepadni dvorani in konec vzhodnega kraka Levega rova na višini 396 m. Tudi ob najnižjem vodostaju vtekajo v oba sifona manjše količine kapnice. S sondiranjem smo ugotovili nadaljevanje sifona v Prepadni dvorani v smeri severovzhod,

medtem ko so potapljači ugotovili nadaljevanje drugega sifona proti severu, ne da bi odkrili nadaljnjo prosto gladino. Nadaljevanje sifona v Prepadni dvorani glede na rezultate sondiranja nima večjega prereza kot 30 m^2 , kar pomeni ob blatnem dnu, da pretoki ob poplavi ne morejo biti posebno veliki.

Poleg doslej omenjenih sifonskih območij, katerih gladina se nizvodno znižuje, so v severnem delu jame še posamezni sifoni, katerih gladine so občutno višje od sosesčine. V Rovu odmevov je stabilen sifon z bistro vodo (voda v preostalih jezerih je tudi ob suši motna) na koti 413 m. Potapljači so ugotovili, da se sifonski rov nadaljuje vsaj še 40 m daleč, kjer so našli vzpenjajoče se blatno dno, ne da bi prodrli do proste gladine.

Severovzhodni kraki jame vodijo do sifonskih jezer pod stopnjo v Levem rovu in konec Desnega rova, kar smo imenovali sifonsko območje Desni rov. Gladina na koti 417 m je tako najvišja sifonska gladina v jami in je zelo stabilna. Ker so gladine nizkih in srednjih voda v bližnjem sifonskem območju Prepadne dvorane 20 m oziroma 15 m niže, nanj ne morejo vplivati. Zaliyejo ga le vode poplav, ki pa verjetno iztečejo v Levi rov, saj je njegovo dno že nekaj deset metrov od sifona pod koto njegove gladine. Sifonsko nadaljevanje Desnega rova proti severovzhodu so pregledali potapljači (A. Wilkins, o. c.) in prišli po 30 m do proste gladine, od koder so preiskali še okrog 200 m rova.

SREDNJI VODOSTAJ

Unica seže do severnih ponorov in ponika v območju Najdene jame predvsem v katavotrona Pod Stenami, delno pa se razliva tudi v najnižje sosednje, neprehodne ponore. Gladina reke je tedaj približno na koti 440 m, vendar pa pada voda v slapu v umetna ponora, kjer je nekako na koti okrog 435 m opaziti relativno sklenjeno gladino. Ni pa izključeno, da je to le posledica lokalne zaježitve in da teče voda tudi naprej ob prosti gladini.

Ob tem stanju se tudi v jami pojavijo vodni tokovi. Divji rov zaliye voda, ki se ob podorni pregradi v Dvorani štirih dvigne do kote 421 m in teče nato v brzicah proti sifonu v Dvorani štirih. Vodni tok zanaša nanj vržene predmete naravnost proti sifonu. Gladina v vsem območju Velike Štirne (vključno z Jezerom I v Lijaku) se ostali okrog 413 m, tako da je zalit Zvezni kanal. Del vode izza pregrade se prerine skozi človeku nedostopne špranje do Velike Štirne, kamor pada v okrog 7 m visokem slapu. Vode v sifonskem območju Lijak se tedaj dvignejo do višine preliva v Borisovem rovu (411 m). Dotekajoče vode se prelivajo v niže ležeči sifon (ki spada v območje Sulčevega rova) v brzici, katere pretok po vizuelni oceni ne znaša več kot $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$. To je količinsko podobno dotoku v Dvorano štirih, dokazov o identičnosti obeh vodotokov seveda še ni.

Sifonsko območje Sulčev rov na dotok ne reagira in ostane na gladini 407 m. Pač pa se dvignejo gladine v sifonskem območju Prepadne dvorane za okrog 5 m. Precej močan je tedaj dotok v to dvorano skozi Primožev sir iz Sulčevega rova, ki pa zaradi sifona, nastalega v Primoževem siru, ni več dostopen. Sifonsko območje Desni rov na srednje vode ne reagira. O sifonu v Rovu odmevov ni podatkov, ker je tedaj nedostopen.

VISOKI VODOSTAJ

Visoke vode poplavijo polje, ko se Unica razlije iz struge. V območju severnih ponorov (Strževca, Pod Stene, Škofji Lomi), ki so najbližji Najdeni jami, se to zgodi ob gladini približno na 445 m. Neredko dosežejo poplave ob padalnjem razaščanju gladino

na 455 m. I. G a m s (1963, 10) omenja možnost skrajne poplave celo do gladine na 464 m, vendar za to ne navaja dokazov.

Vodne gladine v Najdeni jami zavzemajo tedaj kote 438 m v območju Velike Štirne in 435 m v sifonskem območju Lijaka. Te višine so preverjene z opazovanji. Ker so v tem času vsa nizvodna sifonska območja med seboj povezana z zalitimi, človeku neprehodnimi rovi, je povsem verjetno, da je gladina vode po severnem delu jame tedaj izenačena na koti 435 m. To lahko približno določimo tudi na podlagi sledov poplav, ko se gladina spet zniža.

Značilno je, da je gladina 435 m v pretežnem delu Najdene jame skorajda neobčutljiva za nadaljnje naraščanje vode na polju. To bi pomenilo, da deluje prevodniški sistem Najdene jame kot preliv z večjo kapaciteto kot znaša razlika v dotoku vode v jamo, ko se gladina na polju zviša za 10 m. Za dotočni sistem pa to pomeni, da ga verjetno sestavlja bodisi več vzporednih rogov manjših dimenzij, ali pa redkejši, skoraj zadelani večji rovi, ki ob energetske višini 15 m dosežejo svoj največji možni pretok.

Sledove subrecentnih poplav lahko zasledimo v območju Dvorane nad Lijakom, Konglomeratne dvorane in Šumeče dvorane do višin 450 m. Če je G a m s o v (o.c.) navedek pravilen, bi pomenilo, da se hidravlična višina 15 m med poplavo v jami in na polju ohranja tudi ob absolutno dvignjenih gladinah. Sledi, da bi bile v tem primeru poplave na polju neposredno odvisne od vodostaja v Najdeni jami. Ker pa je to možno le ob zanemarjanju južnih ponorov, ki z Najdeno jamo nimajo povezave, je sovpadanje morda le slučajno.

Nastopanje poplav do 450 m višine se na videz ne sklada z ugotovljeno stabilno gladino normalnih poplav na koti 435 m in predvidenim prelivom niže jame. To lahko pojasnimo z mislijo, da predpostavljeni preliv ni edina ovira, temveč da mu nizvodno sledi še ozko grlo, ki pa začne učinkovati šele ob največjih poplavah. Tedaj preliv zalije odvišna voda in gladine v Najdeni jami se prično spet dvigati, to pot v odvisnosti od te ovire. V vsakem primeru pa velja P. H a b i č e v a ugotovitev (1976), da poplave v jami in na polju ne zavise od krajevnih razmer, temveč od pregrad severno (nizvodno) od jame.

HIDRAVLIČNI SISTEM NAJDENE JAME

V zvezi z Najdeno jamo moramo omeniti hidrografske vloge Vranje jame. Ta je dolgo veljala za kazalec vodnih razmer severno od Planinskega polja. Zanj imamo, žal, še manj podatkov kot za Najdeno jamo, vendar dovolj za posamezne, nepovezane ugotovitve. Ko poplava na polju upade, se voda v Vodnem rovu zniža na koto 419 m, po daljši suši pa se popolnoma izcedi. Ob poplavi se voda dvigne do višine okrog 445 m in tam ustali ne glede na višino poplave na polju (izvzete so skrajne poplave, o katerih ni podatkov). Ugotovimo lahko, da niha gladina v Vranji jami skladno z gladino v Najdeni jami ob energetske višini 7–8 m. Iz tega lahko zaključimo, da je neposredni dotok vode s polja minimalen. Vodno gladino v Vranji jami veže neposreden, a močno dušen prevodnik z Najdeno jamo. Le ta je verjetno filtracijski (skozi podor) in se mu ob višjih absolutnih gladinah prerez veča, saj se energetska višina tedaj nekoliko zmanjša.

Dostopne rove Najdene jame sicer polnijo poplavne vode Unice, vendar pa je pretok skozi njega tudi tedaj sorazmerno majhen. Zaliti rovi so vsi zablateni, kar je najboljši dokaz o izredno majhnih pretočnih hitrostih. Nekoliko bolj spran je le Borisov rov, ki pa nizvodno preide v sifon v Prepadni dvorani. Le ta pa je majhnih dimenzij in zablaten. Ker vse kaže, da je bil Borisov rov dejansko zaglinjen in pozneje izpran, lahko zaklju-

čimo edino to, da je faza izpiranja že mimo, stanje pa vzdržuje kapnica, ki odstranjuje, kar so nanese poplave.

Nekoliko drugačno je stanje v rovih, ki smo jih ugotovili s sondiranjem pod gladino piezometra. Zaliti del Velike Štirne prečka rov, katerega prerez bi bil lahko okrog 50 m^2 , dno pa je popolnoma brez sedimenta. Podobno stanje je v Jezeru II v Lijaku, le da so dimenzije najbrž nekoliko manjše. Skalnata so tudi dna jezer v sifonskem območju Sulčevega rova. Vendar pa bi v primeru večjega pretoka skozi ta jezera vode ne odtekala skozi Sulčev rov in Primožev sir v prepadno dvorano, temveč skozi samostojne, nepoznane rove. O obstoju teh pa lahko danes samo ugibamo.

Najdena jama leži v neposrednem zaledju ponorov, ki po soglasnem mnenju dosedanjih raziskovalcev (npr. I. G a m s, 1980) odvajajo glavnino poplavne vode, kar znese prek $40 \text{ m}^3/\text{sek.}$ (o. c. 14). Zato je presenetljivo, da je jama po eni strani tako malo sprana, oz. da je neposredni pretok skoznje tako majhen, po drugi strani pa, da se ohranja višinska razlika med vodostajem na polju in v jami. Take razmere so možne le tedaj, če je jama nekakšen "mrtev kot" ponornega sistema, ki je z učinkovitim filtrom ločen od kotanje polja. Po drugi strani pa je očitno, da poplave v Najdeni jami zavisijo neposredno od poplav v Gradišnici (H a b i č, o. c., 64, sl. 22). Le tam niha voda za več kot 50 m z jasno tendenco umiritve najvišje gladine na koti okrog 435 m (najvišja opazovana gladina je 432 m). Severna sifonska območja Najdene jame se istočasno izravnavajo na isti gladini, medtem ko je gladina v območju Velike Štirne tedaj na koti 438 m .

Iz tega sledi, da med Gradišnico in severnimi predeli Najdene jame ni pomembnejših pregrad, predvsem ne tako učinkovitih, kot med jamo in poljem.

Tako se v širšem, to je na relaciji Planinsko polje — izviri Ljubljani, ponovi stil hidravličnega sistema Najdene jame, to je zaporedje učinkovitih pregrad z minimalnim filtriranjem in prelivi ter vmesnih con, kjer se voda pretaka v glavnem brez posebnega upora. V Najdeni jami se zde te pregrade pogojene litološko, kot npr. preliv med sifonskima območjema Lijak in Sulčev rov, ali pa podorno, kot npr. na relaciji polje—jama. Kakšne so razmere pri glavni pregradi severno od Gradišnice lahko zaenkrat le ugibamo; verjetno pa ne bo dosti napake, če predpostavimo, da so vzrok ekstremnim poplavam podori na območju Logaških koliševk. O značaju preliva pred to pregrado, ki vzdržuje nivo normalne poplave v Gradišnici in Najdeni jami, pa zaenkrat ni indicov.

SKUPNE HIDROGRAFSKE UGOTOVITVE

Trem značilnim vodostajem na polju, to je prazni strugi; polni strugi in poplavi, ustrezajo tri stanja v jami: stoječa voda, ujeta v kotanje in sifonska jezera; manjši pretoki; popolna poplava do kote 435 m oz. 438 m . Značilno je, da se kljub neposredni bližini polja ohranja stalna višinska razlika med gladinami voda na polju in v jami. Zato jame ne moremo smatrati za neposreden odvodnik polja, temveč le za vodokaz hidravličnega stanja v masivu.

Na sorazmerno majhnem prostoru imamo v jami območja zalitih rogov, imenovana sifonska območja, ki delujejo kot prave vezne posode in so njihovi kraki, vsaj potapljačem, verjetno prehodni. Le ta območja pa so med seboj ločena z učinkovitimi filtri (dušilci pretoka), ali pa odprtimi prelivi. Severni deli jame so ob poplavi verjetno že neposredno povezani z Gradišnico, niže katere pa mora biti srednjim vodam prepustna pregrada z odprtim prelivom na koti 435 , kar maksimira višine običajnih poplav v obeh jamah.

Posebno vprašanje je odvisnost poplav v jami in na polju. Po vsej verjetnosti so oboje posledica zastajanja vodnih mas v območju Logaških koliševk in lahko opazimo le njihove retrogradne učinke. Prav to vprašanje bo potrebno v bodočnosti še podrobneje obdelati, k čemur le nekaj sugestij.

Očitno je jama le del manj pomembnega odvodniškega sistema. Zato bi bilo koristno še v kaki sosednjih jam izsiliti pot do podzemske vode (npr. Jama na Meji, dihalniki severno od Smrečnic), pa tudi opazovanjem še bolj odpreti severne dele Najdene jame (preboj skozi Stopinjski kamin). Da bi ugotovili, kakšne količine vode se dejansko pretakajo skozi širše območje Najdene jame, oz. severne ponore Planinskega polja, ob potrebno natanko opazovati mehanizem nastopanja poplav v Babnem dolu in delovanje estavele Bedenj. Tako bi bilo mogoče razmejiti vplivna območja severnih in južnih ponorov ter ugotoviti njihovo realno kapaciteto.

Seveda pa obstojajo hidrološki problemi krajevnega pomena tudi v jami sami. Tako je nujna potapljaška preiskava sifonskih jezer, da bi ugotovili pomen in vlogo velikih potopljenih prostorov, ki so jih potapljači našli že doslej. Prav tako je potrebno ugotoviti, kateri konkretni ponor Pod Stenami dovaja ob srednjem vodostaju vodo v Dvorano štirih, in dalje, ali je ta voda identična s slapom v Borisovem rovu. Količinske meritve teh pretokov bi dale tudi številčne vrednosti o jakosti filtrov med poljem ter med posameznimi sifonskimi območji. V Najdeni jami imamo tudi redko priložnost, da lahko isti curek kapnice opazujemo v različnih globinah. Opravljene predhodne meritve osnovnih hidrokemičnih parametrov so že dale neke orientacijske podatke, seveda pa to še ne odtehta rezultatov sistematično zastavljenih opazovanj.

Najdena jama je brez dvoma hvaležen objekt vsestranskemu speleološkemu raziskovanju. Z izdelavo podrobnega načrta in že opravljenimi tehničnimi posegi pa je tudi realno postala koristen speleološki poligon, ki kliče po nadaljnjih, poglobljenih raziskavah.

LITERATURA

- Arhiv in kataster jam IZRK SAZU, Postojna.
- Dubljanski, V. N., al., 1980: Nekateri problemi morfometrije kraških votlin. Naše jame, 21, (1979), 75—84, Ljubljana.
- Ellis, B., 1976: Surveying Caves. Caving series, 1—88, Bridgwater.
- Gams, I., 1963: Logarček. Acta carsologica 3, 3—83.
- Gospodarič, R., 1969: Prirodne akumulacije vode v jamah poročja Ljubljanice, Krš Jugoslavije, 6, Zagreb.
- Gospodarič, R., F. Šušteršič, 1979: Kraške votline na ponorni strani Planinskega polja. Speleohidrološke raziskave, 2. faza. Elaborat, arhiv ZVS, Ljubljana.
- Gospodarič, R., F. Šušteršič, 1980: Kraške votline na ponorni strani Planinskega polja. Temeljne raziskave krša, speleološke raziskave, knjiga 3. Elaborat, arhiv IZRK SAZU, Postojna.
- Habič, P., 1970: Ali je Lippertova jama najdena. Naše jame, 11 (1969), 67—71, Ljubljana.
- Habič, P., R. Gospodarič, 1974: Nekaj osnovnih podatkov o zaledju kraških izvirov Ljubljanice. 3. mednarodni simpozij o sledenju podzemeljskih voda, Ljubljana 1976, Poročila 2 (1974), 3—21, Ljubljana.
- Habič, P., 1976: Speleohydrological investigations. Underground Water Tracing. Third international symposium of underground water tracing, 55—66, Ljubljana.
- Howard, A. D., 1971: Quantitative measures of cave patterns. Caves and karst, 13 (1), 1—7.
- Kenda, I., 1979: Izmera kraške jame Najdena jama. Elaborat, arhiv IZRK SAZU, Postojna.
- Puc, M., 1963: Lippertova in Najdena jama. Naše jame, 5 (1/2), 37—43.
- Puc, M., 1964: Nova odkritja v Najdeni jami. Naše jame, 6 (1/2), 11—17.
- Renault, Ph., 1967/1968: Contribution à l'étude des actions mécaniques dans la spéléogénèse. Annales de spéléologie, 22/23, 211—596.
- Renault, Ph., 1972: La morphométrie spéléologique. Spelunca, 4^o série, 12 année, 2, 51—57.
- Šušteršič, F., 1965/66: Dve leti in pol Najdene jame. Proteus, 27 (2), 47—52.
- Wilkins, A. G., C. A. Self, 1973: University of Bristol speleological society Yugoslavia expedition. Proc. University of Bristol speleological society, 13 (2), 245—284.

MORPHOLOGY AND HIDROGRAPHY OF NAJDENA JAMA

Summary

Najdena jama is one of the most important slovene caves, from morphological as well as from hydrological point of view (P. Habič, 1976, 60). Being situated close to the northern, i. e. main ponors of Planinsko polje, several authors have centered their interest to it, since the discovery of the inner parts in 1963 (M. Puc, 1963, M. Puc, 1964, F. Šušteršič, 1965/66, R. Gospodarič, 1969, P. Habič, 1974, P. Habič, 1967).

In the years 1978–1980 the Institute for Karst Research of the Slovene Academy of Arts and Science surveyed the cave again, using theodolite and the adequate methods.

The polygon consists of 122 stations and 1254 detail points. The base plan was made on the scale 1:250 and the accuracy attained is XD, according to the BCRA grading/classification table (B. Ellis, 1976). All the surveying measuring data were recalculated by computer and the coordinates related to the National grid system.

The absolute length of the channels is 4.986.1 m, while their horizontal extension is 4 573.2 m. The absolute level of the cave entrance is at 517.84 m and the total denivelation attains 121.1 m.

The toponymes, used in the text and on the plates have been induced by the first explorers and do not always follow the genetical or structural organization of the cave pattern. Anyway, it was the only way to avoid confusion that could arise if one tried to change the widely used terms.

General morphological characteristics

Najdena jama differs a lot from the majority of the slovene caves. The differences are mostly due to the special hydrological conditions which directly control the morphogenetic processes. The water table in the cave oscillates up to 40 m, while important underground streaming is not observable. So, the originally large passages are often filled with loam and other sediments and the cave structures reflect more actual, somehow passive function of the cave than the formative conditions.

The spatial characteristics of the cave have been studied, using the most widely used morphometrical parameters (A. D. Howard, 1971, Ph. Renault, 1972, V. N. Dubljanski et al., 1980):

$\frac{L}{A_p}$	(absolute length of the passages divided by the limit of the minimum convex circumscribed polygon	21.89 km/km ²
$\frac{t}{A_p}$	(total number of links per km ²)	605.87 /km ²
t/ϕ	(average link length)	36.13 m
α	(topological index)	0.0858
β	(topological index)	1.1597

According to the precedent parameters as well as to the field observations, the system of Najdena jama passages can be regarded as accessible part of a much more comprehensive and larger, more netwise than treewise organized pattern.

The detailed description of the cave passages (dropped in the summary) makes evident a great variety of the passage forms and dimensions. It is clear that the bulk of the structures is polygenetical and so a simple classification is not possible. In the following lines a general survey of the formal passage types is exposed, based partly on the Ph. Renault's (1967, 1968) classification. But one must be aware that such a key confuses genetical and formal aspects and some reserve about the results is obvious.

Gravitational passages should have been formed before the roof of the cave started to fall down and the bottom erosion is the most relevant formative process. Typical are arch like roofs and relatively flat floor that makes the passages tunnel like. In Najdena jama such passages occur where the nearby lying Vranja jama continues: Konglomeratna dvorana (Conglomerate hall), the northern part of Piparski rov I and some further parts of Piparski rov. Somehow older must be gravitational profiles of Šerkov rov and of Koralni rov. Among the actually flooded passages only parts of Lijak and Matjažev rov can be classified in this way. Gravitational passages are directed mostly SEE-NNW. Sometimes the master faults could be detected, but none of the gravitational passages follows the bedding planes. The dimensions of the gravitational passages attain 10 m x 5 m in Vranja jama continuations while the others are less extensive.

Paragenetical passages should be formed below the water table at minimum discharge. Hydraulic conditions of Najdena jama are very suitable to the formation of such passages. The sharp edged, also twisted profiles are the most typical for them. The passages are adjusted to the solubility of the bedrock, the shape being either due to the original formative process or due to the accommodation to the recent conditions. So the majority of the paragenetical passages occur in the actually hydraulically passive northern extensions of Vranja jama continuations and of course in the lower parts of the cave. (Lijak, southern part of Borisov rov).

Paragenetical passages are in the case of Najdena jama probably the accommodation to the actual conditions only. So they mostly do not fit to master directions and their dimensions do not vary among different passages only but also along the genetically identical sequences. Of course this variability is less important along the same strata.

Elyptical passages should be formed under the water table by fast streaming water. Characteristic are circular or elyptical cross sections, their excentricity and orientation being controlled by the master fault or bedding planes. In Najdena jama they are quite frequent. The larger ones are not more excentric than $3/2$ or $2/1$ and they are seldom horizontal. Several times they sink at a certain angle without essential change of profile till they reach the water table. The divers established that the drowned extensions continue in the same way. Their upper parts usually extend to the "randomly formed" passages. Such passages are Vpadnik, Desni rov and Rov odmevov.

The most important elyptical passage is the so called Borisov rov. Its profiles attain 100 m^2 and the perimeter is practically circular. In the actual situation the flood water only reaches it and the paragenetic conditions have already induced some accommodations and triggered some roof falling-off.

All the rest of elyptical passages are fragments only and will not be discussed in detail here.

Slab breakdown passages appear in the case of the originally formed roof having not been stable enough, so that some blocks fell down to accommodate the profile to the actual mechanical conditions. Larger channels of such characteristics are the southern part of Piparski rov I and the lower part of Levi rov. But it seems very probable that the majority of actually paragenetical passages had passed such a phase being later exposed to stagnant flood water and so filled with loam in the lower parts. Somewhat different are the passages where the appearance of several closely related chimneys (avens) with corrosive water jets provoked falling off of the neighbouring roof.

Big rooms relate to spatially well defined zones of extensive evacuations and permanent falling off of the roof without observable tendency of reaching a relatively stable arch. The dimensions of such chambers are essentially larger than those of the adjacent passages. Such big rooms are Putikova dvorana (approx. vol. $72\,000 \text{ m}^3$, F. Šušteršič, 1973, 4) and Sulčeva dvorana (approx. vol. $60\,000 \text{ m}^3$). Konglomeratna dvorana and Dvorana nad Lijakom are of more modest dimensions and not so well defined among the adjacent passages. The former two big rooms are crossed by faults, which coincide with a terrain sault on the surface. For the moment it is still an open question whether the whole situation reflects the recent tectonic movement.

Aven drainage passages appear under any aven or pothole but they are usually very narrow and inaccessible. In Najdena jama some of them are open from below and so exposed to direct study while they have no direct relation to the cave passages.

Randomly shaped passages. The term is used to cover a number of generally short fractions of the cave passages which cannot enter any of the precedent classes. It is probable that they have mostly passed complicated development combining general polygenetic conditions with the influence of local factors.

General hydrological characteristics

The hydrological conditions in Najdena jama have not been studied systematically but during the surveying works the actual hydrological conditions were recorded. So the contents of the present text must be regarded as a preliminary report. Three characteristic hydrological situations appear concerning the cave conditions as well as Planinsko polje.

Low water level

In the cave corresponds to totally dry polje, the river Unica sinking about 3 km away into the southern ponors. In Najdena jama there is no water streaming, water can be found in pools (without drowned continuation) and in siphon lakes. They can be grouped into several groups, according to the water level. The siphon lakes in a single group are presumably bound by open but drowned passages forming siphon zones (Figs. 4 A 5). The siphon zones are separated by overflows or filters the latter tending to balance the water level with lower zones. There is no evidence to deny the supposition that the observed water quantities are trapped only and that the phreatic zone (if it does exist at all) is not observable.

Middle water level

in the cave is characterized with the appearance of some water streaming (about $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$) at some places. The river in the polje reaches the adjacent northern ponors but it does not overflow the areas without its channels. The discharge is estimated up to $5 \text{ m}^3/\text{s}$. The siphon zones in Najdena jama react in different ways according to the mutual downstream connections. Those with overflow relations do not react while those with filters rise for some metres (Figs. 4 B 5). The level of the water table on the polje is somewhat questionable. The level of the river flowing over less permeable alluvium is about 440 m but the water is falling in open jets to the ponor pitches where the relatively stable surface cannot be observed higher than 435 m. The closest siphon zone surface in the cave is then at 411 m, that yields about 20 m vertical difference.

High water level

in the cave reaches the level (generally) 435 m, that provokes drowning of the majority of the cave passages. All the northern siphon zones are connected with overflows through passages accessible during middle and low level time. The very upstream siphon zone level is at 438 m that means that only filter connections with the downstream parts exist. The surface water level (i. e. the flood on the polje) reaches the level about 455 m which varies with the intensity of rain. On the other hand the water level in the cave is stable and practically identical with the water level in Gradišnica cave lying about 4 km downstream (northwards). So an overflow must exist downstream Gradišnica itself controlling the maximized levels in Najdena jama and Gradišnica. On the other hand an effective filter must exist between Najdena jama and the polje, the water level differing for about 15 m. The traces of extreme floods in the cave and on the polje show that both the levels can rise (the capacities of the overflow downstream Gradišnica having been surpassed), but the difference between the water levels remains practically undisturbed. It is evident that the connection between Najdena jama and the polje is strongly damped and that the cave passages are not the very drainage pattern of the polje but a less important passive extension of it. On the other hand the connectivity of the inner zones is better, consisting of different hydraulic details.

Further studies will have to explain the relation of Najdena jama to the ponor systems in the polje and give some explanation of the filter between the polje and the cave. The relation to Gradišnica cave is of great importance as well because here an important drainage system is accessible at several, mutually not absolutely correlated spots.

**MORFOLOŠKI IN GEOLOŠKI POLOŽAJ
KRAŠKIH VOTLIN V PONORNEM
OBROBJU PLANINSKEGA POLJA**

(S 4 SLIKAMI)

**MORPHOLOGIC AND GEOLOGIC SITUATION OF CAVES
AT THE PLANINA POLJE PONOR BOUNDARY**

(WITH 4 FIGURES)

R A D O G O S P O D A R I Č

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981

VSEBINA

Izvleček — Abstract	160 (4)
UVOD	161 (5)
OBLIKE IN POLOŽAJ KRAŠKIH VOTLIN V PONORNEM OBMOČJU	161 (5)
GEOLOŠKA ZGRADBA NAJDENE JAME	164 (8)
GEOLOŠKO-MORFOLOŠKI PODATKI LOGARČKA IN MAČKOVCE	168 (12)
SKLEPI	169 (13)
LITERATURA	170 (14)
MORPHOLOGIC AND GEOLOGIC SITUATION OF CAVES AT THE PLANINA POLJE PONOR BOUNDARY (Summary)	171 (15)

Izvleček

UDC 551.442 (497.12-14)

Gospodarič, Rado: Morfološki in geološki položaj kraških votlin v ponornem obrobju Planinskega polja.

Acta carsologica 10, 157—171, Ljubljana, 1982, lit. 14.

V ponornem obrobju Planinskega polja so štiri etaže rogov v vadozni coni in ena etaža v freatični coni. Etaže so dobro ohranjene v Najdeni jami, Logarčku in Mačkovci, treh poglavitnih tukajšnjih vodnih jamah. Pojasnjene so geološko-morfološke značilnosti teh jam, posebej pa je obravnavana Najdena jama, katere rovi so izoblikovani pod sedimentacijsko brečo, ki loči spodnjo in zgornje-kredno serijo karbonatnih kamnin. Sedimentacijska breča je verjetno odločilno usmerjala ponornice, da so v holocenu in pleistocenu odtekale proti severu skozi spodnjekredne apnenice in dolomite.

Abstract

UDC 551.442 (497.12-14)

Gospodarič, Rado: Morphologic and geologic situation of caves at the Planina polje ponor bounary.

Acta carsologica 10, 157—171, Ljubljana, 1982, Lit. 14.

In the main water caves Najdena jama, Logarček and Mačkovca at the karst polje boundary four levels of channels in vadose zone and one level in phreatic zone exist. Geology and morphology of these caves are explained. Najdena jama, treated separately, developed under sedimented breccia layers between the series of Lower- and Upper Cretaceous carbonatic rocks. Sedimented breccia probably definitely controlled the ponor streams, as in Holocene and Pleistocene they flew northwards through Lower Cretaceous limestone and dolomite.

Naslov — Adress

Dr. Rado Gospodarič, dipl. ing. geol., višji znanstveni sodelavec

Inštitut za raziskovanje krasa SAZU

Titov trg 2

66230 Postojna,

Jugoslavija

UVOD

Prva odkritja in raziskave kraških votlin na ponorni strani Planinskega polja datirajo v prejšnje in v začetek sedanjega stoletja (V. Putick, 1888, 1888—1980; E. Martel, 1894; P. Kunaver, 1922). Tedaj so prvenstveno preurejali struge in čistili požiralnike, da bi odpravili škodljive poplave, a tudi iskali kraške jame v zakraselem obodu polja z namenom, da bi dosegli tod ponorno vodo. Med obema vojnama so obravnavani kras raziskovali člani Društva za raziskovanje jam iz Ljubljane, ki so nadaljevali z iskanjem poti do podzemelske Unice. Razen že znanega Logarčka in Mačkovce ter Vranje jame in nekoliko bolj oddaljene Gradiščnice pa niso uspeli najti daljših vodnih jam, pač pa mnogo plitvih in krajših kraških votlin. Številni ponori Unice in pa obsežne udornice v ponornem zaledju so jih vedno znova silile k iskanju poglobitnih jamskih sistemov, ki bi naj po obsežnosti ustrezali onim na pritočni strani polja, kjer je že dolgo znana Planinska jama.

Vranja jama, Gradišnica, Logarček in Mačkovca so bili osrednji speleološki objekti raziskovanja tudi po osvoboditvi. Številne generacije jamarjev so se trudile tod najti čimveč novega. Z vztrajnim odkopavanjem zasutega rova v Najdeni (prej Lippertovi) jami so leta 1963 uspeli prodreti do obsežnega podzemlja, ki je bil nato več let v ospredju jamarskega dela. Vztrajni jamarji so seveda našli še druga brezna, tako da ima kataster podatke o 70 votlinah v 2 km širokem pasu krasa med Lazami in Lanskim vrhom. Za večino teh votlin poznamo lege, imamo izdelane načrte in opise (F. Šušteršič, M. Puc, 1970). Takoimenovana rovnatost je v tem obrobju Planinskega polja med največjimi (22 km/km^2) v Sloveniji kot je razvidno iz speleoloških kart in njih tolmačih (P. Habič, A. Kranjc, R. Gospodarič, 1974; P. Habič, R. Gospodarič, I. Kenda, A. Kranjc, 1975).

Speleografsko gradivo je bilo torej dovolj obsežno in kvalitetno za študij zakraselosti in hidroloških razmer ter druga namenska preučevanja. Med nje sodi vsekakor tudi ugotavljanje, kako so morfološko in po legi različne kraške votline razporejene glede na tukajšnjo geološko zgradbo, ki jo je na novo skartiral in z novimi podatki dopolnil J. Čar (1982). Geološke podatke površinskega kartiranja pa smo dopolnili že z ustreznimi podatki v podzemlju Najdene jame. Ti podatki iz Najdene jame so bili namreč doslej zelo skopi, saj so med odkrivanjem jame (M. Puc, 1964, 1965; F. Šušteršič, M. Puc, 1970) prvenstveno reševali tehnične speleološke probleme.

OBLIKE IN POLOŽAJ KRAŠKIH VOTLIN V PONORNEM OBMOČJU

V kilometer širokem pasu med ponornim robom polja in izohipso 550 m ter med Lazami in Lanskim vrhom poznamo okrog 50 raziskanih votlin; med njimi so obsežni podzemeljski rovi Mačkovce in Logarčka ter Vranje jame in Najdene jame. Po načrtih

in opisih sodeč, imamo večinoma opraviti z navpičnimi in poševnimi brezni korozijskega nastanka, ki v nekaj primerih sežejo do vodoravnih rogov, sicer pa se že v globini okrog 30 m pod površjem zožijo ali pa so zadelani s skalami, tako da niso navzdol več prehodna. Razen pri aktivnih požiralnikih ob ponornem robu polja skoraj ni votline s prvotnim ponornim vhodom. Celo Skednena jama kot najlaže dostopna vodoravna votlina, ima vhoda v vrtačah oziroma udornicah, kjer se je udril strop nad nekdanjim vodnim rovom.

Ker torej današnji vhodi v tukajšnje kraške votline niso nekdanji ponori, upoštevamo pri našem iskanju različnih etaž ponornih rogov le nadmorske višine doseženih vodoravnih odsekov. Te odseke, ki verjetno predstavljajo nekdanje vodne rove, smo razlikovali od sekundarnih brezen. Dobljene analitične podatke shematsko prikazuje slika 1, kjer so korozijska brezna z doseženo globino označena s točkami, njih vodoravni odseki in rovi v ustrezni globini pa s črtami oziroma stolpiči. Posamezni objekti so po oddaljenosti od ponornega rova naneseni na absciso, njih nadmorske višine pa na ordinato. Tako predstavljene korozijske votline nakazujejo nekatere speleomorfološke in speleogenetske značilnosti recentnega in fosilnega zakrasevanja. Shematski prikaz kaže, da se posamične manjše votline dobro vključujejo v etaže večjih tukajšnjih jamskih sistemov.

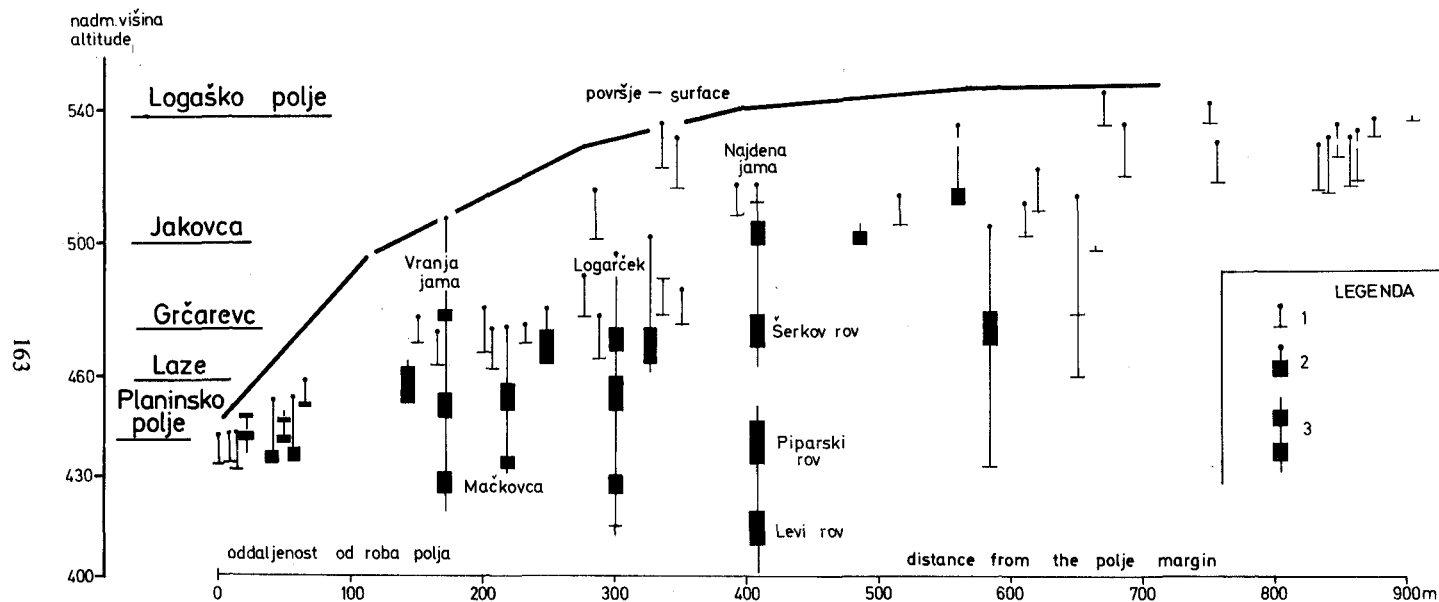
Najviše ležeči ostanki vodoravnih rogov so med 500 m in 530 m nadmorske višine. Tu so med drugimi tudi Jama v Milah in Brezno v Milah ter Naravni most nad Lazami, pa tudi zgornji rov Najdene jame. Nepovezani, do 30 m dolgi vodoravni rovi so dosegljivi skozi korozijske in podorne vhode sredi vrtačastega sveta. Morfogenetsko bi bilo preveriti, v kakšnem razmerju so obravnavani ostanki rogov do grebena bližnje Jakovce, ki je uravnan na višini okrog 500 m. V višinah med 480—500 m se pojavljajo samo brezna brez tudi najkrajših vodoravnih rogov. V tej coni pa so znane podorne dvorane na primer v Jami v Milah, tu so tudi udornica Vranje jame in še druge udornice. Do nadmorske višine 480 m je tukajšnji kras pretežno le korozijsko izvotljen.

Skupino vodoravnih rogov poznamo v višinah med 460 in 480 m, mednje spadajo zlasti zgornji rovi Logarčka, Vranje jame in Najdene jame (Šerkov rov), Skednena jama, Jama na Meji, Jama za Teglovko, Tačka jama in druge jame. Ti rovi so bili lahko aktivni tedaj, ko so ponornice ponikale še v višini okrog 480 m. V teh jamah so dobro ohranjeni alohtoni ilovnati in peščeni sedimenti, med njimi je največ plasti rjave ilovice, manj pa boksitnega in limonitnega peska in prod.

Najbolj obsežni in dostopni so vodoravni rovi v višini med 450 in 465 m, kjer so bliže polju rovi Stote jame, Mačkovce in Logarčka ter obsežni prostori Vranje jame, bolj oddaljen od ponornega roba na Piparski rov Najdene jame. Ta etaža rogov je z brezni povezana z zgornjo etažo in s površjem, pa tudi s spodnjo vodno etažo. Tu so najboljše ohranjene alohtone fosilne fluvialne naplavine, med njimi ilovice in peski ter paravotoni apnenčev grušč.

Etažo obdobjno poplavljenih rogov poznamo ob polju med 440 in 450 m, v ponornem obodu pa med 410 in 430 m. Ti rovi so delno zapolnjeni z ilovicami in drugimi naplavinami, ki imajo ustrezne ekvivalente v sedimentih na skalnem dnu Planinskega polja. Pod to obdobjno poplavljeneta etaža so že trajno zaliti kanali freatične cone, v Najdeni jami npr. v višini 395 m.

Navedene etaže zakraselega ponornega območja so nanizane po nadmorski višini na podlagi podatkov o raziskanih kraških votlinah. Če pa so tudi dejansko etažno razporejene, bo treba dokazati s stratigrafskimi in tektonskimi analizami tukajšnjega ozemlja, pa tudi s sedimenti, podrobno morfologijo in speleogenezo ponornih jam. Ne nazadnje je



Slika 1. Shematski prikaz kraških votlin na ponorni strani Planinskega polja. 1 — brezna določene globine, 2 — brezna z vodoravnim rovom, 3 — povezane etaže vodoravnih rogov z doseženo globino

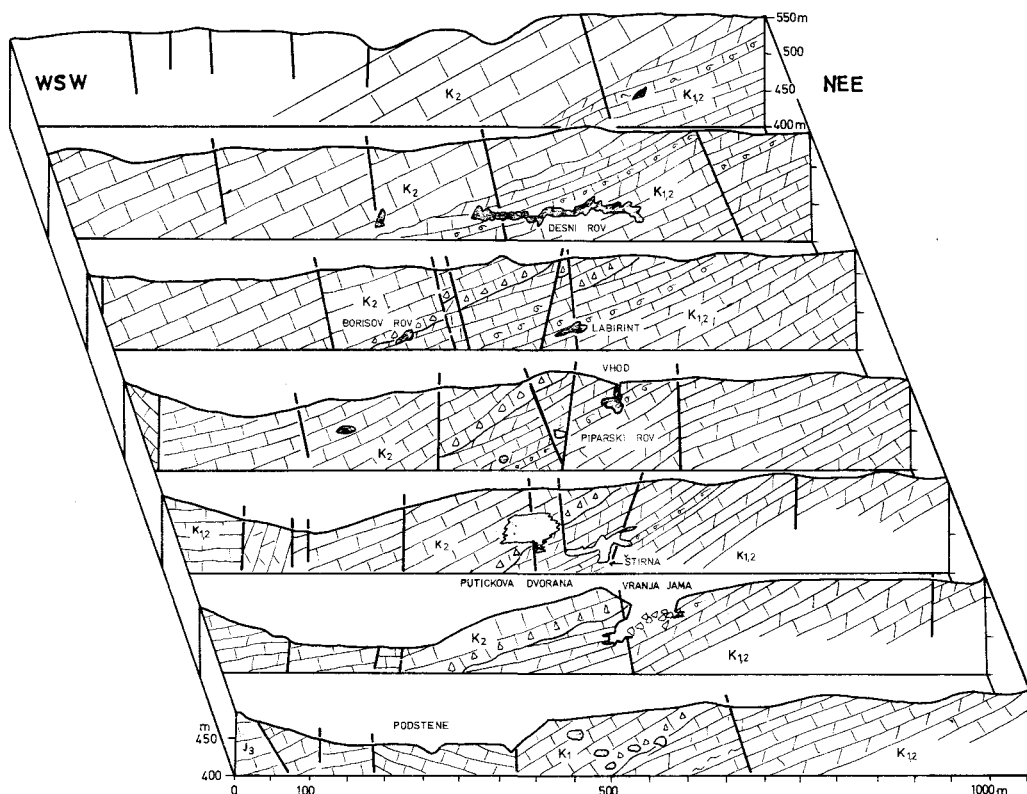
Fig. 1. Schematic view on the caves at the Planinsko polje ponor area. 1 — shafts of fixed depth, 2 — shafts with horizontal passages, 3 — connected levels of horizontal passages with depth achieved

potrditve o etažnosti iskati tudi v morfogenezi samega Planinskega polja ter v primerjavi z rovi Planinske jame na njegovi pritočni strani.

V nadaljnjem prvenstveno podajamo geološko-morfološke podatke Najdene jame, Logarčka in Mačkovce, medtem ko so njih sedimenti in prvi speleogenetski sklepi obravnavani v posebni razpravi tega zbornika (R. Gospodarič, 1982).

GEOLOŠKA ZGRADBA NAJDENE JAME

Ponorni zatrep Planinskega polja pri Podstenah in Škofjih Lomih (440 m) obdaja sprva strmo skalnato pobočje do višine okrog 500 m, nato pa uravnana vrtačasta planota. Med gozdno potjo Trajberco na vzhodni in do črte Skednene jame — Velika Smrečnica na zahodni strani je slab km² zakraselega in z gozdom poraščenega krasa, ki je do globine okrog 100 m prevotljen z rovi Najdene jame, Vranje jame in drugimi votlinami. Na površju tega območja Najdene jame se stikajo apnenci turonijske stopnje zgornje krede ter apnenci in dolomiti zgornjega dela spodnje krede. Diskordantni kontakt teh dveh serij nakazujejo transgresivne breče, ki se lečasto pojavljajo prav nad rovi Najdene jame.



Slika 2. Geološki prerezi območja Najdene jame
Fig. 2. Geologic cross sections of Najdena jama

Spodnjekredni siv plastnat apnenec z močnim vonjem po bitumnu ter temnosiv, grobozrnat, bituminozen in tankoplastnat dolomit (zaenkrat še paleontološko nerazčlenjena $K_{1,2}$) gradita vzhodno polovico območja Najdene jame. V vrhnjem delu te serije se javlja sklenjen, do 2 m debel sklad apnenca, bogatega z rekvijenijami. Ker vpadaajo skladi pod kotom okrog 25° proti zahodu in jugozahodu, je bilo pričakovati, da bomo ta organogeni horizont našli tudi v podzemlju Najdene jame (slika 2).

Po dokaj enotni usmerjenosti plasti na površju sodeč, je obravnavano ozemlje le malo tektonsko deformirano, pa čeprav je prav blizu tektonske cone idrijskega prelomnega sistema. Izraziti dislokaciji (babindolski in jakovski prelom) sta kartirani v območju Podsten, kjer se stikajo malmske, zgornji del spodnjekrednih in zgornjekrednih kamnin. Nad Najdeno jamo, med Škofjimi lomi in Skedneno jamo je kartiran zelo strm prelom NW-SE smeri, ki seče udornico Vranjo jamo, v podzemlju pa bi naj bil viden v Putickovi dvorani. Izrazita porušna cona NW-SE smeri poteka nadalje na površju med udornico Veliko Smrečnico in gozdno potjo imenovano Trajberca, v podzemlju pa bi ta cona segala v Sulčevo dvorano in sredino Borisovega rova. Kartiranje površja ni pokazalo na NE-SW potekajoče prelome, pač pa na pogostne razpoklinske cone vzporedno s plastmi v smereh N-S.

Ustrezno geološkim podatkom površja najdemo v podzemeljskem sistemu Najdene jame zgornjekredni apnenec le v rovih med Vranjo jamo in ponornim robom polja, diskordantni kontakt spodnje in zgornjekredne serije pa v podorni Putickovi dvorani ter v Sulčevem rovu, vsi drugi dostopni rovi pa so v apnencu in dolomitu spodnje krede (slika 3 v prilogi). Sredi Šerkovega rova in v Piparskih rovih ter v Veliki štirni se kaže že zgoraj omenjeni horizont spodnjekrednega apnenca z mnogimi rekvijenijami. V tem organogenem apnencu so rovi bolj zoženi kot v skladnatem apnencu in dolomitiziranem apnencu krovnine in talnine. Skladi dolomita so razvidni v Putickovi dvorani in Veliki štirni, nadalje v Piparskih rovih ter v sifonu Desnega rova, pa tudi v Prepadni dvorani in v Borisovem rovu se pojavljajo. Njih tanjše plasti so prispevale k podiranju stropovja in nastajanju podornih dvoran.

Spodnjekredne skladnate kamnine vpadaajo po vsej dostopni jami zelo enakomerno za okoli 30° proti zahodu in jugozahodu. Ta usmerjenost skladov ni bistveno porušena niti ob številnih prelomih. Slemenitvi in vpadu plasti sta v splošnem prilagojena smer in nagnjenost posameznih odsekov rogov; rovi sami pa so tudi po nadmorski višini razporejeni, tako da so starejši, više ležeči rovi na vzhodni, mlajši, nižje ležeči rovi pa na zahodni strani obravnavanega krasa. To povezanost geologije z morfologijo rogov bomo poskušali v nadaljnjem podrobneje osvetliti.

Vhodna dvorana v višini 490 m je vzporedna plastem in vzdolžnim razpokam. Njej podorni sestop v nižje ležeči Šerkov rov je usmerjen proti vpadnici skladov, vendar vzporedno s prelomom E-W smeri.

Med t. 5 in 9 imamo vodoraven rov vzporeden s plastmi, ki pa se v Šerkovi dvorani (t. 8) kaminasto poviša in breznasto poglobi. Ta morfološka sprememba je povezana s curki kapnice, ki pritekajo v jamo s površja skozi prelom NE-SW smeri. Curki korodirajo kamnino, občasno odlagajo tudi sigo, poleg tega pa še odnašajo starejše naplavine v spodnjo Šerkovo štirno.

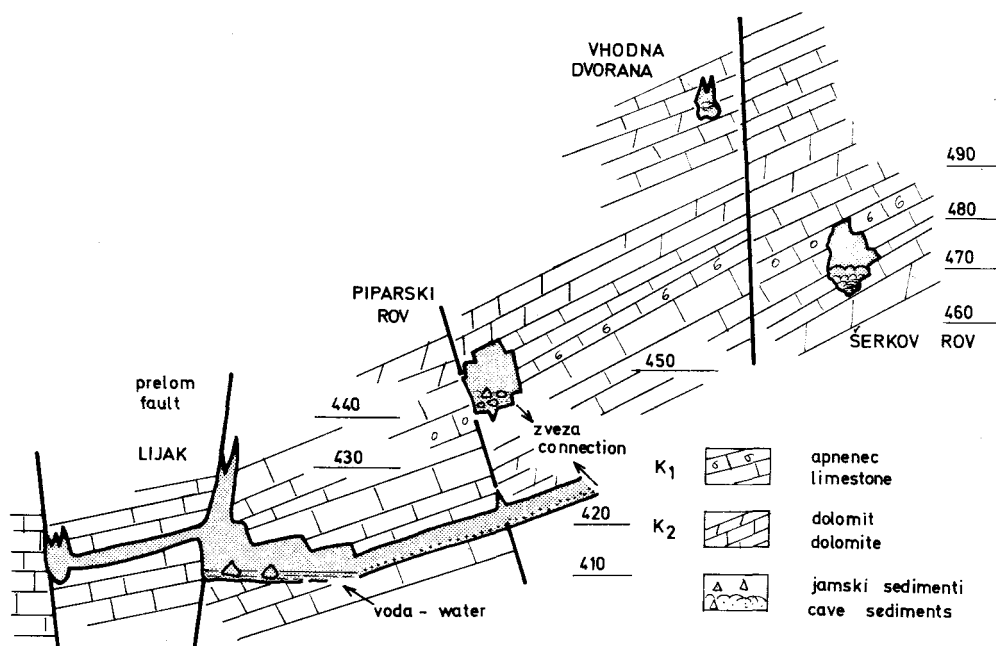
V nadaljnjem poteku se Šerkov rov zoži v organogenem horizontu in se usmeri navzdol po vpadnici skladov v Pucovo dvorano ter naprej v Veliko štirno. Krajem Pucove dvorane se ponovno pokaže prelom iz Šerkove dvorane, ki verjetno poteka še naprej proti jugozahodu v steno Putickove dvorane.

Posebno geološko in morfološko zanimivost Najdene jame predstavlja Velika štirna in rovi, ki so razviti nad njo in ob njej. V vzdolžnem preseku (glej sliko 1 pri razpravi o

jamskih sedimentih, R. Gospodarič, 1982) vidimo, da je vodnoaktivna štirna izdelana pod križiščem speleogenetsko različnih rogov in v kamninah, ki so presekane s prelomi E-W in NE-SW smeri. Vozlišče Velike štirne je izoblikovano v tektonsko bolj pretrtim bloku kot drugi rovi.

Severni del Najdene jame, kjer so Piparski rovi I, II in III, Labirint, Zvezni rov, Desni rov, Borisov rov, Sulčev rov in Prepadna dvorana so še vedno v spodnjekrednem apnencu in dolomitiziranem apnencu. Skladi so usmerjeni od juga proti severu, nagnjeni pa za 20–30° proti zahodu. Manjše odklone od teh smeri povzročajo večinoma strmi, dostikrat skupinski prelomi, ki bolj ali manj na gosto prelamljajo kamnino v NE-SW in NW-SE smeri. Ob tako pretrtih kamninah ter ob številnih vzdolžnih razpokah so današnji podorni odseki in povišani stropi, tod pa so točkovno razporejene tudi kope in kapniki sige. Prehodni rovi vijugajo prečno in vzporedno skozi prelomljene bloke kamnin. Vodoravni odseki so vzporedni plastem, poševni pa usmerjeni po vpadnicah. Zanimiv je skalni in zablaten Labirint, ki se od meandrastega in vodoravnega Piparskega rova spušča po vpadnici plasti za 15 m do vodnega vodoravnega rova. Takšne sestave so tudi rovi Lijaka (slika 4).

Glede na geološko zgradbo so zanimive podorne dvorane in vmesni vodoravni odseki Piparskega rova III in Desnega rova. Ta skupni rov je le v začetnem in sklepnem delu



Slika 4. Najdena jama, geološki profil in rovi

Fig. 4. Najdena jama, Geologic section and Channels

vzporeden s plastmi, sicer pa usmerjen prečno nanje. Kljub temu, da je prvotna oblika skalnega rova močno zabrisana zaradi podorov ob prelomih NE-SW smeri in zaradi ilovnatih naplavin, tu in tam (npr. pri t. 59, 63 in 67) vidimo navzgor in navzdol nagnjeno skalno dno. Izgleda, da so v večji oddaljenosti od ponornega roba primerna skalna dna stopnjasta, v dobi stalne vodne aktivnosti so bili tod sifonski zapiranci.

V skladnatem apnencu in dolomitu spodnje krede tik pod debeloskladnatimi apnenci zgornje krede je razvit Borisov rov. Med t. 97 in 93 prečka plasti ob prelomljeni coni, sicer pa je vzporeden z vzdolžnimi razpokami in lezikami. V prelomljeni coni so podori in stopnjasto skalno dno, drugod pa je dno uravnano, strme stene se povijajo v raven strop.

V skupnem pregledu se litološki in strukturni podatki Najdene jame dobro vključujejo v geološko zgradbo severnega obrobja Planinskega polja, kakor jo je na novo skrtiral J. Čar (1982). V dostopnem podzemlju zadevamo na kontakt spodnje- in zgornjekrednih kamnin v Putickovi dvorani in v Sulčevem rovu, sicer pa se gibljemo v kamninah zgornjega dela spodnje krede, katerih skladi so usmerjeni N-S. Vsekakor je zanimivo, da so skoraj vsi rovi dostopne Najdene jame izoblikovani v apnencu in dolomitu, ne pa v samem apnencu spodnje in zgornje krede kot bi pričakovali. Ugotavljamo celo, da oddvojeni rovi Vranje jame ob ponornem robu polja preidejo iz zgornje v spodnjo kredno serijo kamnin, kjer se šele prav uveljavijo kot tipični podzemeljski prevodniki. Prostorska razporeditev rogov, se pravi podzemeljski odtok ponorne vode torej ni odločilno povezana z različno petrografsko sestavo karbonatne kamnine, pač pa mnogo bolj z njihovo litološko in tektonsko sestavo, kjer mislimo na skladnatost, nagnjenost in usmeritev lezik ter na sisteme razpok in prelomov.

Tu bi seveda bilo presoditi, če niso morebiti lažje transgresivne breče med zgornjo in spodnjo kredno serijo vsaj krajevno hidrogeološko manj prepustne. Mrežasti in stopnjasti rovi skozi to cono med Prepadno dvorano in Sulčevim rovom (takoimenovani Primožev sir) kažejo na manjšo prepustnost in na zadrževanje ter napenjanje ponorne vode pred to sedimentacijsko pregrado. Tudi sklepni sifoni Najdene jame se nizajo vzdolž omenjenega kontakta, ko ta povija iz severne v severovzhodno smer. Te podatke bi bilo vsekakor treba še dopolniti z novimi in jih upoštevati pri skupni obravnavi speleogeneze Najdene jame.

V relativno enotnem kompleksu kamnin se rovi Najdene jame najbolj ujemajo z usmerjenostjo skladov in potekom njih vzdolžnih razpok N-S. Proti zahodu nagnjeni skladi so omogočili takšen razpored in razvoj rogov, da so starejši, više ležeči na vzhodni, mlajši, nižje ležeči kanali pa na zahodni strani prevotljenega kompleksa. Šerkov rov se iz višine 460 m spušča po vpadnicah v Piparski rov I (450 m), ta pa v rove Labirinta in Lijaka (420 m oziroma 415 m). Tudi v Borisovem, ostalih Piparskih, Levem in Desnem rovu ugotavljamo zniževanje skalnega dna po vpadnicah plasti. V celoti se današnja nizka voda pretaka v nedostopnih kanalih zahodno od suhih rogov, v te nekaj aktivne vodne rove pa se dviguje le višja in visoka voda.

V podzemlju pridejo do veljave zmični prelomi NE-SW, ki nastopajo največkrat v skupinah, skladovnice kamnin so ob njih relativno malo premaknjene. Prelomi NW-SE smeri so v manjšini, ugotovljeni le sredi Borisovega rova in v njegovem sifonskem delu, v Putickovi dvorani in Vranji jami, to je v predelih, ki so najbližje robu polja.

Neposredna povezanost morfolologije z rupturami (razpokami in prelomi) je v Najdeni jami gotovo zelo očitna pri recentnem preoblikovanju rogov, saj skozi rupture pronica bolj ali manj agresivna kapnica, ki ponekod preoblikuje stropovje v kamnine in skalna dna v brezna, drugod pa točkovno odlaga sigo; vedno pa odplakuje klastične ilovnate in peščene naplavine iz više ležečih v nižje ležeče kanale.

GEOLOŠKO — MORFOLOŠKI PODATKI LOGARČKA IN MAČKOVCE

Osnovni podatki o geologiji obrobja Planinskega polja pri Lazah (J. Čar, 1982) kažejo, da potekata obe jami v skladnatem apnencu spodnje krede. Na površju nad Mačkovco so skladi nagnjeni za $20\text{--}30^\circ$ proti zahodu, nad Logarčkom pa proti zahod-jugozahodu. Kamnine so pretrte ob izrazitih razpoklinskih conah \pm N-S smeri ter ob prelomih NW-SE in NE-SW smeri, ki so bili ugotovljeni in statistično obdelani v dveh tukajšnjih golicah (R. Gospodarič, P. Habič, 1976, 34). Morfologijo Logarčka in Mačkovce je glede na geološko zgradbo že predčasno podrobneje obdelal I. Gams (1963), zato tu navajamo le nekaj dopolnilnih novejših podatkov.

V vhodnem delu Mačkovce in v njeni Mali dvorani vidimo proti severozahodu nagnjene sklade, ki se šele pred vstopom v Veliko dvorano nagnejo proti zahodu za 20° . Vmes je izrazit zmični prelom NW-SE smeri, ki se lepo odraža v razporeditvi vrtač na površju. Drugi, podobno usmerjeni prelom je onkraj Velike dvorane, kjer se odcepi Blatni rov. Temu rovu po višini ustreza rov ob Mali dvorani, ki je bil šele pred nedavnim odkrit, pa verjetno oba sestavljata genetsko skupen ponorni kanal Mačkovce na višini okrog 440 m, ki ga je kasnejša Velika dvorana razdelila na dvojce. Do ustreznega nekdanjega ponora ob robu polja, nekako na višini 445 m imamo v ravni črti le 100 m neznanega, verjetno z gruščem zasutega rova.

V skrajnem severnem delu Mačkovce, v Blatnem rovu je sifon približno 100 m oddaljen od Južnega rokava Logarčka, kjer se domala v isti višini pravtako sifonsko javlja ponorna voda. Južni rokav Logarčka je v smeri nekdanjega vodnega toka proti severu večinoma vzporeden s plastmi. Med Južnim lijakom in podrtim prostorom t. 18. se za 10 m dvigne proti vpadnici skupine skladov, ki so ujeti med dve dislokaciji, ostali del rokava pa je skoraj vodoraven. Ker pa je povsod skalno dno pokrito z naplavinami, sigo in podornimi skalami, pa tudi strop je sekundarno povišan, je težko videti skalno dno in ugotoviti njegovo nadmorsko višino. Zdi se zelo verjetno, da je bil Južni rokav hidrološko povezan (občasno pa še danes) z rovi Mačkovce in nekdanjim ponorom na Planinskem polju v višini okrog 445 m.

Južni rokav Logarčka se nadaljuje v daljši in obsežnejši Severni rokav. Ta poteka v prvi polovici proti vpadnici skladov, v drugi polovici (Skalni rov) pa vzporedno z lezikami. Stopnjasti in vijugavi del rokava poteka tudi v pretrti in prelomljeni kamnini, dislokacije imajo NE-SW in NW-SE smer. Severno sifonsko brezno, Skalni rov pred njim in rov za njim sta na višini okrog 430 m. Tu se dviguje voda za več metrov, tako kot v Južnem sifonskem breznu. Ob visoki vodi je zalita tudi Pasaža. Njen strop je v neskladnatem apnencu z rekvienijami nizek, tako da se dotika ilovnatih tal. Stopnjasto je tudi skalno dno, ki pa ga izravna debela plast fosilne ilovice. V rovu med Podorno in Blatno dvorano, ki je usmerjena prečno na sklade, je ilovice lahko tudi 10 m. Očitno je ilovica nekoč znatno bolj zapolnjevala rove kot danes, ko je na mnogih mestih že odplavljena. Ta ugotovitev se zelo ujema z podobnimi sklepi iz Borisovega rova Najdene jame.

Na višini okrog 470 m je v Glavnem rovu in Vhodni dvorani ohranjena starejša etaža Logarčka. Ob prelomu NE-SW je deformirana, ob drsni ploskvi je korozija izdelala sekundarni navpični vhod v jamo. Tudi ta situacija je podobna tisti v Najdeni jami, povsod moramo zgornje vodoravne rove doseči skozi navpična korozijska vhoda.

Pri Mačkovci in Logarčku je v splošnem opozoriti na dva dokaj enovito razvita in ohranjena odtočna rova ponornice na višinah okrog 470 m in 445 m in na skromno razvite stranske rove, ki jih doslej poznamo. Če primerjamo razvejano Najdeno jamo z enovitim Logarčkom in Mačkovco, vidimo očitno morfološko neskladje. Ker pa gre za

podobno geološko sredino in za skupen speleogenetski razvoj ob ponornem robu kraškega pobjla, bo treba to, verjetno le navidezno neskladje, še pojasniti z natančnejšim primerjanjem morfologije in jamskih sedimentov. Ugotoviti bo treba predvsem debelino jamskih sedimentov nad skalnim dnom Južnega in Severnega rokava, ki v obstoječih načrtih in genetskih razlagah Logarčka (I. G a m s , 1963) ni opredeljena, je pa bistvena za spoznanje o nekdanjih odtočnih razmerah Planinskega polja. Seveda se odpira tudi vprašanje stratigrafske primerjave jamskih sedimentov v tukajšnjih jamskih sistemih.

SKLEPI

Rokopisno gradivo o kraških votlinah v severovzhodnem ponornem obrobju Planinskega polja je bilo doslej že večkrat obdelano in objavljeno v zvezi z različnimi speleološkimi, hidrografskimi in geomorfološkimi preučevanji, manj pa so bile študirane zveze med morfologijo jam in geološko zgradbo tega kraškega polja. To vrzel v znanju Planinskega polja je bilo tokrat možno zapolniti, ker je hkrati J. Č a r (1982) na novo izdelal geološko karto širšega obrobja, F. Š u š t e r š i č s sodelavci (1982) pa na novo izmeril tukajšnjo poglavitno Najdene jamo.

Ponovna analiza okoli 50 kraških votlin je bila, za razliko od dosedanjih, opravljena z namenom, da bi spoznali lege in oblike morebitnih ostankov ponornih rovov v zakraselem obrobju polja. Na podlagi pregleda ohranjenih in objavljenih načrtov smo najprej izločili številna sekundarna korozijska brezna, preostale vodoravne in poševne odseke votlin, ki bi naj kazali na erozijsko izoblikovanje, pa nato grupirali v skupine po njih nadmorski višini. Rezultati take analize so pokazali, da je v ponornem obrobju nad dnom polja računati z erozijskimi votlinami v višinah med 530 in 500 m med 480 in 460 m ter med 460 in 450 m. V višini polja in ob njegovem dnu (440 m) pa so občasno in trajno zaliti kanali dostopni do višine 420 m, globlje v notranjosti obrobja pa celo nekaj pod 400 m (slika 1). Ker se te etaže bolj ali manj sklenjeno ohranjene v sestavljenih rovih tukajšnje Najdene jame, v Logarčku in Mačkovci, je bilo novo geološko — morfološko preučevanje usmerjeno prav vanje.

Tokrat prvič izvedeno geološko kartiranje Najdene jame je pokazalo, da so rovi mnogo bolj prilagojeni smerem (\pm N-S) in vpadnicam skladnega apnenca in dolomita spodnje krede kot pa smerem prelomov NW-SE in NE-SW (slika 2 in 3). To se lepo vidi v razporeditvi rovov: starejši, višje ležeči rovi so na vzhodni, mlajši, nižje ležeči rovi pa na zahodni strani obravnavanega krasa (slika 3 in 4).

Rovi Najdene jamé so razviti v zgornjem delu spodnjekredne serije, kjer so med skladi apnenca tudi skladi dolomita. Tam, kjer na tej seriji ležijo debeli skladi apnenca zgornjekredne serije, pa morebitni rovi niso več dostopni, saj so sklenjeni s podornimi dvoranami in sifoni. Bolj skladnati in na gosto pretrti apnenci in dolomiti spodnjekredne serije so bili in so še boljši prevodniki ponornic kot pa debeloskladnati apnenci zgornjekredne serije. Lahko celo sklepamo, da je sedimentacijska breča ob kotni diskordanci obeh serij zadrževala tukajšnje vodotoke v kamninah spodnjekredne serije in jih usmerjala proti severu v vsem geomorfološkem razvoju Planinskega polja.

Številne rupture v kamninah, ki skozi jamo pronica bolj ali manj agresivna kapnica, so omogočale odvijanje korozijskih in sedimentacijskih procesov, ki se odražajo v kaminastih stropovih in breznastih dneh ter v točkovno razporejenih sigah več generacij. Recentni in fosilni speleogenetski procesi so bistveno predrugačili prvotni izgled erozijskih rovov, pa tudi marsikje pomešali različno stare fluvialne naplavine. Speleogenezo podzemeljskega sistema je zaenkrat še nemogoče razvojno razčleniti in časovno

opredeliti, tako da bi jo lahko primerjali z bolj preučeno Planinsko jamo na pritočni strani Planinskega polja.

Podoben sklep velja tudi za ponorne rove Logarčka in Mačkovce, ki se predvsem morfološko, zelo malo pa geološko, razlikujeta od Najdene jame. Ta različnost pa zna biti morda le navidezna zaradi slabše preučenosti obeh jam, saj je razvoj vseh obsežnih ponornih rovov bil nedvomno skladen z geomorfološkim in paleohidrografskim razvojem Planinskega polja v kvartarju. Preučitev te skladnosti pa je naloga nadaljnjih podrobnih in splošnih raziskav tega zanimivega kraškega polja.

LITERATURA

- Čar, J., 1982: Geološka zgradba ponornega obrobja Planinskega polja. *Acta carsologica*, 10, Ljubljana
- Gams, L., 1963: Logarček. *Acta carsologica*, 3, 7—83, Ljubljana
- Gospodarič, R., 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. *Acta carsologica*, 7, 8—135, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1982: Stratigrafija jamskih sedimentov v Najdeni jami ob Planinskem polju. *Acta carsologica*, 10, Ljubljana
- Gospodarič, R., P. Habič, 1976: Underground Water Tracing. Investigations in Slovenia 1972—1975. Institute of Karst Research, 1—309, Ljubljana
- Habič, P., A. Kranjc, R. Gospodarič, 1974: Osnovna speleološka karta Slovenije. *Naše jame*, 15 (1973), 83—98, Ljubljana
- Habič, P., R. Gospodarič, I. Kenda, A. Kranjc, 1975: Osnovna speleološka karta Slovenije, I. nadaljevanje. *Naše jame*, 17, 137 — 149, Ljubljana
- Kunaver, P., 1922: Kraški svet in njegovi pojavi. Učiteljska tiskarna, 1—105, Ljubljana
- Martel, E., 1984: Les Abimes. *Libr. Ch. Delgrave*, 1—578, Paris
- Puc, M., 1964: Lippertova ali Najdena jama. *Naše jame*, 5 (1963), 37—43, Ljubljana
- Puc, M., 1965: Nova odkritja v Najdeni jami. *Naše jame*, 6 (1964), 11—16, Ljubljana.
- Putick, W., 1988—90: Die unterirdischen Flussabläufe von Innerkrain, dass Flussgebiet der Laibach. *Mitt. kk. Geogr. Ges. Wien*, 330, 32, 33, Wien.
- Sušteršič, F., M. Puc, 1970: Kraško podzemlje ob severovzhodnem kotu Planinskega polja. *Acta carsologica*, 5, 205—270, Ljubljana.
- Sušteršič, F., 1982: Morfologija in hidrografija Najdene jame. *Acta carsologica*, 10, Ljubljana

MORPHOLOGIC AND GEOLOGIC SITUATION OF CAVES AT THE PLANINA POLJE PONOR BOUNDARY

S u m m a r y

On the karst caves at the NW ponor boundary of Planina polje many speleologic, hydrographic and morphologic data were described but less attention was paid to the study of the relation between the caves morphology and geologic setting of the area (W. Putick, 1988—1890; E. A. Martel, 1894; P. Kunaver, 1921; I. Gams, 1963; M. Puc, 1964, 1965; F. Šušteršič and M. Puc, 1970 and others). The newest detailed geologic land mapping 1:5.000 (J. Čar, 1982) and the main cave system Najdena jama survey (1:250) have given the possibility for new geologic and morphologic interpretation.

With the intention to find out the situation and forms of ponor channel rests at the ponor boundary over 50 caves have been analysed. By the review of published surveys several secondary corrosional potholes have been eliminated, while the remained horizontal and inclined cave parts, showing erosion transformation, have been arranged after their altitude. The results of this analyse proved the existence of erosion caverns in the levels 530—500, 480—460, 460—450 m in the ponor boundary above the polje bottom. Close to the polje bottom and in the bottom itself (440 m) there are periodically and permanently flooded channels accessible in the altitude about 420 m, further in the interior even under 400 m (Fig. 1). As these levels are more or less preserved in complicated channels of Najdena jama, Logarček and Mačkovica the new geologico-morphological study was evidently directed to them.

The geologic mapping of Najdena jama shows that the channel directions are better controlled by strike (N-S) and dip (W and NW) of Upper Cretaceous limestone and dolomite beds (Fig. 2 and 3) than to fault directions NW-SE and NE-SW. The oldest passages are situated higher on the eastern side, the youngest passages lower on the western side of the cavernous karst (Fig. 3 and 4).

The Najdena jama passages developed in upper part of Lower Cretaceous series where among limestone layers dolomite beds occur. Where thick bedded Upper Cretaceous limestones occur the probable passages are no more accessible, because they end by collapsed halls. More layered and very crushed limestones and dolomites of Lower Cretaceous series were always better conductors of sinking streams being compared by thick layered limestones of Upper Cretaceous series. We can even conclude that breccia at discordant contact of both series held back the here flowing streams in the rocks of Lower Cretaceous series and controlled them in the whole geomorphological development of Planina polje.

Several ruptures in rocks where more or less aggressive rain water percolated into the cave rendered possible corrosional and sedimentological processes, which are well seen in the roof and on the floor, as well as in sinters of different generations, distributed on particular points (R. Gospodarič, 1982). Recent and fossil speleogenetical processes essentially changed the appearance of erosion channels and have even mixed differently old fluvial sediments. At the moment the speleogenesis of the underground system could not yet be explained and chronologic defined in such a way that it could be compared by better studied speleogenesis of Planinska jama, situated on the inflow side of Planina polje (R. Gospodarič, 1976).

Similar conclusion can be made for ponor channels in Logarček and Mačkovca, which mostly morphologically and less geologically differ from Najdena jama. But this difference could be apparent because of lower research degree in both caves, as the development of all extensive ponor channels was undoubtedly concordant by geomorphological and paleohydrographical development of the Planina polje in Quaternary. The study of this accordance remains the aim of further investigations of this interesting karst polje.

**STRATIGRAFIJA JAMSKIH SEDIMENTOV
V NAJDENI JAMI OB PLANINSKEM POLJU**

(S 5 SLIKAMI)

**STRATIGRAPHY OF CAVE SEDIMENTS
IN THE NAJDENA JAMA AT PLANINA POLJE**

(WITH 5 FIGURES)

R A D O G O S P O D A R I Č

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981

VSEBINA

Izvleček — Abstract	176 (4)
UVOD	177 (5)
JAMSKI SEDIMENTI V SISTEMU NAJDENE JAME	178 (6)
Sedimenti v Šerkovem rovu	178 (6)
Sedimenti v Konglomeratni dvorani	180 (8)
Sedimenti v Zgornjem rovu Vranje jame	180 (8)
Sedimenti v Matjaževem rovu	183 (11)
Sedimenti v Piparskem in Borisovem rovu	186 (14)
STRATIGRAFSKA OPREDELITEV JAMSKIH SEDIMENTOV NAJDENE JAME IN PLANINSKE JAME	186 (14)
KRONOSTRATIGRAFIJA JAMSKIH SEDIMENTOV V ŠIRŠEM OBMOČJU PLANINSKEGA POLJA	189 (17)
SKLEPNE UGOTOVITVE IN NADALJNI PROBLEMI	192 (20)
LITERATURA	193 (21)
STRATIGRAPHY OF CAVE SEDIMENTS IN THE NAJDENA JAMA AT PLANINA POLJE (Summary)	194 (22)

Izvleček

UDK 551.793:551.442 (497.12-14)

**Gospodarič, Rado: Stratigrafija jamskih sedimentov v Najdeni jami ob Planinskem polju.
Acta carsologica 10, 173—195, Ljubljana 1982, lit. 17.**

V Najdeni jami ob Planinskem polju so stratigrafsko, petrografske in morfometrično preučeni fosilni jamski sedimenti. Alohthoni zasipi so relativno stratigrafsko uvrščeni v riški in würmski glacial, avtohtone sige pa v interglacial r/w, interstadial wl/w2 in v postglacial. Sedimenti so stratigrafsko primerjani z janskimi sedimenti iz Planinske in Postojnske jame ter iz drugih jam Notranjskega krša.

Abstract

UDC 551.793:551.442 (497.12-14)

**Gospodarič, Rado: Stratigraphy of Cave Sediments in Najdena jama at the Planina Polje.
Acta carsologica 10, 173—195, Ljubljana, 1982, Lit. 17.**

In Najdena jama (= Found Cave) at Planina Polje the stratigraphy, petrography and morphometry of fossil cave sediments were studied. Allochthonous fills are relatively stratigraphically dated as Riss and Würm Glacial, while autochthonous flowstone as Interglacial R/W, Interstadial W1/W2 and Postglacial. The sediments from Najdena jama are stratigraphically compared by cave sediments from Planina and Postojna Caves and other caves in the Notranjsko karst region.

Naslov — Adress

Dr. Rado Gospodarič, dipl. ing. geol., višji znanstveni sodelavec
Inštitut za raziskovanje krša SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna,
Jugoslavija

UVOD

V zadnjih tridesetih letih je bilo preučevanje jamskih sedimentov na Notranjskem krasu zelo sistematsko izvedeno predvsem v paleolitskih postajah v kraškem obrobju Pivške kotline (S. Brodar, 1952, 1966, 1970; F. Osle, 1961, 1968, 1975). Jamski sedimenti so bili bolj nadrobno preučeni v Postojnskem jamskem sistemu in v Križni jami, v okviru speleogenetskih raziskav širše regije pa tudi analizirana nahajališča kvartarnih naplavin na Cerkniškem polju in v Pivški kotlini (R. Gospodarič, 1976; R. Gospodarič in P. Habič, 1979). Nekateri kvartarni jamski in površinski sedimenti tega krasa se stratigrafsko ujemajo glede na relativno in radiometrično datiranje, znane so okvirne geokronološke opredelitve kvartarnih sedimentov v širšem obsegu Notranjskega krasa.

Na območju Planinskega polja so bili jamski sedimenti študirani predvsem v Planinski jami (R. Gospodarič in R. Pavlovac, 1974; R. Gospodarič, 1976). Izredno razgaljeni profili v Pivškem rokavu te jame so omogočili podrobnejšo petrografska, morfometrično in stratigrafska preučitev sedimentov. Petrografska je bilo tu mogoče razlikovati alohtone naplavine iz matičnih staropleistocenskih naplavin in terciarnih kamnin Pivške kotline (bazalni prod pisanega roženca in starejšo pasovito ilovico, prod belega roženca in limonitni prod, flišni prod in pesek ter mlajšo pasovito ilovico), paravtohtoni apnenčev grušč in prod iz Planinske jame po vsej Planinski jami in najmanj tri generacije avtohtonih sig iz interglaciala, würmskega glaciala in holocena.

Že pri preučevanju Planinske jame je bilo zastavljeno vprašanje, ali se prodnati in gručnati zasipi ter poplavne ilovice pojavljajo tudi v odtočnih jamah Planinskega polja, npr. v Najdeni jami in Logarčku ter Mačkovci. Če se pojavljajo, potem je bilo naslednje vprašanje, ali gre za tako sedimentacijo pri istodobnih hidrografskih oziroma klimatskih razmerah ob vsem kraškem polju in njegovi širši okolici. Pri študiju Planinske jame ni bilo mogoče ugotoviti vzrokov večkratnih poplav v podzemlju. Lahko so jih povzročili zarušeni oziroma sifonski iztoki podzemeljske reke na Planinsko polje ali pa regionalni klimatski pogoji, ki so omogočili trajnejše poplave na polju in v njegovem prevotljenem obrobju.

Na ta vprašanja, ki zadevajo tudi speleogenetski razvoj jam in geokronologijo kvartarja na krasu, naj bi poskušali odgovoriti s preučitvijo jamskih sedimentov v Najdeni jami, ki ima poleg aktivnih vodnih rogov tudi zgornje suhe etaže, kjer so fosilne naplavine lahko ohranjene.

Ker so na Planinskem polju združevale kraške vode Cerkniškega polja in Pivške kotline, bi se naj ta paleohidrografija odražala v ohranjenih fosilnih najplavinah v obravnavanem polju in v kraških jamah ob njem. Tej predpostavki smo priredili metode preučevanja sedimentov. Ugotavljali in primerjali smo topografski in stratigrafski položaj sedimentov v podzemeljskih rovih, preučevali petrografska sestavo njih plasti, razlikovali alohtone in paravtohtone ter avtohtone sedimente, da bi našli morebitne

skupne vodilne sestavine. Analizirali smo tudi zrnavost sedimentov za sklepe o dolžini transporta in transportni energiji nekdanjih podzemeljskih vodotokov. Takšne poenostavljene analize jamskih sedimentov so bile doslej izvedene pri speleogenetskem preučevanju Postojnskega jamskega sistema (R. Gospodarič, 1976) pa smo jih predvsem zaradi enakovredne primerjave izvedli tudi v Najdeni jami.

JAMSKI SEDIMENTI V SISTEMU NAJDENE JAME

Podzemeljski sistem sestavljajo vodni, občasno aktivni in suhi rovi v različnih višinah. Skalna dna in stene so pokrite z avtohtonimi, paravtohtonimi in alohtonimi klastičnimi sedimenti različne starosti. V rovih najdemo raznovrstne sige pa tudi nekaj organskih sedimentov.

Vodni rovi vsebujejo ilovice in množice hišic jamskih polžev, ki jih ponornice ob visokih vodostajih prestavlja iz enega v drug konec jame.

V občasno aktivnih rovih je jasno izražena rjava, mestna, delno pasovita ilovica, kjer so še ooidi limonite in zrna kremenca ter hišice jamskih polžev in drobci oglja. Ilovica pokriva neravno skalno dno poševnih rovov do višine 440 m. Z njo se pojavlja tudi paravtohtoni grušč v Matjaževem rovu, ki ga bomo kasneje posebej obravnavali.

V suhih rovih so sedimenti najbolj ohranjeni. Omeniti je treba zasipe v Vranji jami in Konglomeratni dvorani ter v začetku prvega Piparskega rova. V suhih rovih najdemo tudi pasovite peščene ilovice, ki so pokrite s podornimi skalami in sigo. Med avtohtonimi sedimenti je omeniti podorne skale v dvoranah, posebej pa različne sige. Sige so razvite točkovno v kopah in kapnikih ter ploskovno po tleh Piparskega rova, Šerkovega rova in pod današnjim vhodnim breznom ter nad starejšimi zasiipi. Sedimentom v suhih rovih posvečamo posebno pozornost, ker so tod v primarni legi in zanesljivo odražajo neke starejše akumulacijske procese.

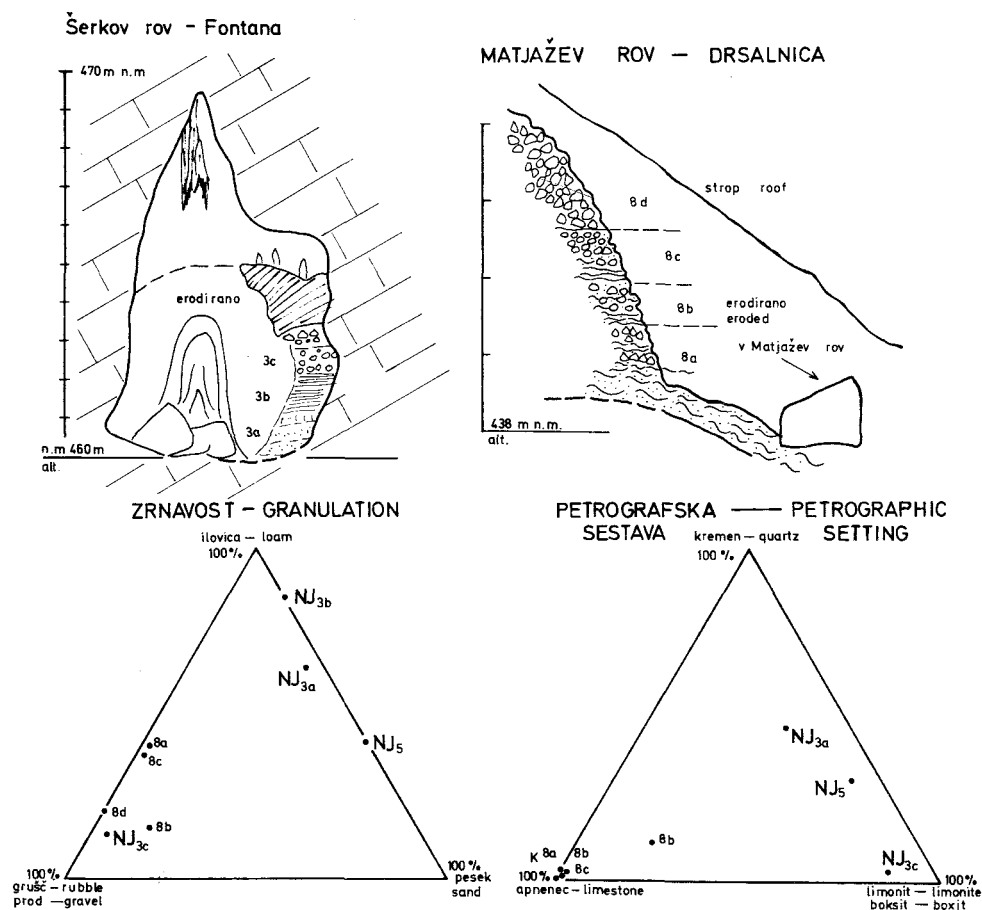
SEDIMENTI V ŠERKOVEM ROVU

Avtohtone so podorne skale in grušč v podorni vhodni dvorani, prav tako sige, ki večinoma pokrivajo podorne stožce. Med paravtohtone sedimente štejemo ponekod ob kaminih vidne rdeče ilovice ter kose poliranih limonitnih skorij med njo. Gre za material, ki so ga vertikalni curki nanесли s površja in špranjastega stropa ter ga dodali alohtonim naplavinam. Ta vertikalni transport je recenten, a je bil večkrat aktiven tudi v humidnih obdobjih mlajšega pleistocena. Alohtoni sedimenti se kažejo v fosilni ilovici, pesku in produ v rovih pod breznastim vhodom v jamo, posebej pa v Šerkovem rovu (slika 1 v prilogi).

Naplavljeni material Šerkovega rova je pokrit s sigo, tu in tam pa je viden tudi med dvema tankima plastema sige. V Šerkovi dvorani je bil ilovnato peščeni zasip delno odnešen v spodnje Šerkovo štirno, delno pa je ob vzhodni steni še ohranjen v najmanj 5 m visokem grebenu. Vzorec (NJ 5) močno rjavega (7.5 YR 5/6) ilovnatga peska (61% peska in 39% ilovice) je v peščeni frakciji pokazal 8% apnenih (sigovih) skupkov, 30% zrn kremenca, 60% konkrecij in skorjastih delcev limonita ter 2% sljude. Pri Fontani so naplavine razgaljene v 3 m globokem in vzdolž 2 m širokem profilu (vzorci NJ 3). Na skalnem dnu v višini nekako 460 m je vsaj meter debela ilovnato peščena plast s številnimi "diagenetskimi lutkami". V nevezanem materialu te plasti (NJ 3a) je 60% ilovice in 40% peska (tu je 50% kremenca, 35 % ooidov limonita in boksita, 15% karbonatnih skupkov, v drobnem pesku pa je precej zrn magnetita). V profilu sledi plast delno

pasovite, rjavkastorumene (10 YR 6/8) ilovice in peščene ilovice (NJ 3b), potem pa jasno izražena pol metra debela plast (NJ 3c) proda (82%), peska 3%) in močno rjave ilovice (13%). V produ je največ poliranih in ploščnatih kosov skorjastega limonita, manj pa drobcev apnenca in sige. V več primerih so ti prodniki obdani s sigo. Alohtone sedimente pokrivajo grušč, poldrug meter debela plast starejše sige in poplavna ilovica. Plast sige in alohtoni zasip sta nekdanj zapolnjevala rov med obema stenama, skozi strop pritekajoča kapnica in nihajoča gladina ponornice pa sta na mestu današnje Fontane delno odnesla zasip v spodnje špranjaste rove. Na mestu odplavljenega zasipa pa iz trajno aktivnega curka kapnice raste recentni stalagmit (slika 2).

Drugod po Šerkovem rovu so starejše naplavine in siga ter poplavna ilovica še ohranjene tudi prav do stropa kot denimo v Radeščkovi pasaži, kjer so jamarji odkopali nasutine, da so lahko dosegli Pucovo dvorano in Veliko štirno.



Slika 2. Najdena jama, nahajališče sedimentov pri Fontani v Šerkovem rovu (vzorci NJ 3 in NJ 5) in v Matjaževem rovu (vzorci NJ 8)

Fig. 2. Najdena jama, fill layers at the location Fontana in the Šerkov rov (samples NJ 3 and NJ 5) and in the Matjažev rov (samples NJ 8)

Po navedenih podatkih imamo v Šerkovem rovu opraviti z naslednjim stratigrafskim zaporedjem sedimentov:

- alohtono pasovito ilovico, pesek in prod na skalnem dnu,
- avtohtonima gruščem in sigo,
- paravtohtono poplavno peščeno ilovico ter
- avtohtone podorne skale in sigo.

SEDIMENTI V KONGLOMERATNI DVORANI

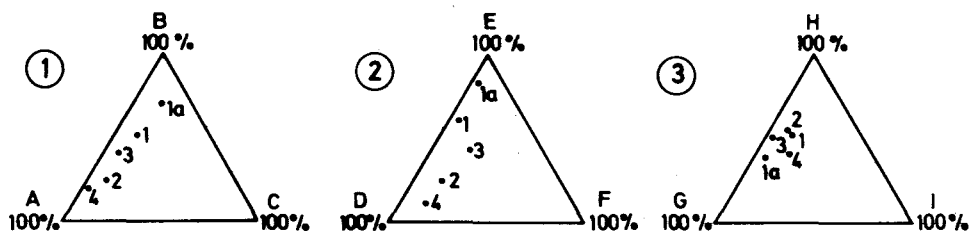
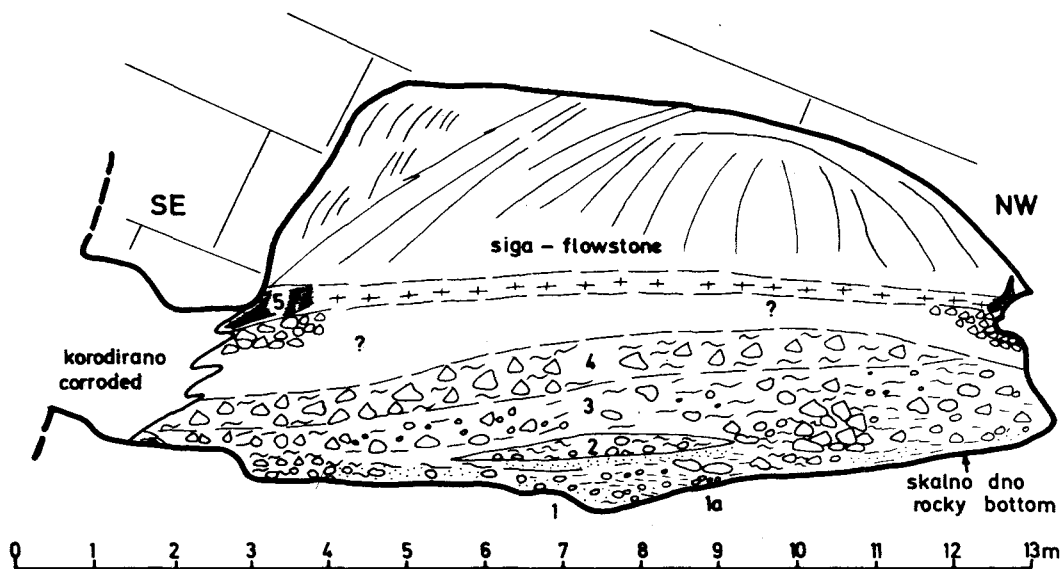
Konglomeratna dvorana se razteza v NW-SE smeri med vodno Veliko štirno in med občasno aktivnim Matjaževim rovom (slika 1). Dvorano omejujejo navpične stene, ki nosijo 20 m visok strop iz skladnatega apnenca spodnje krede. Današnje razsežnosti dvorane so nastale pri podiranju stropa in sten. Prvotni skalni rov je močno deformiran. Na jugovzhodni strani, kjer se dvorana zoži in zniža na 10 m, je v stenah in stropu viden primarni obseg vodnega kanala. Erozijske stene dokazujejo nekdanji pretok ponornice proti severozahodu. Na stenah je tu in tam videti ostanke naplavljenega in zlepljenega grušča, ki sicer v celoti zapolnjuje sklep dvorane. Tu je osem metrov visok zasip grušča oziroma konglomerata pokrit s plastnato, porozno, rdečkastorjavo sigo, ki se spaja s stropom, tako da tod ni prehoda proti jugovzhodu. Sklenjena sta tudi dva tukajšnja ozka špranjasta rova. Više ležeči je izdolbljen v grušču, vrh katerega so našli ostanke jamskega medveda (zato Medvedji rov), niže ležeči pa je skalnat in sodi že v sestavo sosednjega občasno aktivnega Matjaževega rova.

V ohranjenem zasipu grušča vidimo neenakomerno pomešane kose svetlosivega, sivega in črnega apnenca zgornje in spodnjekredne starosti. Kosi so ploščnati in brečasti ter prepreženi z rdečkastimi žilicami, so oglati in zaobljeni ter s sigo sprijeti. Zasip ima 88% grušča in večjih skal, 2% apnenčevega in limonitnega peska ter 10% temnorjave (7/5 YR 4/4) ilovice.

Vse kaže, da je bil zasip gravitacijsko in s pomočjo ponornice obložen v podzemeljski rov današnje Konglomeratne dvorane iz ene zelo bližnjih udornic v zaledju. V poštevek pride samo udornica Vranje jame, ki je izoblikovana v apnencu, kakršen je zbran v zasipu.

SEDIMENTI V ZGORNJEM ROVU VRANJE JAME

Zgornji rov je situiran na južni strani Vranje jame nad 10 m visoko skalno stopnjo njene sklepne dvorane. Strop te dvorane se podaljšuje v strop elipsastega rova, ki je pri skalnem dnu 10 m širok in 5 m visok. Na NW strani se strop in dno rova spajata s fasetirano steno, na SE strani pa je njun stik delno sekundarno korozijsko preoblikovan v brezno, ki se steka v niže ležeči rov. Gruščnati zasip se sicer dviguje v notranjost rova tako, da se komaj moremo splaziti v sklepni del Zgornjega rova, kjer se zasip uravna. Po vsem ohranjenem zasipu je videti skoraj pol metra debel pokrov porozne redečkaste sige. Pokrov je sklenjen ob stenah, a razlomljen po vzpenjajočem se zasipu, tako da se njegovi kosi mešajo z vrhnjim robatim gruščem zasipa (slika 3). Pri odkopavanju 10 m širokega in 2,5 m visokega profila smo ugotovili, da je fasetirano skalno dno rova po sredini rahlo poglobljeno, pol metra visoka stopnja pa je vidna tudi na SE strani skalnega dna. Fasete kažejo na nekdanji vodni tok z juga proti severu in nobenega dvoma ni, da je ponornica iz obrobja Planinskega polja transportirala in odložila zasipni material v Zgornji rov ter v rov sosednje Konglomeratne dvorane v Najdeni jami.



Slika 3. Vranja jama, nahajališče gruščnatega zasipa v Zgornjem rovu, plasti 1, 1a, 2, 3, 4 in 5;
 1 — trikotni diagram zrnivosti, A — grušč (prod), B — ilovica, C — pesek
 2 — trikotni diagram izvora sedimentov, D — paravtohtoni apnenčev grušč, E — alohtoni prod, pesek in ilovica, F — avtohtona siga
 3 — trikotni diagram petrografske sestave alohtonega proda in peska, G — kremen, H — limonit, I — roženec

Fig. 3. Vranja jama, the finding spots of rubble fills in the Zgornji rov, layers 1, 1a, 2, 3, 4 and 5;
 1 — triangle diagram of granulation, A — rubble, B — loam, C — sand
 2 — triangle diagram of sediments origin, D — parautochthonous limestone rubble, E — allochthonous gravel + sand + loam, F — autochthonous flowstone
 3 — triangle diagram of petrographic setting of allochthonous gravel and sand, G — Quartz, H — Limonite, I — Chert

V poglobljenem delu skalnega dna je pol metra debela in do 2,5 m široka bazalna plast (vzorec 1 in 1a) profila, ki se po barvi (5 YR 3/4) ter bolj ilovnatih in peščenih primeseh razlikuje od krovnih, bolj gruščnatih plasti 2, 3 in 4. Plast je sestavljena iz 7% avtohtonega, 23% paravtohtonega in 70% alohtonega materiala.

Paravtohtoni material sestavljajo oglati in zaobljeni kosi zrnatega sivega zgornjekrednega apnenca, alohtoni pa ilovica, pesek in prod v razmerju 83 : 9 : 8 oziroma 81 : 13 : 6 (vzorec 1 oziroma 1a). V prodni in peščeni frakciji so kosi in ooidi limonita, prodniki pisanega in belega roženca ter zrna kremenca.

Stratigrafsko so posebej zanimivi skupaj in istočasno odloženi prodniki pisanega in belega roženca. Ti dve vrsti prod sta namreč na pritočni strani polja v Planinski jami vodilni sestavini predriških bazalnih sedimentov (pisani roženec) na skalni podlagi in riških sedimentov (beli roženec) na starejšem zasipu. Tu sta bili vodilni sestavini odloženi ločeno, skupaj pa delno erodirani pred odlaganjem gruščnatega vršaja v začetku würma. Ker pa sta prodova odložena na odtočni strani polja v Vranji jami na skalno podlago skupaj z gruščem, je utemeljeno sklepanje, da sta gruščnata zasipa v Planinski jami in Vranji jami enake ali vsaj podobne starosti, se pravi iz starejšega würma.

Plast 2 se razlikuje od krovnine in talnine po rumenkasti barvi (10 YR 6/6) in po podolgovati, 3 m široki leči. V njej je poprečno 16% avtohtonih karbonatov (sig in geod), 60% paravtohtonega apnenca in 24% alohtonega prod, peska in ilovice. Apnenčevi kosi so oglati in zaobljeni in dostikrat obdani s sigo, vrodu in pesku so limonitne skorje in ooidi ter kosi roženca. Kremen in delno sljuda prevladujeta v drobnem pesku. Glede na talnino ima plast 2 manj ilovice, a več grušča, po odstotkih limonita, kremenca in roženca pa se ne razlikuje mnogo od sosednjih plasti. Ta sestava kaže, da je ponornica občasno prestavljala manj alohtonega, a več paravtohtonega materiala.

Plast 3 je v odkopanem profilu najbolj obsežna, saj pokriva skalno dno na obeh straneh plasti 1 in 2 ter obe ti plasti sami. Odlikuje se po posamičnih kroglih (do 30 cm premera) apnenca, ki brez reda ležijo med alohtonim materialom in oglatim gruščem, ki je tu in tam sprejet z brečo. Plast 3 ima 50% prod, 9% peska in 41% ilovice. Prodno frakcijo sestavlja apnenčev grušč, peščeno pa zopet limonit, roženec in kremen. Sige oziroma avtohtonega materiala je za 19, paravtohtonega za 38, alohtonega pa za 42 odstotkov.

Plast 4 ima v spodnjem delu 79% grušča, 19% ilovice in le 2% peska, v zgornjem delu pa je odstotek grušča še višji. Tudi razmerje alohtonih (11%), paravtohtonih (74%) in avtohtonih (15%) sestavin v pregledanem vzorcu 4 kaže, da je zasip sklenjen z apnenčevim gruščem. Med gruščem so tudi kosi sige, ki je nedvomno starejša od one sige, ki zasip pokriva (plast 5).

Petrografske analize torej kažejo, da je alohtoni material v vseh pregledanih vzorcih zelo podoben (poprečna sestava — limonit 50%, kremen 41%, roženec 9%). Sklepamo, da se povirje ponorne reke med nastajanjem zasipa ni spreminjalo, ponornica je v relativno kratkem času in skoraj konstantnih klimatskih razmerah zasula Zgornji rov. Navzgor vedno večje količine enoličnega paravtohtonega grušča kažejo na istočasno razpadanje skalnega stropa v rovu med nekdanjim ponornim robom polja in obravnavanim nahajališčem zasipa.

Za rekonstrukcijo tedanjih paleohidrografskih razmer je zelo pomembno ponovno govoriti o petrografski sestavi alohtonega materiala. Pri tem ne mislimo toliko na limonitni prod in pesek, ki se pojavlja skoraj v vseh kvartarnih naplavinah Najdene jame in tudi izven nje, pač pa bolj na ugotovljeni prod in pesek belega in pisanega roženca. Ta prod je namreč zelo podoben takemurodu v Planinski jami, ki je stratigrafsko opredeljen kot srednjepleistocenski (pisani roženec) in riški (beli roženec). V zasipu Vranje jame pa nastopa združeno, se pravi, da je moral biti v Planinski jami, morebiti tudi na polju, erodiran in transportiran v podzemlje ob hidroloških in

geomorfoloških razmerah, ki so tak transport dopuščale. Izdatna jamska reka je morala erodirati sedimente v 30 m visokih rovih Planinske jame in na Planinskem polju ter jih z gruščem razpadajočega ponornega roba in ponornega rova odlagati v današnjo Vranjo jamo in Najdeno jamo. Oblikovanje takega nasipnega vršaja v podzemeljskem rovu v dolžini najmanj 500 m se je moglo odvijati v humidni in relativno hladni klimi mlajšega pleistocena, verjetno v začetku würmskega glaciala, saj je tedaj v Planinski jami prevladovala erozija in njej sledeče odlaganje vršaja apnenčevega grušča kot je to že opisano v dveh razpravah (R. Gospodarič in R. Pavlovec, 1974; R. Gospodarič, 1976).

Z južne strani se stekajo k Vranji jami še

- podorni, korodirani in zasigani Suhi rov z dnom na 448 m in stropom na 453 m,
- skoraj vodoravni Zvezni rov, ki povezuje Vranjo jamo z Mrzlo jamo, tako da je ob nizki vodi dostopna neposredno s Planinskega polja in
- blatni in poševni Vodni rov, kjer se kaže nizka voda na 417 m.

Po legi sta Vodni in Zvezni rov nedvomno mlajša vodna kanala, Suhi in Zgornji rov pa nakazujeta više ležeča, starejša ponorna kanala, ki sta se na območju današnje udornice Vranje jame stekala v skupen rov. Vse pa kaže, da je ponornica zasula Zgornji rov, da ni več funkcioniral, v nasprotju s Suhim rovom, kjer zasipavanje ni bilo tako izrazito, pa je ponornica neko dobo še nadalje poglobljala tod svoje korito. Oba rova sta postala neaktivna, ko se je ponornica znižala in izdelala najprej Zvezni rov, nato pa še Vodni rov. Danes se v Vranji jami pojavlja le še visoka poplavna voda (do 445 m), sicer pa se vodni tokovi gibljejo pod njo in ob njej v nedostopnih kanalih ter se pojavljajo v vodnih rovih Najdene jame.

Z zniževanjem odtoka ponorne vode se je oblikovala tudi udornica Vranja jama. Verjetno se je ob stečišču Suhega in Zgornjega rova izoblikovala sprva obsežna podorna dvorana, ki se je poglobljala hkrati s poglobljanjem Suhega rova. Ob tem pa se je vedno bolj krušil tudi razpokani in prelomljeni strop, pri čemer so bili prekinjeni prvotni sklenjeni rovi med Vranjo in Najdeno jamo. Kasnejše ponorne vode so s svojo spremenljivo gladino in odtoki skozi nižje ležeče rove erozijsko in korozijsko odstranjevale podorne skale in tako pospeševale podiranje do nastanka današnje udornice.

SEDIMENTI V MATJAŽEVEM ROVU

Občasno aktivni rovi so razviti med 440 in 450 m v Vranji jami, med 445 in 420 m v prvi in 410 do 430 m v drugi polovici Najdene jame.

Zanimivi sedimenti so ohranjeni v Matjaževem rovu ob Konglomeratni dvorani (slika 2). Na prehodu iz širšega v ožji del tega rova se ob vpadnici plasti dvigne proti severovzhodu stranski rov imenovan Drsalnica. Ta se slepo zaključi ob špranjastem kaminu, ki skozenj doteka kapnica in odlaga recentno sigo na poševna ilovnata tla.

Skalnato dno Drsalnice je pokrito z rumenorjavo ilovico, ob sklepni prečni steni pa tudi s 4 m visokim nasipom paravtohtonega apnenčevega grušča in ilovice. Ohranjeni del nasipnega stožca sega do stropa in zakriva verjetno nadaljevanje rova proti vzhodu oziroma jugovzhodu, od koder je računati z nekdanjim dotokom ponorne vode in z izvorno kamnino apnenčevega grušča.

Na skalni podlagi je sprva ilovica, potem pa 10 cm, nato pa še 40 cm debela plast grušča. Njegov poprečni vzorec 8a ima 58% grušča in 40% ilovice, pa le 2% peska. Grušč je sestavljen iz kosov svetlosivega apnenca in nekaj kosov sige. Oglati kosi apnenca

imajo tu in tam najedeno, a še tudi ohranjeno preperelo površino. Nekateri kosi so obdani s črno prevleko. Več kosov je naknadno sprijetih s sigo. Večino peščene frakcije sestavljajo drobcji apnenca, zraven pa so še ooliti limonita in prosojna zrna kremenca.

Plast gruščca 8a je pokrita s plastjo ilovice, na njej pa je zopet 50 cm debela plast gruščca vzorca 8b. Ta grušč je v spodnjem delu plasti drobnejši, v zgornjem pa debelejši, pokrit pa zopet z ilovico. Vzorec 8b ima 69% gruščca, 15% peska in 16% ilovice.

Grušč sestavljajo izključno oglati kosi rudistnega apnenca. Krivulja zrnivosti kaže boljšo sortiranost kot pa smo jo ugotovili v plasteh talnine in krovne. V peščeni frakciji je tretjina apnenčevih zrn, tretjina oolitov limonita in tretjina zrn kremenca. Ilovica je rdečkastorumenca (5.7 YR 6/8) in sestavljena iz melja in gline tako, da je krivulja zrnivosti enakomerno nagnjena.

Nadaljnja gruščnata plast vzorca 8c (60% gruščca, 2% peska in 38% ilovice) je po zrnivosti zelo podobna plasti 8a, kosi so le manj robati in slabše sploščeni. V peščeni frakciji je manj zrn apnenca, a ustrezno več limonita in kremenca. Krovna plast (8d) se odlikuje z robati gruščem (79%), 20% ilovice in 1% peska.

Iz pregledanega materiala v zasipu je mogoče sklepati, da je bil grušč večkrat odložen v podzemeljski rov, kjer se je izmenično pretakala in mirovala kalna voda. Petrografsko in morfometrično zelo enotno sestavljeni grušč je mogel biti delno po vodni poti, delno pa gravitacijsko prenešen iz lokalno omenjenega podornega mesta v zaledju Matjaževega rova, ki ga gradi zgornjekredni apnenec. Zasipavanje se je moglo odvijati v nekem hladnem klimatskem obdobju, ko je bilizu površja nastajal grušč in bil istočasno transportiran v podzemlje v višini med 440 in 445 m (glej vzdolžni prerez na sliki 1 v prilogi).

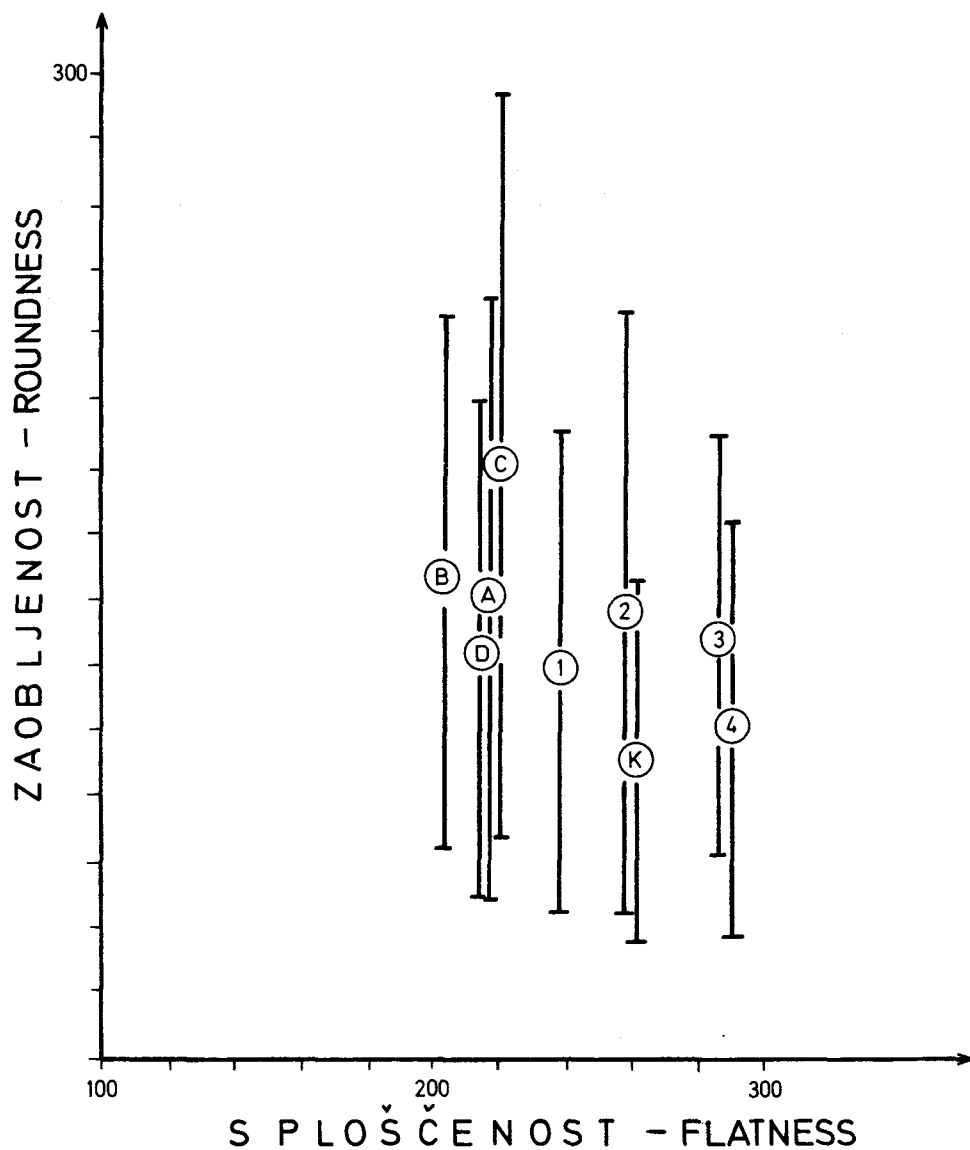
Glede na više ležeče nahajališče zasipa v Konglomeratni dvorani, oziroma v Zgornjem rovu Vranje jame, je možno reči, da je zasip v Matjaževem rovu mlajši in istodoben s sedimentacijo rjavkaste ilovice v številnih drugih občasno aktivnih rovih Najdene jame. Verjetno nakazuje prehod iz humidnega in toplejšega obdobja, ko se je odlagala rjava ilovica, v hladnejše in bolj suho obdobje zadnjega würmskega stadiala, ko je prevladovalo nastajanje gruščca.

Oba različna stara gruščca iz Vranje jame in Konglomeratne dvorane ter iz Matjaževega rova se razlikujeta tudi morfometrično kot je razvidno iz naslednjega dopolnila A. Kranjca, ki je na podlagi ročno izmerjenih parametrov po posebnem modelu računalniško ugotovil zaobljenost in sploščenost gruščca.

Povprečna zaobljenost vzorcev je precej nizka, najnižje indekse imata vzorca Vranje jame 4 in Konglomeratne dvorane K, najvišjega pa vzorec iz Matjaževega rova C. V celoti je v Vranji jami manj zaobljen grušč kot v Matjaževem rovu Najdene jame (slika 4). Diagrami zaobljenosti vseh vzorcev gruščca kažejo pravilno razporeditev. Izjemno strmo in enotno krivuljo imata vzorca A in D; vzorci B, C in K pa težijo k bimodalnosti.

Vzorci gruščca iz Vranje jame in Konglomeratne dvorane imajo razmeroma visoke poprečne indekse sploščenosti, iz Matjaževega rova pa nižje. Indeksi so v mejah: 1 = 133 — 543, 2 = 132 — 675, 3 = 135 — 715, 4 = 133 — 914, K = 93 — 933. Vzorci iz Matjaževega rova imajo poprečno sploščenost precej izenačeno, v posameznih vrednostih pa je razpon precejšen. Krivulje sploščenosti kažejo v vseh primerih pravilno razporeditev.

Razmerje med zaobljenostjo in sploščenostjo kaže, da so manj zaobljeni kosi relativno bolj sploščeni. Vzorci gruščca iz Matjaževega rova so poprečno manjši kot vzorci iz Vranje jame in Konglomeratne dvorane.



Slika 4. Diagram zaobljenosti in sploščenosti apnenčevega grušča v Matjaževem rovu (A, B, C, D), Vranji jami (1, 2, 3, 4) in Konglomeratni dvorani (K)

Fig. 4. Granulation and flatness of limestone rubble in the Matjažev rov (A, B, C, D), Vranja jama (1, 2, 3, 4) and Konglomeratna dvorana (K).

SEDIMENTI V PIPARSKEM IN BORISOVEM ROVU

V začetku Piparskega rova nad Veliko štirno je paravtohtoni grušč ohranjen na skalnem dnu v višini okrog 445 m, v nadaljevanju rova proti Dvorani nad Lijakom pa ne vemo zanj, ker je skalno dno na debelo pokrito s podornimi skalami in sigo. Ker grušč ni videti niti na presekane skalnem dnu ob omenjeni dvorani, sklepamo, da ga tod nadomešča istodoben peščeno ilovnati material, ki skoraj docela zapolnjuje drugi Piparski rov in Zvezni rov, delno pa tudi tretji Piparski rov. V višjem delu Borisovega rova imamo tu in tam pod sigo ohranjeno pasovito ilovico, sicer pa je v tem rovu več poplavne ilovice med dvema generacijama sige. Vsekakor je v severnem delu Najdene jame znatno manj fluvialnih klastičnih sedimentov alohtonega izvora, rovi so mnogo bolj razgaljeni kot v južnem delu Najdene jame, ki je bližji ponornemu robu Planinskega polja.

Drugod v občasno aktivnih rovih Najdene jame so najbolj razširjene alohtone rjavkaste ilovice tu in tam tudi kupi ilovnatga peska in poplavne ilovice. Te lahko imamo za paravtohtone in zato stratigrafsko manj oprijemljive, saj so nanese v skalne zajede iz više ležečih suhih rogov.

Kar zadeva sige lahko rečemo, da so v prvem Piparskem rovu vidni delno erodirani ostanki starejše sige, ki je po izgledu podobna sigi vrh naplavin v Konglomeratni dvorani in v Šerkovem rovu. Takšna siga je ohranjena tudi v Stopinjskem kaminu vrh tretjega Piparskega rova. Sicer pa v severnem delu Najdene jame vidimo večinoma le mlajšo in recentno sigo vrh podorov in naplavin pa tudi na skalni podlagi. Med obema sigama je tu in tam ohranjena poplavna peščena ilovica kot lepo kažeta primera v Borisovem rovu. Blizu sklepne, niže ležečega dela Borisovega rova (nadm. v. 412 m) leži na skalnem dnu skupina stalaktitov, ki se je s podornimi skalami vred odlomila od stropa. Stalaktiti so sestavljeni iz dveh različnih plasti sige in vmesne ilovice. To ilovico je mogla odložiti le visoka voda, ko je zapolnjevala rov do stropa. Podobno situacijo vidimo v začetnem delu Borisovega rova, kjer je dvojni sigov steber Obelisk sestavljen iz recentne sige in erodiranega (korodiranega) ostanka okrog 5 m visoke kope iz mlajše, morebiti tudi starejše sige. Erodirani ostanek stebra je delno prevlečen z ilovico, kakršno vidimo tudi v skalnih zajedah ob stenah.

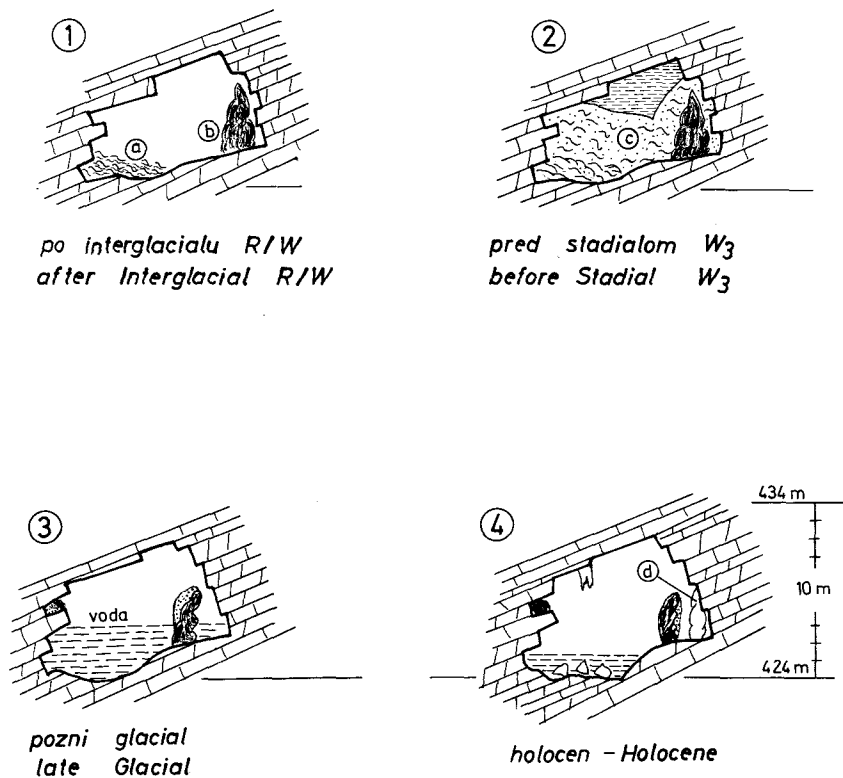
Današnji Borisov rov je bil torej enkrat do vrha zalit in zapolnjen z ilovico, nato pa izprazen do skalnega dna ter neaktiven, da je v njem zopet lahko nastajala siga. Te razvojne faze v domnevnem obdobju zadnjega glaciala in holocena ponazarjajo profili na sliki 5. Zaliti in zasuti so bili seveda tudi drugi rovi v podobnih višinah kot je Borisov rov. Vendar je bilo kasnejše izprazenje najbolj učinkovito prav tu, medtem ko so drugod npr. v Zveznem rovu, drugem in tretjem Piparskem rovu ter v Desnem rovu bile naplavine le delno odstranjene.

STRATIGRAFSKA OPREDELITEV JAMSKIH SEDIMENTOV NAJDENE JAME

Doslej obravnavani podatki kažejo, da imamo v rovih Najdene jame naslednje stratigrafsko zaporedje sedimentov, začenši od recentnih k fosilnim:

- siga in podorne skale, holocen
- poplavna ilovica do višine 440 m, holocen
- mlajši zasip v Matjaževem rovu in ilovice v občasno aktivnih kanalih, mlajši würm,
- poplavna ilovica do 550 m, mlajši würm
- siga, interstadial

NAJDENA JAMA - Borisov rov (Obelisk)



Slika 5. Najdena jama, domnevne oblike Borisovega rova pri Obelisku;

- 1 — po interglacialu R/W (a = pasovita ilovica, b = stara siga)
- 2 — pred stadialom W₃ (c = poplavna peščena ilovica),
- 3 — v poznem glacialu,
- 4 — v holocenu in danes

Fig. 5. Najdena jama, Borisov rov supposed forms at location Obeliks;

- 1 — after Interglacial R/W (a = laminated loam, b = old speleothem),
- 2 — before Stadial W₃ (c = flood sandy loam),
- 3 — late Glacial,
- 4 — in the Holocene and today

- starejši zasip v Vranji jami, Konglomeratni dvorani in Piparskem rovu, starejši würm
- siga, interglacial r/w
- pasovita ilovica, pesek in prod, riss.

Kronostratigrafsko je možno navedeno zaporedje sedimentov in sedimentacijske procese opredeliti s pomočjo že objavljenih ustreznih podatkov iz Planinske jame (R. Gospodarič, 1976).

Bolj primerno bi bilo seveda upoštevati najprej sedimente iz bližnjih jam kot sta Logarček in Mačkovca. Žal, pa ta primerjava še ni možna, ker sedimenti teh dveh jam še niso dovolj podrobno preučeni. Nekaj splošnih podatkov, ki jih je objavil I. Gams (1963), in ki smo jih zbrali pri novejših bežnih ogledih, pa bomo s pridom uporabili že zdaj.

Stratigrafsko so primerljivi starejši gruščnati zasipi (v Zgornjem rovu Vranje jame, v Konglomeratni dvorani Najdene jame ter v Pivškem in Rakovem rokavu Planinske jame), ki so starowürmski, in mlajši zasipi (v Matjaževem rovu Najdene jame, zgornje pasovite ilovice v Planinsk jami), ki so mladowürmski.

V zasipnem materialu Najdene jame najdeni kosi sige so pri starejšem zasipu interglacialni, pri mlajšem zasipu pa interstadialni. Takšne sige so lepo ohranjene, relativno in radiometrično datirane tudi v Planinski jami. Nobenega razloga tudi ni, da ne bi bile tudi sige v Glavnem rovu ter Južnem in Severnem rovu Logarčka in v Mačkovci te starosti. Povsod imamo seveda še opraviti s holocensko sigo.

Čeprav se stratigrafsko ujemajo gruščnati zasipi odtočne Najdene jame in 10 km oddaljene pritočne Planinske jame, je vendar razvojna primerjava obeh jam še nejasna. Istodobni gruščnati zasipi in druge würmske naplavine so namreč v obeh jamah ohranjene v morfološko in po nadmorski višini različnih rovih. V Najdeni jami so zasipi na skalnem dnu rolov v višini 450 m, v Planinski jami pa na neravni podlagi starejših naplavin v višini okrog 470 m, ki sicer pokrivajo njeno skalno dno na višini okrog 460 m (glej prilogo 1 v R. Gospodarič, 1976). Očitno so se pritočni in odtočni rovi v würmu in holocenu različno razvijali: ponorne vode Planinskega polja so tedaj intenzivno etažno poglobljale svoj odtok (od 450 m na 410 m), dotočne vode pa so v Planinski jami sprva erodirale starejše naplavine, nato pa šele poglobile starejše skalno dno za največ 20 m (kakor so globoki današnji sifoni). Nasipavanje grušča pa je verjetno le kratkotrajni akumulacijski proces ob izjemnih hidroloških in klimatskih razmerah.

Tudi stratigrafska primerjava poplavnih ilovic, ki bi se lahko po višini povsod ujemale, ni zanesljiva. V Planinski jami poznamo najviše ohranjeno poplavno ilovico vrh drugih sedimentov na višini okrog 490 m, v Šerkovem rovu Najdene jame na višini okrog 470 m, v Glavnem rovu Logarčka pa nekako okrog 480 m visoko, ne da bi vedeli, če gre pri tem za istodobno in skupno poplavo. Mladowürmska oziroma postglacialna poplavna ilovica je v Najdeni jami na višini okrog 450 m, v Logarčku na 460 m, v Planinski jami pa na višini med 473 in 461, če jo tod odraža zgornji rob Mn prevleke, s katero so obdane stene obeh poglavitnih rolov te jame.

Geokronološka primerjava akumulacijskih in erozijskih procesov v pritočnih in odtočnih jamah je otežkočena tudi zato, ker na ponornem obrobju kraškega polja ne poznamo teras in sedimentov, ki bi ustrezali zasipu in ponornim rovom Najdene jame višini med 450 in 455 m. Edini ostanek nekoč ustrezno sklenjenega dna polja, po katerem je mogla teči ponorna reka, je morebiti še ohranjen pri Lazah med grebenom Jakovce in NE pobočjem polja. Na skalno dno polja ali pa vsaj na debelejši pokrov površinskih sedimentov do višine okrog 455 m pa je treba računati še v starejšem würmu, saj so le ob taki morfologiji mogle ponorne vode transportirati najprej alohtone naplavine, nato pa paravtohtoni grušč kot vlečni tovor v skalne kanale Vranje in Najdene jame.

V riško-würmskem interglacialu in riškem glacialu pa je moralo biti skalno dno polja še više, najmanj na višini okrog 465 m, da so lahko bile nasute naplavine v Šerkov rov. Ponorni rob polja je bil tedaj verjetno pomaknjen bolj proti severu od današnjega niže ležečega roba Podsten tja, kjer je še ohranjen v reliefu dolinast žleb. Ob bistveno drugačni morfologiji dna in ponornega roba polja kot jo poznamo danes, pa so mogli biti aktivni vodoravni rovi Najdene jame na nadmorski višini okrog 490 in več metrov.

KRONOSTRATIGRAFIJA JAMSKIH SEDIMENTOV V ŠIRŠEM OBMOČJU PLANINSKEGA POLJA

V jamah in kraških poljih širšega območja Planinskega polja znane sedimente smo po njih stratigrafskih zaporedjih razvrstili v skupno tabelo (slika 6). Na podlagi bolj ali manj zanesljivo ugotovljenih datacij smo jih skušali kronološko primerjati z absolutno časovno letvico pleistocena.

Osnovno oporo za izvedeno primerjavo so nudile jamske sige. Novejša razprava o njihovem pojavljanju v jamah Notranjskega krasa (R. G o s p o d a r i č, 1981) govori o domnevni kromerijski sigi v Postojnski jami, nadalje o mindel-riških sigah v Postojnskem jamskem sistemu in v Križni jami, o zelo razširjenih riško-würmskih in würmsko interstadialnih sigah domala v vseh večjih jamah Notranjske. Ker se med različno starimi sigami nahajajo različni klastični sedimenti, je te možno kronostratigrafsko postaviti v ustrezna glacialna in stadialna obdobja pleistocena. To razvrščanje je seveda v mnogih primerih problematično, kajti ni vedno jasno, kdaj gre za erozijske, kdaj za akumulacijske procese in kakšni procesi so se odvijali na kraških poljih, medtem ko je v jamah nastajala siga.

Ob humidnih sigotvornih fazah v jamah, npr. v r/w interglacialu imamo na Cerkniškem polju in v Pivški kotlini znake aridne limonitizacije starejših naplavin. Čeprav je znano, da so se tako kot v poprečno bolj hladnih glacialih tudi v poprečno bolj toplih interglacialih menjavali enkrat bolj topli in suhi, drugič bolj humidni in hladni časi, je vendarle še problematično morebitno stratigrafsko sklepanje, da bi šlo v navedenem primeru za časovno različne procese. Manj problematično se kaže spoznanje, da se glacialna in interglacialna klima našega periglacialnega območja razlikuje v mehanični denudaciji oziroma razpadanju kamnin. V interglacialih je razpadanje kamnin in sedimentacija naplavin skromna, zato pa erozija in oblikovanje skalnih rogov bolj izrazito v njih humidnih presledkih. V glacialih pa je razpadanje bolj intenzivno, občasno zasipavanje polj in jam bolj učinkovito v primerih, ko je bil na voljo alohtoni in avtohtoni material in za njih transport primerne hidrografske razmere. Za Najdeno jamo domnevamo, da so ponorne vode v interglacialu r/w oblikovale ponore na 455 m, ki se je malo kasneje vanje odlagala siga. V nastopajočem würmskem glacialu pa so ponorne vode te rove zasipale. Pri podobnih dogajanjih v srednjem in mlajšem würmu so bili sprva oblikovani, nato pa zasuti ponori na 440 m. Analogno lahko sklepamo, da so v drugem interglacialu (m/r) nastali ponori na 465 m, bili morebiti zasigani in nato v riškem glacialu zasuti s klastičnimi naplavinami. V časovno znatno daljših mindelskem in gūnškem glacialu ter vmesnem interglacialu so se uveljavljali procesi erozije in akumulacije v više ležečih rovih.

Med stratigrafsko — sedimentacijsko zelo zanimive naplavine spada prod pisanega roženca v Postojnskem jamskem sistemu in v Pivški kotlini ter boksitni in roženčev prod v Križni jami. Zanimiv zato, ker leži povsod na skalni podlagi kot najstarejši, in ker ga v

Križni jami pokriva siga, v Postojnskem jamskem sistemu pa pasovita ilovica. Na tem stratigrafskem zaporedju sloni njegova kronološka uvrstitev v srednji pleistocen (na prehod glaciala v interglacial m/r).

Uvrstitev morfološko višje ležečih skalnih rogov in naplavin (v Križni jami okrog 635 m, ob Cerkniskem polju okrog 570 m, v Rakovem Škocjanu okrog 520 m, v Postojnski jami okrog 560 m, v Planinski jami in Najdeni jami pa okrog 500 m nadmorske višine) v starejši pleistocen je sicer možna, dokaze o njej pa je treba še poiskati.

Obravnavani kvartarni sedimenti (jamski in površinski) kažejo, da je bila njih sedimentacija odvisna od geološke zgradbe povirja ponornih rek in od geomorfološkega razvoja krasa in jam. Kraški predeli in jame, ki je vanje in se skoznje pretakala voda iz sosednjih površinskih nekraških terenov, vsebujejo mnogo alohtonih naplavin, ki so ponornemu zaledju tudi ustrezno sestavljene. Tako imamo npr. v Križni jami in na Cerkniskem polju več naplavin, posebej značilni pa so roženci in boksiti, v Postojnskem sistemu pa so bogato ohranjene naplavine z značilno sestavo razpadajočega eocenskega fliša in paleocenskih rožencev. V Rakovem Škocjanu in na Planinskem polju je naplavin znatno manj, pa tudi petrografske so manj značilne, ker so se v te depresije stekale enkrat bolj, drugič manj kalne kraške vode brez pomembnejših prodnatih sedimentov. V podzemeljskih rovih Najdene jame in Logarčka so se odlagale različne peščene ilovice poplavnega značaja. Med njimi pridejo bolj do veljave plasti paravtohtonega apnenčevega grušča in proda, znaki razpadanja kamnin na golem površju v hladnejšem podnebju. V obravnavanih jamskih sedimentih imamo opraviti tudi z materialom, ki so ga vodni curki po vertikalni poti nanесли s kraškega površja skozi prevotljeni strop v podzemeljske rove. Gre za presedimentiran kremenov pesek, ki je lahko prvotno eolski, in za polirane kose limonita, ki je v obliki skorje obdajal korozijsko razširjene razpoke v apnencu. Med ilovnatim materialom v višje ležečih podzemeljskih rovih najdemo tudi ooidne boksita in limonita. Ta zanimiv tip naplavin nismo uspeli enakovredno vključiti med alohtone naplavine ponornic. Premalo je podatkov o tipičnih nahajališčih v jamah in o tipičnih primarnih ležiščih na kraškem površju.

Ob Planinskem polju so naplavine mlajšega pleistocena na splošno znatno bolj izdatne in pester kot naplavine srednjega in starejšega pleistocena. To je po eni strani lahko povezano z dejstvom, da so slednje erodirane, njihovi morebitni ostanki pa prekriti. Po drugi strani pa je tudi možno, da je bila sedimentacija v mlajšem pleistocenu bolj izdatna kot v srednjem in starejšem pleistocenu. Glede na geomorfološki razvoj kraških polj in kraških jam ob njih v povirju kraške Ljubljane in glede na depresijo Ljubljanskega barja, se zdi druga misel zelo verjetna.

Palinološka in granulacijska preučevanja na Ljubljanskem barju (A. Šercelj, 1966; V. Pohar, 1978) so namreč pokazala na 80 m debele mladopleistocenske in 30 m debele srednjepleistocenske naplavine na skalni podlagi. To pomeni, da se je Barje relativno hitro (poprečno 5 m na 10.000 let) grezalo v zadnjih, denimo 150.000 letih, pred tem pa bolj počasi (poprečno 1 m na 10.000 let). To različno grezanje se je verjetno odražalo tudi v kraškem zaledju Barja. V mlajšem pleistocenu so se pospešeno poglobljala kraška polja ter oblikovale tukajšnje dotočne in ponorne jame v različnih višinah, prav tako pa tudi spreminjala sedimentacija v njih. V srednjem pleistocenu pa je bil speleogenetski in geomorfološki razvoj zaledja bolj upočasnen. Poleg tega splošnega vpliva neotektonike na paleohidrografijo zaledja pa je verjetno upoštevati še diferencirano neotektonsko premikanje ob idrijskem prelomnem sistemu, ob katerem so razviti obravnavani kraški predeli in jame.

Lokacije Čas O b.p.	Križna jama	Cerkniško polje	Cerkniški jamski sistem	Rakov Škocjan	Planinsko polje			Postojnske jame	Pivška kotlina	Zgornji kvartar Q ₂
					Plan. jama	Polje	Najdena jama			
14.500	siga	polžarica	siga	siga Mn prevleka	siga 14C Mn prevleka	ilovica	ilovica	siga 14C ilovica	fluv. zasip	holocen, pozni glacial
W	grušč ilovica siga ilovica pesek	vršaj grušč gline, šota prod, org. 14C	grušč ilovica siga ilovica	grušč ilovica siga ilovica	ilovica siga 14C pasovita il. zasip grušč	ilovica pobočni grušč	zasip grušč ilovica siga zasip grušč	grušč ilovica siga 14C flišni zasip	pobočni grušč ilovica solifluk. grušč	Mlajši pleistocen
74.000										
R/W	siga	limoniti	siga	siga ilovica	siga U/Th ilovica	limoniti naplavine terasa Laze	siga ponori 455 m	siga ilovica siga ESR?	limoniti ilovica	
128.000										
R	pesek ilovica	ilovica pesek grušč	?	?	prod belega roženca	?	ilovica pesek	prod belega roženca, apnenca in sige	terasa proda belega roženca	
200.000										
	siga ?	pasovita ilovica na 535 m	?	?	siga ?	?	ponori 465 m	siga ESR ponori 527	limoniti	Srednji pleistocen
M/R	prod boksita roženca na skalni podlagi 615				pasovita ilovica prod pisanega roženca na skalni podlagi 460			pasovita ilovica prod pisanega roženca na apnenčevi in flišni podlagi		
M			?	?		?	?			
690.000	pasoviti pesek v rovu na 635 m	pasoviti il. pesek, prod roženca na 562 m	ilovica v rovih 570 m					siga ESR ?		Starejši pleistocen
G/M										
750.000										
G				?		?				
900.000		fluvialni sedimenti na uravnavi 600 m			terasa Jakovce, ponori 490 m			fluvialni sedimenti na površju 620 m		

Slika 6. KVARTARNI SEDIMENTI PLANINSKEGA POLJA IN NJEGOVEGA ZALEDJJA

SKLEPNE UGOTOVITVE IN NADALJNI PROBLEMI

Jamski sedimenti s Planinskega polja so bili doslej študirani le v Planinski jami, drugod na Notranjskem krasu pa še v jamah ob Pivški kotlini in Cerkniškem polju (S. Brodar, 1952, 1966, 1970; M. Brodar in R. Gospodarič, 1973; I. Gams, 1963; R. Gospodarič in R. Pavlovec, 1974; R. Gospodarič, 1970, 1971, 1974, 1976, 1981; R. Gospodarič in P. Habič, 1979; F. Osolc, 1961, 1968, 1975). Nova najdišča fosilnih naplavin v Najdeni jami na severni strani Planinskega polja so omogočila izpopolniti obstoječe znanje o kvartarnih sedimentih Notranjskega krasa ter sklepati na tedanje paleohidrografske in geomorfološke razmere.

V Najdeni jami so fosilni sedimenti ohranjeni v peščenoilovnatih zasipih v suhem Šerkovem rovu (465 m), gruščnato peščenoilovnatih zasipih Vranje jame (450 m) in Konglomeratne dvorane (448 m) ter v rjavih pasnatih ilovicah in grušču, ki so ohranjene v občasno aktivnih rovih (420—440 m). Petrografske in morfografske analize so pokazale, da so ti sedimenti alohtoni, paravtohtoni in avtohtoni. Alohtoni material je presedimentiran iz Planinske jame, paravtohtoni iz zakraselega površja in ponornega območja Planinskega polja, avtohtone pa so različne sige in podorne skale.

Stratigrafsko zaporedje najdenih naplavin je naslednje:

- siga in podorne skale, holocen,
- poplavne ilovice do višine 440 m, holocen,
- mlajši zasip v Matjaževem rovu in ilovice v občasno aktivnih kanalih, mlajši würm,
- poplavna ilovica, mlajši würm,
- siga, interstadial,
- starejši gruščnati zasip v Vranji jami, Konglomeratni dvorani, prvem Piparskem rovu, starejši würm,
- siga, interglacial r/w
- pasovita ilovica, pesek in prod, riški glacial.

Kronostratigrafska opredelitev se opira na starejši gruščnati zasip, ki je istodoben starowürmskemu vršaju grušča v Planinski jami, ter na sige, ki so v Najdeni jami relativno, v Planinski jami pa tudi radiometrično datirane. Tako opredeljene jamske sedimente Planinskega polja primerjamo z drugimi takimi sedimenti na Notranjskem krasu. V tabeli (slika 6), prvi te vrste z našega krasa, lahko dobro primerjamo predvsem mladopleistocenske sedimente, medtem ko imamo za srednji in starejši pleistocen še premalo kronološko zanesljivih podatkov o skupnih in različnih sedimentacijskih procesih. Pregledna tabela naj vzpodbudi nadaljnja ustrezna preučevanja, s katerimi lahko dopolnimo in popravimo vprašljive navedbe o kronološkem zaporedju akumulacijskih in erozijskih procesov na površju in podzemlju Notranjskega krasa.

Na podlagi študija jamskih sedimentov smo že doslej sklepali tudi na starost kraških jam npr. Postojnskega jamskega sistema. Tako smo tudi pri Najdeni jami ugotovili starejše fluvialne naplavine v višje ležečih starejših, mlajše naplavine pa v nižje ležečih, mlajših ponornih rovih. Sekundarna navpična brezna in kamini korozijskega nastanka ter podorne dvorane in udornice pa te speleogenetske etaže prekinjajo in vse skupaj povezujejo v zamotano sestavljeno podzemlje.

V razpravi primerjamo speleogenetski razvoj odtočne Najdene jame z razvojem pritočne Planinske jame na severnem oziroma južnem obrobju 10 km dolgega Planinskega polja. Tu smo ugotovili po eni strani istodobne naplavine in sige, po drugi strani pa tudi očitne razlike v speleogenezi pritočnih in odtočnih rogov. Tako so npr. v würmskem in postglacialnem obdobju ponorne vode intenzivno etažno poglobljale Najdeno jamo,

dotočne vode v Planinski jami pa so sprva erodirale starejše naplavine, nato pa šele poglobile starejše skalno dno za največ 20 m (kakor so globoki današnji sifoni). Te in še druge razlike otežkočajo uspešno geokronološko primerjavo skupnih akumulacijskih in erozijskih procesov Planinskega polja. Geomorfogenezo in speleogenezo Planinskega polja bo možno bolje pojasniti tudi s naplavinami na skalnem dnu polja, ki doslej še niso geokronološko preučene.

LITERATURA

- Brodar, M., R. Gospodarič, 1973: Medvedji rov v Križni jami in tamkajšnji ostanki jamskega medveda. Medn. mlad. razisk. tabori (1971—72), 30—46, Ljubljana.
- Brodar, S., 1952: Prispevek k stratigrafiji kraških jam Pivške kotline, posebej Parske golobine. Geogr. vestnik, 24, 43—76, Ljubljana.
- Brodar, S., 1966: Pleistocenski sedimenti in paleolitska najdišča v Postojnski jami. Acta carsologica SAZU, 4, 55—138, Ljubljana.
- Brodar, S., 1970: Paleolitske najdbe v jami Risovec pri Postojni. Acta carsologica SAZU, 5, 271—295, Ljubljana.
- Gams, I., 1963: Logarček. Acta carsologica SAZU, 3, 7—83, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1970: Speleološke raziskave Cerknškega jamskega sistema. Acta carsologica SAZU, 6, 109—169, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1971: O nekaterih jamah ob Cerknškem polju. Medn. mlad. razisk. tabori, 49—64, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1974: Fluvialni sedimenti v Križni jami. Acta carsologica, 7, 327—366, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. Acta carsologica, 7, 8—135, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1981: Generacije sig v klasičnem krasu Slovenije. Acta carsologica 9 (1980), 90—110, Ljubljana.
- Gospodarič, R., P. Habič, 1979: Kraški pojavi Cerknškega polja. Acta carsologica, 8, 10—156, Ljubljana.
- Gospodarič, R., R. Pavlovec, 1974: Izvor apnenčevega proda v Planinski jami. Acta carsologica, 6, 169—182, Ljubljana.
- Osole, F., 1961: Parska golobina, paleolitska postaja v Pivški kotlini. Razprave 4. razr. SAZU, 6, 425—506, Ljubljana.
- Osole, F., 1968: Jamski sedimenti notranjsko-primorskega krasa kot posledica pleistocenskih klimatskih nihanj. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, 1. del, 197—201, Ljubljana.
- Osole, F., 1975: Poselitev Pivške kotline v ledeni dobi. Ljudje in kraji ob Pivki. KS Postojna, 24—36, Postojna.
- Pohar, V., 1978: Granulometrične analize sedimentov z Ljubljanskega barja. Rud. met. zbornik, 2/3 (1978), 175—186, Ljubljana.
- Sercelj, A., 1966: Pelodne analize pleistocenskih in holocenskih sedimentov Ljubljanskega barja. Razprave 4. razr. SAZU, 431—472, Ljubljana.

STRATIGRAPHY OF CAVE SEDIMENTS IN NAJDENA JAMA AT PLANINA POLJE

Summary

Till now the cave sediments of Planinsko polje have been studied only in Planinska jama, while elsewhere in the karst of Notranjsko in the caves of Pivka basin and on Cerkljansko polje (S. Brodar, 1952, 1966, 1970; M. Brodar, R. Gospodarič, 1973; I. Gams, 1963; R. Gospodarič, R. Pavlovec, 1974; R. Gospodarič, 1970, 1971, 1974, 1976, 1981; R. Gospodarič, P. Habič, 1979; F. Osolc, 1961, 1968, 1975). New finding-spots of fossil sediments in Najdena jama in the northern part of Planinsko polje rendered possible to complete the existing knowledge about quaternary sediments of Notranjsko karst and thus to analyse the former paleohydrographical and geomorphological conditions.

In Najdena jama the fossil sediments are preserved in sand-loam fills in dry Šerko passage (465 m), in rubble-sand-loam fills in Vranja jama (450 m) and Conglomerate Hall (448 m) and in brown layered loams and rubbles, which are preserved in temporary active channels (420 — 440 m) as shown on the Fig. 1. Petrographic and morphographic analyses have shown that these sediments are allochthonous, parautochthonous and autochthonous. Allochthonous material is resedimented from Planinska jama, parautochthonous from karstified surface and ponor region of Planinsko polje, autochthonous are different sinters and break-down rocks (Fig. 2, 3 and 4).

Stratigraphy of found sediments is as follows:

- sinter and break-down rocks, Holocene
- flood loams up to 440 m, Holocene
- recent fills in Matjaž passage and loams in temporary active channels, Younger Würm
- flood loam, — Younger Würm
- sinter, Interstadial
- older rubble fills in Vranja jama, Conglomerate Hall, first Pipar passage, Older Würm
- sinter, Interglacial R/W
- layered loam, sand and gravel, Riss glacial

Chronostratigraphical definition is based on older rubble fills, which is contemporary to old Würm rubble fan in Planinska jama, and on sinters which are in Najdena jama relatively and in Planinska jama radiometrically dated. Thus defined cave sediments on Planinsko polje could be compared by other similar sediments on Notranjsko karst. On the table (Fig. 6), first of this kind from our karst, specially younger Pleistocene sediments could be well compared among them; unfortunately we are in lack of chronologically sure data about common and different sedimentation processes in the Middle and Older Pleistocene. Synoptical table could evoke the further corresponding studies, by which we can complete and correct the questionable states about chronological succession of accumulation and erosional processes on the surface and in the underground of Notranjsko karst (Fig. 5).

On the base of previous cave sediment studies we already stated the age of karst caves, f. e. Postojna Cave system. Thus we found out in Najdena jama older fluvial sediments in higher lying older passages, while younger sediments in lower lying, younger ponor channels. Secondary vertical potholes and chimneys of corrosion origin and collapsed halls and dolines are interrupting these speleogenetical levels and combine altogether in complicated underground.

In this treatise the speleogenetical development of outflow Najdena jama is compared to the development of inflow Planinska jama on the northern, southern respectively, border of 10 km long Planinsko polje. On one hand contemporaneous sediments and sinters were stated while on the other hand the evident differences in speleogenesis of inflow and outflow channels. Thus f. e. in Würm and Postglacial period the ponor waters cut in levels intensively in Najdena jama, inflow waters in Planinska jama eroded the older sediments at first and later deepen the rocky bottom for at most 20 m (the actual syphons depth). This and other differences render difficult successful geochronological comparison of common accumulation and erosion processes on Planinsko polje. Geomorphogenesis and speleogenesis of Planinsko polje will be better explained by sediments on the rocky polje bottom, which were not yet geochronologically studied.

Locations Time O b. p.	Križna jama	Cerkniško polje	Cerkniški janski sistem	Rakov Škocjan	Planinsko polje			Postojnske jame	Pivška kotlina	Upper Quaternary
					Plan. jama	polje	Najdena jama			
14.500	sinter	org. loam	sinter	sinter Mn cover	sinter 14C Mn cover	loam	sinter loam	sinter loam	fluviail fills	Holocene Late Glacial
W	rubble loam sinter loam sand	rubble fan loam, peat loam, sand gravel, org. 14C	rubble loam sinter loam ?	rubble loam sinter loam	loam sinter 14C lam. loam rubble fill	loam slope rubble	rubble fan loam sinter rubble fill	rubble fill loam sinter 14C flysh fill	slope rubble loam solifl. rubble	Upper Pleistocene
74.000										
AR/W	sinter	limonite	sinter	sinter loam	sinter U/Th loam	limonite sediments Laze level	sinter ponors 455 m	sinter loam sinter ESR?	limonite loam	
128.000										Middle Pleistocene
R	sand loam	loam, sand rubble	?	?	white chert gravel	?	loam sand	white chert, limestone gravel	white chert gravel at 540 m	
200.000										
M/R	sinter ? bauxit and chert gravel on rocky bottom 615	? lam. loam on rocky bottom 535	?	?	sinter? lam. loam coloured chert gravel on rocky bottom 460	?	ponors 465 m	sinter ESR ponors 527 m laminated loam, limonite, coloured chert gravel in the caves and surface		
350.000										
M			?	?		?	?	sinter ESR ?		Lower Pleistocene
690.000 G/M	lam. sand in channel 635 m	lam. loamy sand, chert gravel in channels 562	loam in caves 570 m							
750.000				?						
G		fluvial sediments on the surface 600 m						fluvial sediments on the surface 620 m		Lower Pleistocene
900.000										
					Jakovca level, ponors 490 m					

Fig. 6. QUATERNARY SEDIMENTS OF THE PLANINA POLJE AND THEIR HINTERLAND

**SEDIMENTI IZ BABJE JAME
PRI MOSTU NA SOČI**

(Z 8 SLIKAMI)

SEDIMENTS FROM "BABJA JAMA" NEAR MOST NA SOČI

(WITH 8 FIGURES)

A N D R E J K R A N J C

**SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA PRIRODOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 18. JUNIJA 1981**

VSEBINA

Izvleček — Abstract	200	(4)
UVOD	201	(5)
BABJA JAMA	201	(5)
SEDIMENTI	202	(6)
Prodni nasipi	202	(6)
Starejši sedimenti	205	(9)
ZAKLJUČEK	210	(14)
UPORABLJENA LITERATURA IN VIRI	212	(16)
SEDIMENTS FROM "BABJA JAMA" NEAR MOST NA SOČI (Summary)	212	(16)

Izvleček

UDK 552.5:551.442(497.12-15)

Kranjc, Andrej: Sedimenti iz "Babje jame" pri Mostu na Soči.

Acta carsologica 10, 197—212, Ljubljana, 1982, lit. 8.

Članek podaja rezultate petrografskih, granulometričnih, morfometričnih, ksilotomskih, palinoloških in ^{14}C analiz sedimentov. V jami sta obdelana dva tipa sedimentov: jamski prod, ki ga danes nanaša voda, kadar bruha iz jame, in še vedno recentni, a starejši ostanki plastovitih sedimentov, kjer se menjavajo meljnato-peščene s peščeno-prodnimi plastmi. Kažejo se velike spremembe v sedimentacijskih procesih, nastale v sedanjem obdobju: voda je nekaj časa rov zapolnjevala s plastovitimi sedimenti, pred okoli 150 leti je te sedimente pričela spet odstranjevati in je danes rov takorekoč prazen.

Abstract

UDC 552.5:551.442(497.12-15)

Kranjc, Andrej: Sediments from "Babja jama" near Most na Soči.

Acta carsologica 10, 197—212, Ljubljana, 1982, Lit. 8.

The results of petrographic, granulometrical, morphometrical, xilothomical, palinological, and ^{14}C analyses of sediments from Babja jama near Most na Soči (Western Slovenia) are given. Two types of sediments exist in the cave: cave gravel which is deposited nowadays by the stream when the cave is effluent, and also recent, but nevertheless older remains of stratified sediments where sandy-silt beds alternate to sandy-gravel layers. Big changes in sedimentation process are evident: for some time the water filled the channel by stratified sediments, before some 150 years the water started to erode these sediments and now the channel is almost empty.

Naslov — address

Kranjc Andrej, mag. geogr., raziskovalni sodelavec

Inštitut za raziskovanje krasi, SAZU

Titov trg 2

66230 Postojna

Jugoslavija

UVOD

Ker se ukvarjam z recentnimi fluvialnimi jamskimi sedimenti, v veliki meri prav s prodom, me je P. H a b i č opozoril na "nenavadno sortiran prod" v jami Vogršček oziroma Babji jami nad Mostom na Soči. Jamo sem večkrat obiskal v letih 1979—81, posnel sedimente in nabral vzorce za razne analize, saj je bilo že na prvi pogled opazno, da je jama res zanimiva z vidika recentnih fluvialnih nanosov. V tem prispevku podajam glavne značilnosti sedimentov, mehanizme njihovega odlaganja in interpretacijo dosedanjih izsledkov.

BABJA JAMA

Babjo jamo so pod imenom Vogršček, tako se namreč imenujejo potok, grapa in hrib, v katerem je jama, konec leta 1972 vnesli v Jamski kataster (Arhiv Inštituta za raziskovanje krasa, SAZU) člani Jamarske sekcije Tolmin. Jama je v Krajevnem leksikonu Slovenije (U r š i č 1968, 403) navedena pod imenom Babja jama. Od domačinov iz vasi Gorenji Log, ki je najbližje jami, sem izvedel, da tudi oni jamo imenujejo Babja jama. Zato tudi v tem prispevku uporabljam ime Babja jama in ne Vogršček.

Babja jama leži na levem bregu Soče, navzdol od Mosta na Soči, v strmem, deloma prepadnem vznožju hriba Vogršček, ki ga grade zgornjekredni apnenci. Na tem mestu teče Soča po soteski. Leva stran soteske je vrezana deloma v živo skalo, deloma pa v aluvijalno teraso (200—220 m n. m.), na kateri leži tudi Gorenji Log. V teraso je vrezal potok Vogršček svojo grapo. Takorekoč v sami strugi, pod navpično stopnjo, se odpira v nadm. viš. 130 m vhod v Babjo jamo. Soča teče okoli 30 m pod jamskim vhodom.

Tolminski jamarji Lesjak, Fischione in Bratuž so 1973 namerili 280 m jamskih rogov, nekaj dopolnitev pa smo dodali člani našega Inštituta. Realna dolžina (ne reducirana) jamskih rogov znaša okoli 370 m.

Vhodni del jame je kratek in raven rov. V notranjosti se razveji v več spuščajočih se rogov, ki postajajo vedno manjši in ožji. Višinska razlika med najnižjim in najvišjim delom jame znaša 27 m. Nekaj rogov se končuje z neprehodnimi ožinami, nekaj pa je stalno zalitih — sifoni.

Ob običajnih hidroloških pogojih voda v sifonih stoji, ujeta voda, ob višjem stanju prične zalivati spodnje rove, kadar pa je v zaledju Vogrščka, na Banjščicah, izredno veliko padavin pa se jama spremeni v kraški izvir — bruhalnik, največji v dolini Soče med Mostom na Soči in Avčami. Ob visokih vodah se iz Babje jame preliva okoli 2 m³/s vode (H a b i č 1980, 11, 23—24). Po mnenju domačinov priteka v Babji jami na dan voda, ki ponika v Čepovanu, saj "kdaj prinaša cele deske iz Čepovana" (U r š i č 1968). Vendar barvanje, ki ga je izvedel Inštitut za raziskovanje krasa 12. 9. 1980, teh domnev ni potrdilo, saj v vodi Babje jame niso odkrili niti sledov uranina (H a b i č 1980, 33).

SEDIMENTI

Tla jamskih rogov so večinoma prekrita s klastičnimi sedimenti. V vhodnem delu prevladujejo grušč in bloki, odpadli s sten in stropa. Že na prvi pogled pritegne pozornost obiskovalca prod. Pojavi se že med sedimenti pred jamskim vhodom in tudi v vhodnem rovu, kjer je pomešan med grušč. V srednjem delu jame prod prevladuje, ponekod zapolnjuje rove takorekoč do stropa. Proti notranjosti jame se količina prodaja manjša, dokler ne prevladajo oblike v goli skali in je le tu in tam v kaki špranji zagoden posamezen prodnik.

Prehod iz vodoravnega in velikega vhodnega rova v tudi vodoravne, a nizke in ozke notranje rove predstavlja strm pregib z izrazito zožitvijo. In prav v tem delu je največ prodaja, v obliki nekaj metrov dolgih in vsaj kak meter debelih prodnih sipin. Značilnost teh prodnih sipin je sortiranost sedimenta oziroma izpranost — sestavljene so skoraj izključno iz prodaja, vmes je le nekaj malega peščenih zrn, melja in gline pa sploh ni.

Ob stenah vhodnega rova, deloma tudi po dnu, je tu in tam razgaljen oziroma ohranjen v nišah in žepih, drugačen sediment. V grobem gledano ga sestavljajo menjavajoče se plasti sivega drobnozrnatega sedimenta in plasti peska s prodom.

Medsebojni položaj prodnih sipin in menjavajočih se plasti v profilih kaže, da so meljnato-prodne plasti starejše in odložene v drugačnih sedimentacijskih pogojih, kot pa prodni nasipi.

Z namenom, da bi ugotovil, ali so te domneve resnične in v čem so vzroki takim razlikam, smo se lotili podrobnejših analiz. Opravi sem granulometrične in morfometrične analize obeh tipov sedimentov. Številčne podatke o prodnikih so obdelali na Računskem centru Javor v Pivki. A. Š e r c e l j z Biološkega inštituta SAZU v Ljubljani je opravil pelodne analize in določil vrste lesa, A. S l i e p č e v i č z Inštituta Ruđer Bošković v Zagrebu pa je s pomočjo radiokarbonske analize določila starost lesa iz meljnato-prodnih plasti.

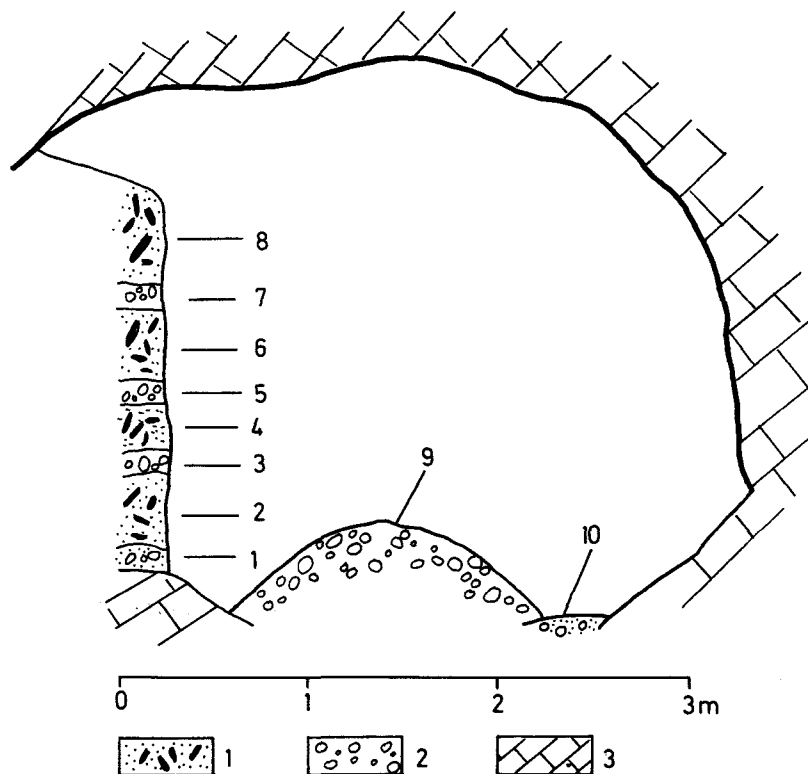
PRODNI NASIPI

Podrobneje sem obdelal prodni nasip pred vstopom v Biološki rov (sl. 1), to je na prehodu med Vhodnim rovom in notranjimi rovi, ki jim pripada tudi Biološki rov. Kot sem že omenil, je prod dobro sortiran oziroma izpran, saj nasip ne vsebuje ne gline in ne melja pa tudi peska je vmes zelo malo.

Sipina ima v zgornjem delu vzdolžni naklon 28° , v spodnjem pa 33° , kar približno odgovarja posipnemu kotu. Vendar tudi v tej sipini sami prod ni enotno razporejen. Za primerjavo navajam obdelane vzorce iz zgornjega, položnejšega dela sipine (vzorec 9), iz spodnjega, bolj strmega dela (9 a) ter iz notranjosti sipine, iz globine 12–20 cm (9 c) (sl. 2).

Razlika je že v petrografski sestavi: prod v zgornjem delu (9) sestavlja 85% apnenčevih in 15% prodnikov iz temnega roženca, v spodnjem delu (9 a) so samo apnenčevi prodniki, v notranjosti sipine (9 c) pa je 93% apnenčevih in 7% roženčevih prodnikov (sl. 3). Razlike v velikosti, sploščenosti, zaobljenosti in sferičnosti so prikazane v tabeli 1 in slikah 4 ter 5.

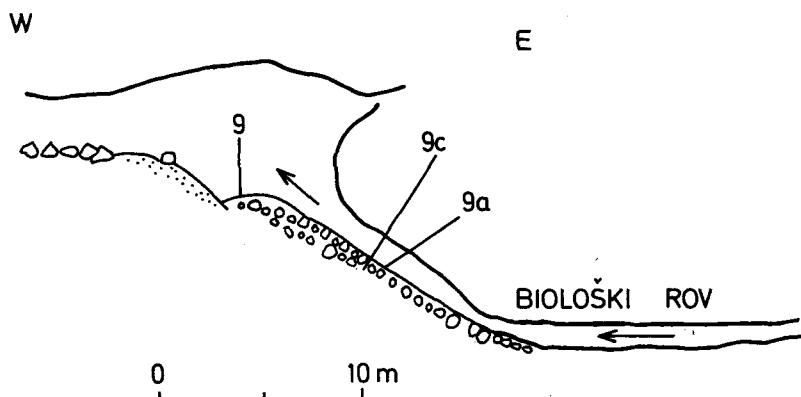
Povprečna velikost teh prodnikov (13, 13,6 oziroma 16,9 mm) nam po Hjulströmovem oziroma popravljenem Hjulströmovem diagramu (White — White 1968, 124) pove, da tak prod nosi vodni tok s hitrostjo okoli 0,9 oziroma 1,3 m/s, kar pomeni ob danem preseku rova preko 1 m^3 vode v sekundi (Renault, 1968, 543).



Slika 1. Prečni prerez plasti pred Biološkim rovom

Fig. 1. Layers cross-section at the entrance to Biološki rov

1 = peščeno-meljnate plasti z ostanki lesa (sandy-silt layers with the wood remains), 2 = prod (gravel), 3 = apnenec (limestone)



Slika 2. Vzdolžni prerez začetka Biološkega rova

Fig. 2. Longitudinal section in the beginning of Biološki rov

Tabela 1

Apnenčevi prodniki iz recentne sipine — povprečne vrednosti
Limestone pebbles from recent bar — mean values

Vzorec	9	9a	9c	10
Velikost v mm	13	16,9	13,6	18,3
Sploščenost	191	187	187	209
Zaobljenost	261	459	385	286
Sferičnost	697	712	706	682

Tabela 1 a

Vzorec	1	3	7
Velikost v mm	11,4	11,7	17,7
Sploščenost	197	193	202
Zaobljenost	236	198	192
Sferičnost	708	698	695

V okviru enega vzorca prodra sem izmeril 200—300 prodnikov. Pod velikostjo mislim daljšo os prodnika, sploščenost je računana po Cailleux-u ($\frac{L + 1}{2E} \cdot 100$), zaobljenost tudi po Cailleux-u ($\frac{2 \cdot R_{\min}}{L} \cdot 1000$), sferičnost pa po Krumbein-u ($\frac{1 \cdot E}{L^2} \cdot 100$).

V začetnem delu Biološkega rova so odloženi posamezni prodniki, ki s svojo lego in položajem potrjujejo, da jih odlaga voda, ki teče v smeri iz Biološkega rova proti jamskemu vходу.

Na podlagi analiz tega prodnega nasipa lahko trdim, da skozi ozek Biološki rov občasno priteka hiter vodni tok, ki nanaša prod. Za vstopom v širši in višji vhodni rov se zmanjša transportna moč vode in ta odlaga prod. Ker je naklon sipine približni posipni kot, prod potem, ko se voda umakne, popolnoma ali vsaj delno zasuje vhodno ožino Biološkega rova, prihodnja visoka voda pa jo do določene mere spet odpre — samoregulacija preseka.

Podrobneje sem obdelal frakcijo pod 5 mm vzorca 9 b (sl. 6 in tab. 3). Srednja vrednost, 2,2 mm, kaže, da niti ne gre toliko za pesek, kot za zelo droben prod. V celoti je ta frakcija zmerno sortirana s simetrično in normalno strmo krivuljo.

Tabela 2

Kremenovi prodniki
Chert pebbles

Vzorec	1	3	7	9	9c	10
Velikost mm	8,9	10,5	15,8	11,1	9,9	19,9
Sploščenost	169	194	169	168	175	369
Zaobljenost	152	117	112	171	139	98
Sferičnost	742	708	725	737	725	540

Tabela 3

Značilnosti peščene frakcije
Characteristics of sand part

Vzorec	1	2	3	9b
Mediana v mm	0,85	0,40	0,80	2,2
Srednja velikost v mm	0,80	0,40	0,50	2,2
Sortiranost	1,18	1,11	1,53	0,85
Simetričnost krivulje	0,32	0,09	0,42	0,01
Višina krivulje	1,04	0,89	0,78	0,94

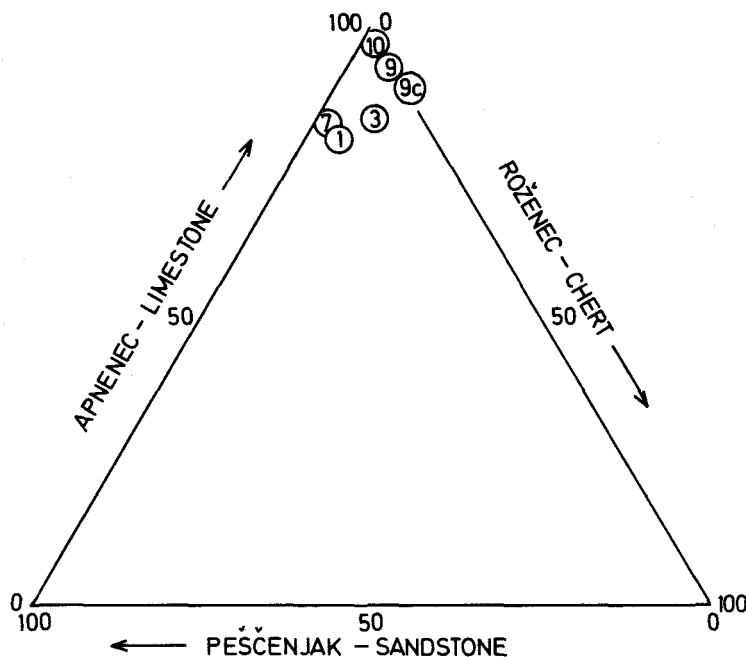
STAREJŠI SEDIMENTI

Starejši sedimenti so na večih mestih v vhodnem rovu, navadno ob stenah rova. Najbolje ohranjeni oziroma najpopolnejši je profil pred vhodom v Biološki rov in zato sem tega tudi podrobneje preučil (sl. 1).

Profil sestavljajo relativno tanke plasti s prevlado proda in peska, s tako plastjo (1) se tudi profil pričinja v dnu, na skalni osnovi, ter vmesne debelejše plasti s prevlado drobnnozrnatega sedimenta in veliko organskega gradiva — predvsem ostanki listja in vej.

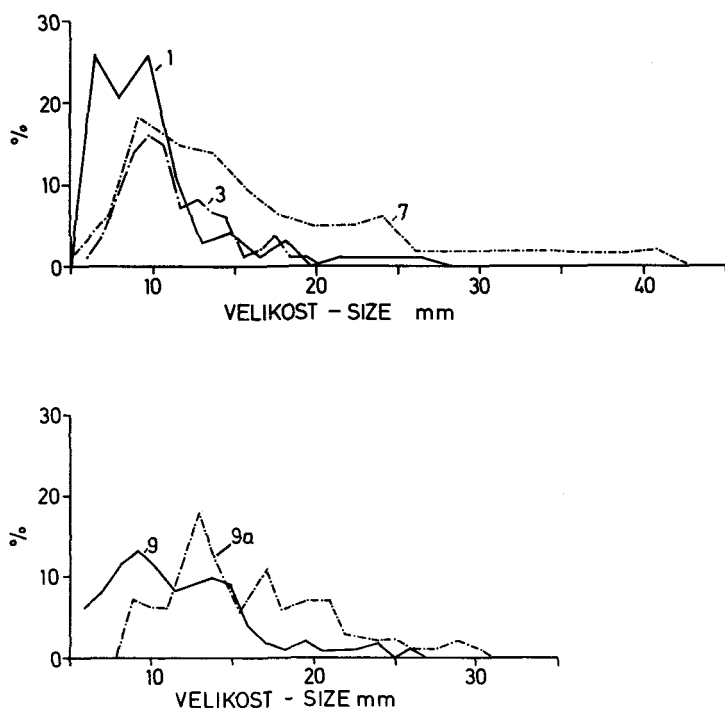
Iz tega profila sem podrobneje analiziral prodne plasti 1 (bazalni prod), 3 in 7. Rezultate prikazujejo tabela 1 a in slike (3—8).

Za razliko od prodne sipine vsebuje ta prod iz profila tudi prodnike iz flišnega peščenjaka (4—14%), v vseh plasteh pa je vmes tudi nekaj roženčevih prodnikov



Slika 3. Petrografska sestava vzorcev

Fig. 3. Samples petrographic composition



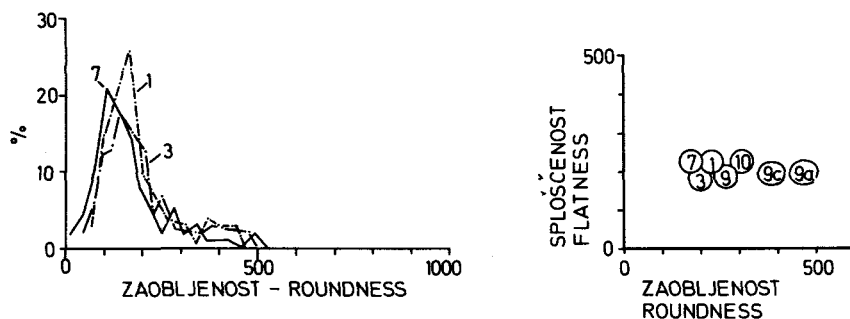
Slika 1. Glej legendo na strani 105 (31)

Fig. 1. See Legend on Page 105 (31)

(3—9%). Te prodne plasti so veliko manj čiste od recentne sipine. V recentni sipini so le redka zrna peska, v plasteh 1 in 3 pa je delež proda 55 oziroma 70% ter peska 28 in 20% s 17 oziroma 10% melja in gline.

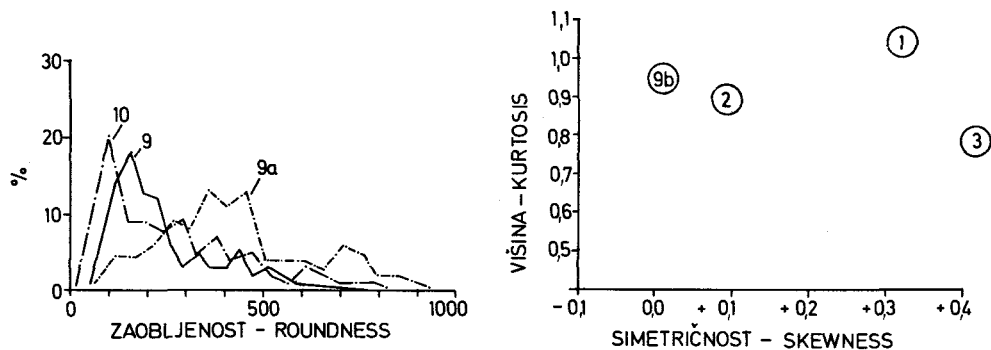
Razlike v velikosti prodnikov med recentno sipino in prodrom iz profila niso bistvene, pač pa je različna morfologija prodnikov. Apnenčevi prodniki plasti 1, 3 in 7 so v povprečju bolj sploščeni, predvsem pa veliko manj zaobljeni od prodnikov iz sipine. Najvišji koeficient zaobljenosti v profilu ima plast 1 — 236, najmanj zaobljeni vzorec recentne sipine (9) pa ima ta koeficient še vedno 261. Maksimalna je razlika med vzorce- ma 7 (192) in 9 a (459) (sl. 6.).

Drobna frakcija, ki je med prodrom, je po Shepardovi klasifikaciji (Pettijohn — Potter — Siever 1972, 2) meljnati pesek. Kumulativni frekvenčni krivulji peska iz plasti 1 in 3 sta prikazani na sliki 8, tabela 3 pa podaja glavne značilnosti. Po srednji vrednosti sta vzorca grob oziroma srednje grob pesek. Krivulja je zelo pozitivno asimetrična — več je drobnih zrn, kot pa bi bilo normalno. Sortiranost je slaba, višina krivulje je pri vzorcu 1 normalna (mesokurtic), pri vzorcu 3 pa je bolj ploska (platykurtic) (Briggs 1977). Hitrost vodnega toka, ki je odlagal tak pesek, je morala biti pod 0,05 m/s.



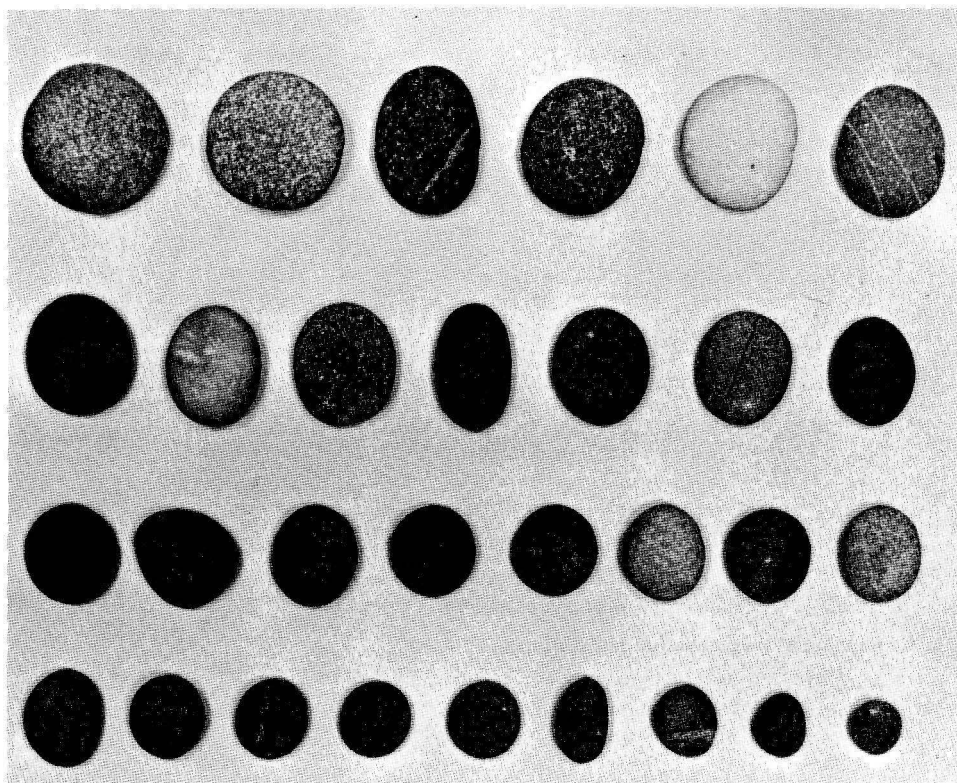
Slika 5. Primerjava zaobljenosti apnenčevih prodnikov

Fig. 5. Roundness comparison of limestone pebbles



Slika 6. Vzorci peska glede na višino in simetričnost krivulje ter primerjava sploščenosti in zaobljenosti vzorcev proda

Fig. 6. Sand samples regarding kurtosis and skewness and comparison of flatness and roundness of gravel samples



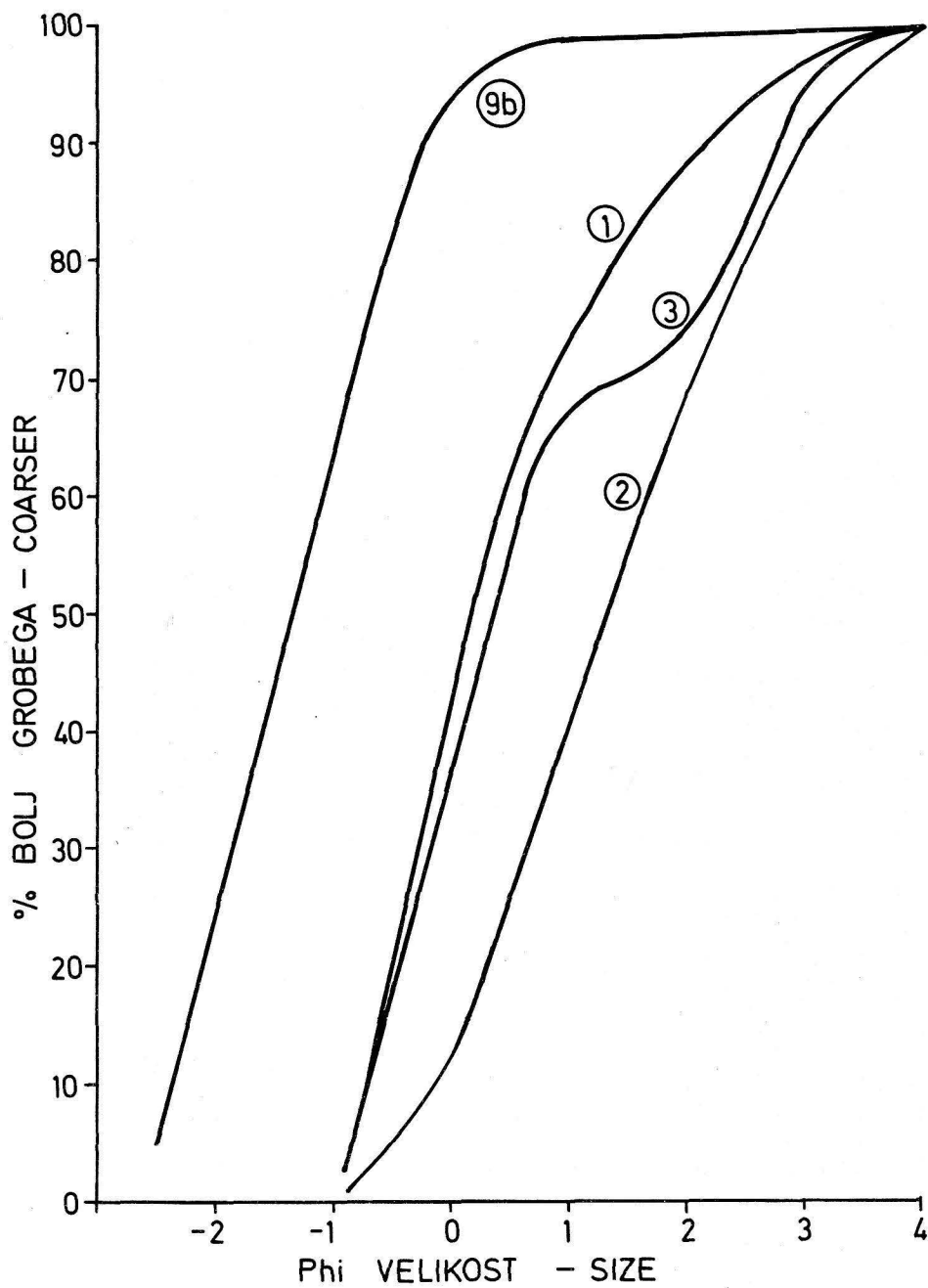
Slika 7. Izbrani zaobljeni prodniki iz recentnega nasipa (vzorec 9a)

Fig. 7. Chosen well rounded pebbles from recent gravel bar (sample 9a)

Vmesne plasti v profilu 2, 4, 6, 8, vsebujejo zelo malo ali nič proda (do 10%) in so po Shepardovi klasifikaciji meljnati pesek oziroma peščeni melj. Barve so sive (5 Y 5/1) do temno sive (2,5 Y 4/0) (M u n s e l l). Peska je med 40—50%, gline pa pod 10%. Podrobneje je analizirana peščena frakcija iz plasti 2 (tabela 3). Pesek je precej bolj droben, glede sortiranosti in oblike krivulje pa je podoben pesku iz plasti 1 in 3.

Delež karbonatov je 35—40%, organskih snovi okoli 10%. Organske snovi sestavljajo ostanki listja in vej in sem jih dal v ksilotomske in palinološke analize A. Šerclju. Veje pripadajo bukvi (*Fagus sylvatica*) in leski (*Corylus avellana*). V dveh mikroskopskih preparatih je bila taka pelodna vsebina: bor (*Pinus*), jelka (*Abies*), brinje (*Juniperus*), breza (*Betula*), leska (*Corylus*), črni gaber (*Ostrya*), bukev (*Fagus*), bezeg (*Sambucus*); strašnica (*Sanguisorba*), vresnice (*Ericaceae*), pelini (*Artemisia*), lobodnice (*Chenopodiaceae*), križnice (*Cruciferae*), praproti in rž (*Secale*) — recentna vegetacija, vključno kulturne rastline.

Večjim kosom lesa iz plasti 2 in 8 je s pomočjo ^{14}C analize A. Sliepčević določila starost 317 (± 80) — plast 2 oziroma 148 (± 80) let — plast 8.



Slika 8. Kumulativne frekvenčne krivulje vzorcev peska

Fig. 8. Cumulative percentage frequency curves of sand samples

ZAKLJUČEK

V Babji jami sta dva tipa recentnih fluvialnih sedimentov, ki sta različna po starosti in po sestavi in torej izpričujeta različne sedimentacijske pogoje.

Voda, ki danes ob močnem deževju bruha iz jame, nosi s seboj prod in malo zmerno sortiranega peska. Gradivo prinaša iz podzemlja skozi ozke rove in špranje. Odsotnost prodnikov iz flišnega peščenjaka govori za to, da prihaja prod bodisi relativno od daleč in se taki prodniki že prej zdrobijo in zmeljejo v pesek, ali pa je to voda, ki se sceja v podzemlje skozi tako ozke špranje in razpoke, da ne more prinašati s seboj proda s površja in ga prične oblikovati šele globlje iz avtohtonega gradiva.

Današnji sedimentacijski pogoji, to je najmanj v zadnjih desetih letih, so taki, da se odlaga le prod v obliki sipine, brez opazne stratifikacije v prečnem prerezu, predvsem pa ni vmesnih drobnozrnatih plasti.

V zadnjih stoletjih so bili sedimentacijski pogoji različni od današnjih: voda je odlagala prodne plasti z drugačno petrografsko sestavo (prodniki iz flišnega peščenjaka) in drugačno oblikovanostjo apnenčevih prodnikov. Ti, iz starejših plasti (1, 3, 7) so bolj sploščeni (193—202) kot oni iz recentne sipine (9, 9 a, 9 c) (187—191), a manj zaobljeni: 192—136 proti 261—459. Med prodne plasti so se odlagale drobnozrnate, peščeno-melj-nate plasti z organskim drobirjem s površja.

Granulacija drobnozrnatih sedimentov kaže na to, da so se odlagali iz mirne, skoraj stoječe vode z obilo plavja. Prav to plavje, vmes je tudi nekaj metrov dolg hlod s premerom okoli 12 cm, in dobro ohranjena pelodna zrna so dokaz, da tega gradiva voda ni mogla prinašati po dolgi podzemeljski poti skozi ozke in zavite špranje. Tak sediment se mi zdi tipičen za ponorne jame v bližini vhoda, kjer se kopiči gradivo, ki ga voda prinaša s površja.

Menim, da so v sedimentnem profilu iz preteklih stoletij ohranjeni dokazi o dveh tipih voda oziroma podzemeljskih sedimentacijskih okoljih: deroča voda je nanašala prod, od časa do časa pa je prišlo do zastoja. Kalna voda z veliko organskega drobirja je zalila rov in iz nje so se usedale drobnozrnate plasti. Glede na organski drobir je moralo priti do zastoja — zaježitve nekje pred jamo ali pa je ob upadanju vode v jami vdrla vanjo površinska voda (potok Vogršček ?) in odložila drobnozrnate plasti z organskim drobirjem. Mogoče bi bilo, da ob upadanju vode spodnji rovi delujejo kot požiralniki.

Profil je visok okoli 2 m, plasti so precej vodoravne, kar govori v prid domnevi, da je bil ta del vhodnega rova precej enakomerno zapolnjen s sedimenti skoraj do stropa. Zveza z Biološkim rovom je morala biti še ožja, kot je danes. In dva metra teh plasti se je odložilo v približno 200 letih. Domnevamo, da je taka situacija, ko je rov poplavljal mirna kalna voda s površinskim drobirjem, trajala več desetletij, nato pa je pridrl hiter tok s prodom in peskom ter prekinil drobnozrnato sedimentacijo. V povprečju se je to zgodilo vsakih 50 let.

Pred okoli 150 leti je prišlo do korenitih sprememb: na drobnozrnato plast z organskim drobirjem (8) se ni več odložila tanka prodno-peščena plast, ampak je voda, ki je nosila prod, pričela vrezovati v prej odložene plasti in jih do danes takorekoč odstranila v celoti. To je voda, ki dere iz podzemlja in nosi s seboj prod in pesek ter ju odlaga v obliki recentne sipine. Vendar se tod sediment ne kopiči, ampak ga je le toliko, da je presek rova uravnotežen s količino oziroma hitrostjo vodnega toka.

Pregled sedimentov nam kaže troje večjih sklopov dogajanj v preoblikovanju tega rova Babje jame:

- pred približno letom 1700 (± 80 let) je bil rov pretežno prazen, s sedimentom po dnu (zaobljeni balvani z daljšo osjo do 68 cm, vmes pa grob prod s peskom in glino — vzorec 10);
- med 1700—1850 (± 80 let) je bil rov zapolnjen z okoli 2 m debelimi plastmi fluvialnih sedimentov (menjava prodno-peščenih in peščeno-meljnatih plasti);
- od 1850 (± 80 let) pa do danes je voda spet odstranila predhodno odložene sedimente in danes nanaša le malo proda.

To so dejstva, ki nam jih nudi pregled sedimentov: v zadnjih stoletjih prihaja do bistvenih sprememb v sedimentaciji, voda izmenoma polni in prazni jamski rov z različnimi sedimenti, tako po sestavi kot tudi po izvoru.

Dogajanja in njihove posledice so znane, pojasniti bi bilo treba le še vzroke takih kratkotrajnih in recentnih sprememb. Tega zaenkrat še ne morem, obenem pa to že prerašča okvir tega prispevka, saj bi bilo treba preučiti predvsem dogajanja oziroma spremembe v strugi in hidrologiji potoka Vogrščka — potoka, ki teče nad jamo, ob nizkih vodah ponika na Banjščicah v kraško podzemlje, ob zelo visokem vodnem stanju pa bi lahko zatekal tudi skozi vhod v Babjo jamo.

Podrobna datacija teh plasti in morfometrija prodnikov sta dali še zanimiv "stranski proizvod" — podatek o intenzivnosti korozije apnenčevih prodnikov. Apnenčevi prodniki iz vzorca 7 so imeli v času odlaganja podobno površino, kot prodniki iz recentne sipine — gladko oziroma polirano. Danes pa je površina teh prodnikov korozijsko nagrizena, odstopanja od predvidene prvotne gladke površine so od 0,5—3 mm. Korozijsko delovanje se kaže v dveh oblikah izjedenosti površine — ponekod so kalcitne žilice v reliefu (do 0,7 mm), drugod pa so v površino izjedene do 3 mm globoke brazde. Torej je korozija v 150 letih "znižala" površje apniških prodnikov, ki so ležali pod okoli 0,5 m debelo meljnato-peščeno plastjo s precej organskih ostankov, za okoli 1 mm. Agresivna je bodisi voda, ki občasno bruha iz podzemlja in zalije profil, bodisi voda, ki kaplja s stropa in prenika skozi zgornjo plast profila.

LITERATURA IN VIRI

- Briggs, D., 1977: Sediments. 1—190, London etc.
- Habič, P., 1980: Kraško zaledje in možnosti zaščite vodnih izvirov na Goriškem. Geografske raziskave, elaborat, 1—54, Inštitut za razisk. krasa, SAZU, Postojna
- Jamski kataster, Inštitut za raziskovanje krasa, SAZU, Postojna
- Munsell Soil Color Charts, Munsell Color, Baltimore, 1975
- Pettijohn—Potter—Siever, 1972: Sand and Sandstone. I—XVI, 1—618, Berlin etc.
- Renault, Ph., 1968: Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénese. Annales de Spéléologie, t. 23, f. 3, 529—596, Moulis
- Uršič, H., 1968: Gorenji Log. Krajevni leksikon Slovenije, I, 403, Ljubljana
- White, L. E. — W. B. White, 1968: Dynamics of Sediment Transport in Limestone Caves. Bulletin NSS, 30/4, 115—129, Arlington

SEDIMENTS FROM "BABJA JAMA" NEAR MOST NA SOČI

Summary

Babja jama is a cave effluent on the left bank of Soča river (W Slovenia) near Most na Soči. The entrance opens in the steep slope of Banjšice plateau in Upper Cretaceous limestones. The entrance lies 130 m a.s.l., 30 m above Soča level.

On the transition from narrow interior channels to relatively big entrance part, the water deposits gravel, in close vicinity there are older sediments preserved.

Recent gravel lies in form of bank, inclination 28—33°. It is composed by limestones and by chert pebbles in smaller degree (under 10%). There is little sand among them, thinner material does not exist.

Older sediments are preserved in 2 m high profile near the passage wall. It is composed by alternating gravel-sand and sand-silt layers. In thin granulated layers there are 35—40% of carbonates and about 10% of organic remains. Beech-tree (*Fagus sylvatica*) and hazel-tree (*Corylus avellana*) branches prevail, there are a lot of pollen too. After 14C method the age of lower thin granulated layer (2) was dated to 317 ± 80 , of higher (8) to 148 ± 80 years.

On the sediment base we can state 3 cycles in last 300 years in the cave:

- about to 1700 the passage was almost empty, just on the bottom there were up to 68 cm long, big rounded rocks, among them coarse gravel with sand and loam (sample 10);
- among 1700—1850 the passage was filled by 2 m thick sediment (alternating gravel-sand and sand-silt layers);
- from 1850 up today water removed this sediment and actually it is deposited a little gravel (cross-section autoregulation).

Recent gravel is deposited by the water from the underground, while thin-granulated fraction in older profile came from the surface through the entrance and not from the underground. The reason of such great changes in such a short time is not yet explained.

ACTA CARSOLOGICA
KRASOSLOVNI ZBORNIK

X.
1981

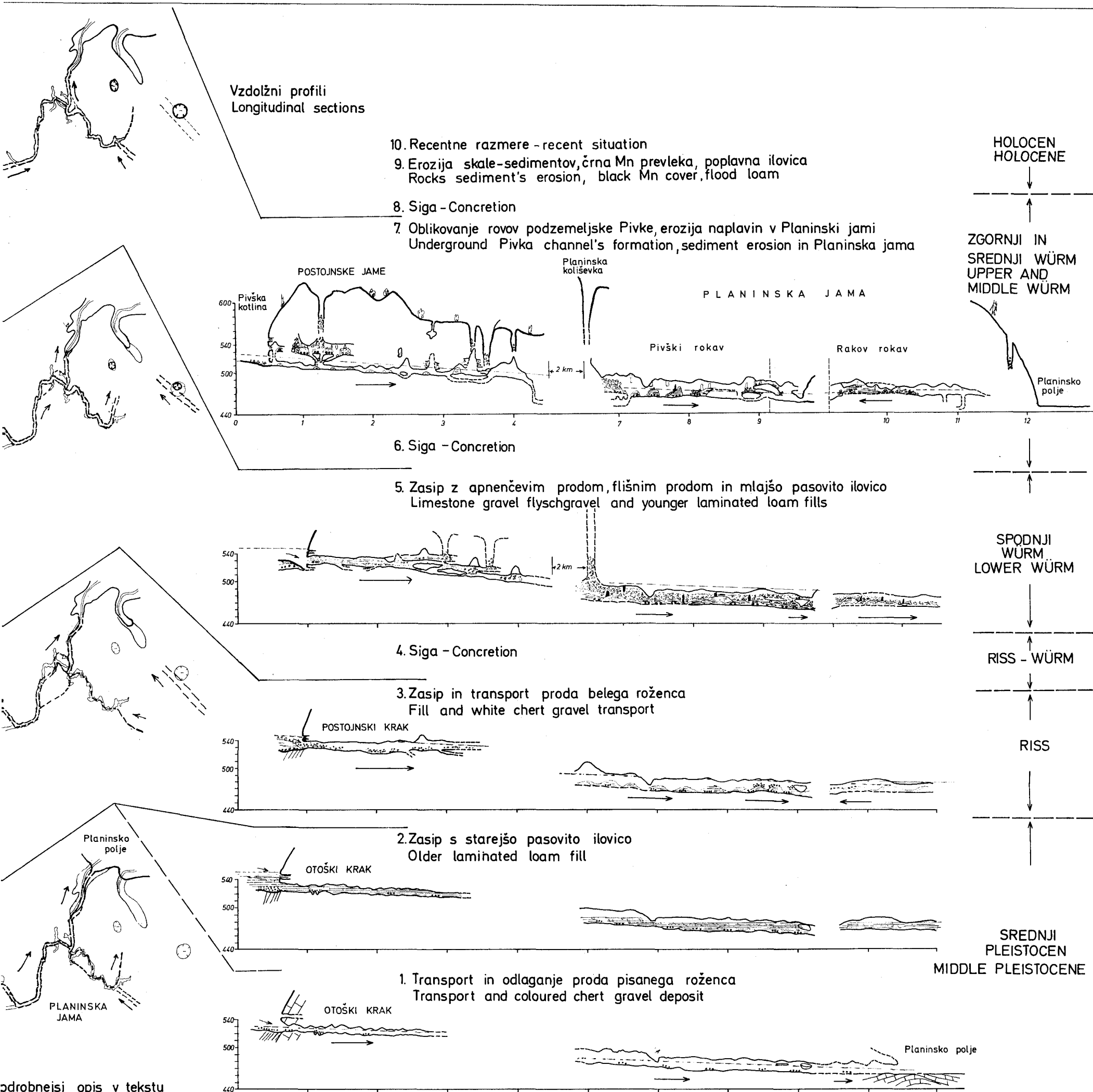
Izdala
Slovenska akademija znanosti in umetnosti
v Ljubljani

Stavek in montaža
Partizanska knjiga

Natisnila
Tiskarna Ljubljana

V Ljubljani
1982

Naklada 1200 izvodov



RAZVOJNE STOPNJE POSTOJNSKEGA JAMSKEGA SISTEMA V KVARTARJU
Shematski prikaz poglavitnih stopenj sistema v tlorisu in vzdolžnem profilu
Development phases of Postojna cave system in Quaternary
Sketch of main system phases in plan and longitudinal section

Tlorisi - Ground plans

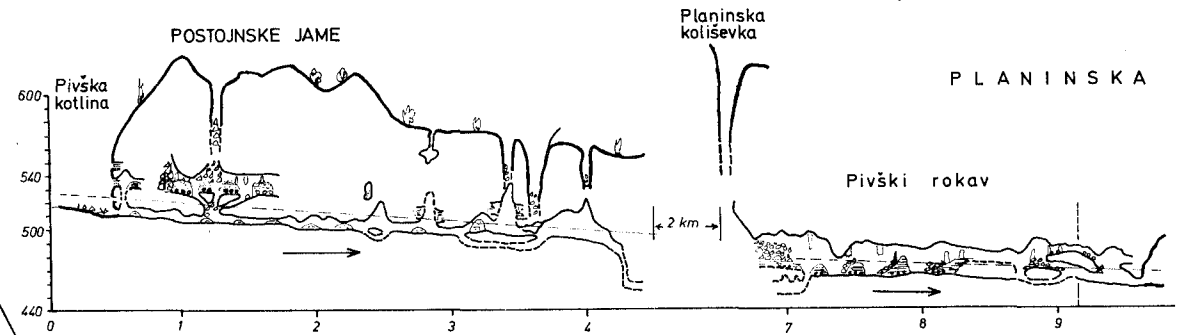
Vzdolžni profili
Longitudinal sections

10. Recentne razmere - recent situation

9. Erozija skale-sedimentov, črna Mn prevleka, poplavna ilovica
Rocks sediment's erosion, black Mn cover, flood loam

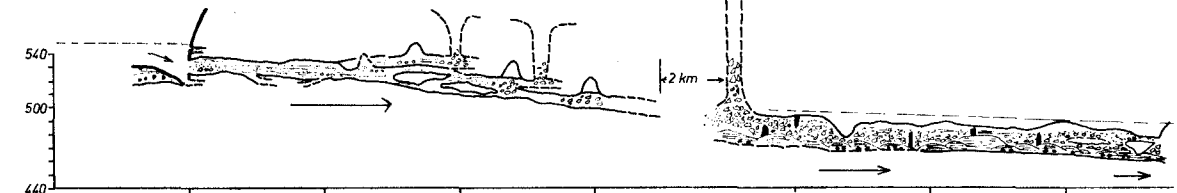
8. Siga - Concretion

7. Oblikovanje rogov podzemelske Pivke, erozija naplavin v Planinski
Underground Pivka channel's formation, sediment erosion in Planinsko



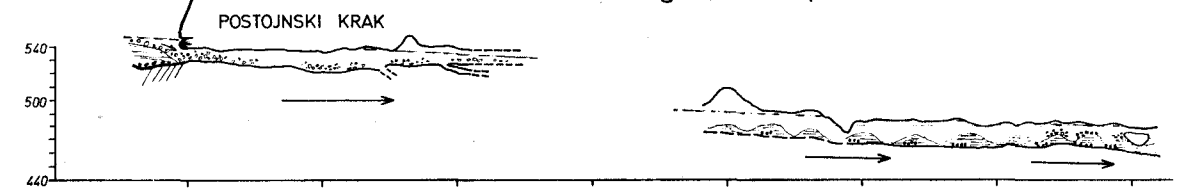
6. Siga - Concretion

5. Zasip z apnenčevim prodom, flišnim prodom in mlajšo pasco
Limestone gravel flyschgravel and younger laminated loam fill

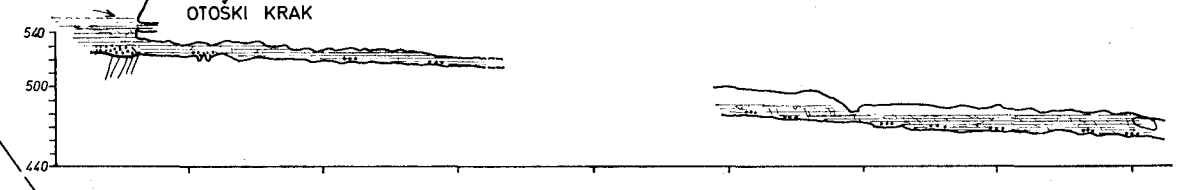


4. Siga - Concretion

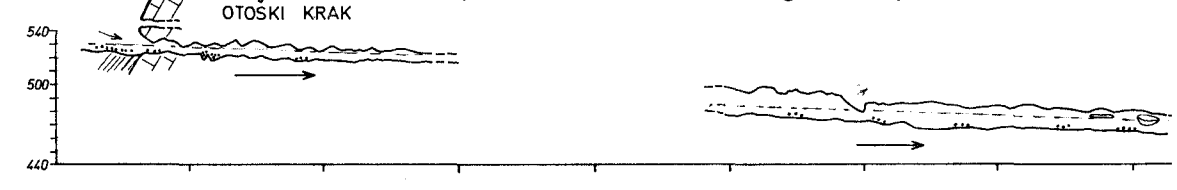
3. Zasip in transport proda belega roženca
Fill and white chert gravel transport



2. Zasip s starejšo pasovito ilovico
Older laminated loam fill

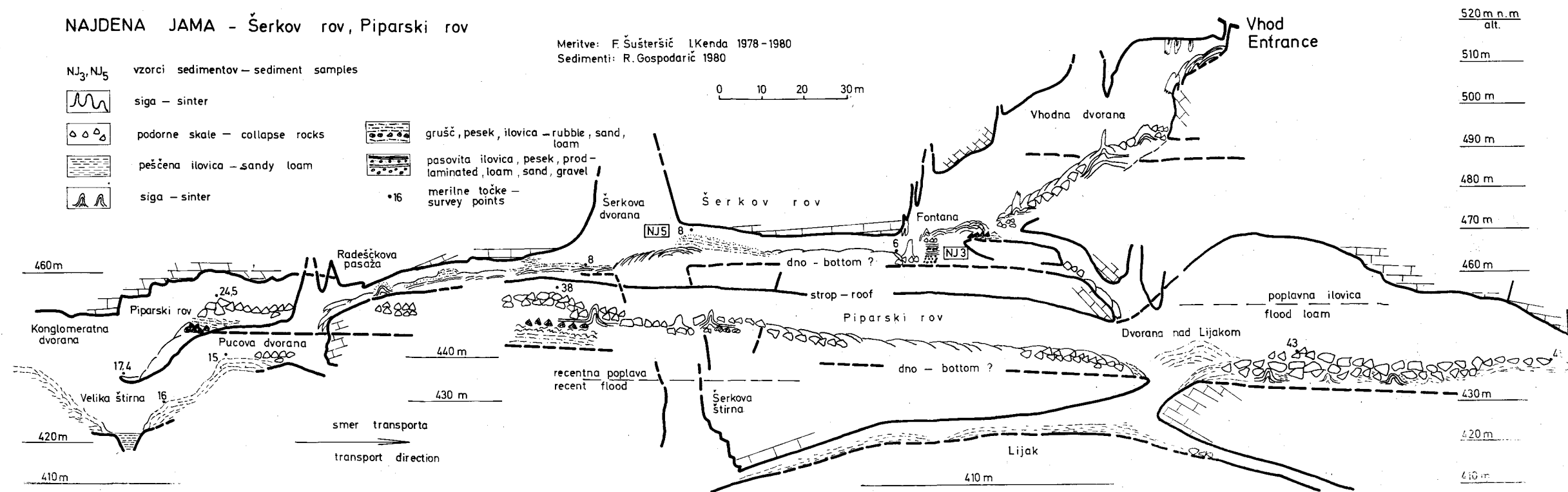


1. Transport in odlaganje proda pisanega roženca
Transport and coloured chert gravel deposit



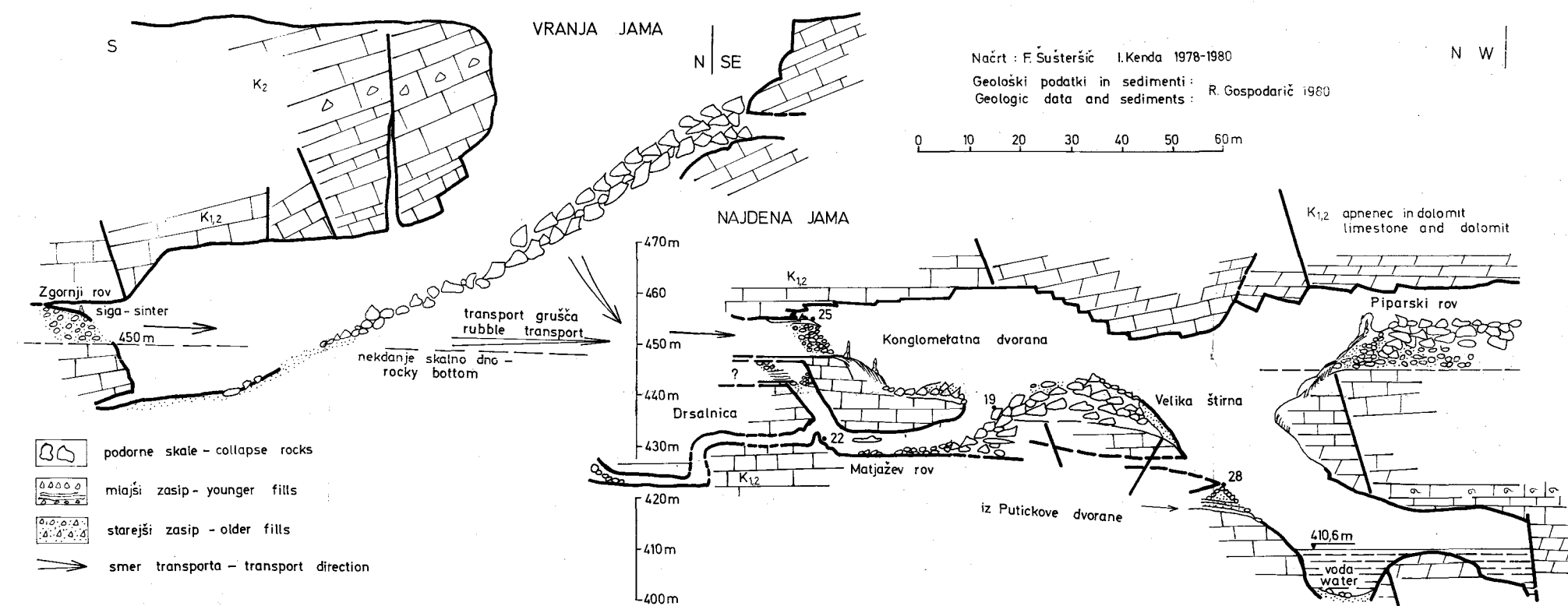
Podrobnejši opis v tekstu
Detail description in the text

RAZVOJNE STOPNJE POSTOJNSKEGA JAMSKEGA SISTEMA
Shematski prikaz poglavitnih stopenj sistema v tlorisu in vz
Development phases of Postojna cave system in Quaternary
Sketch of main system phases in plan and longitudinal section



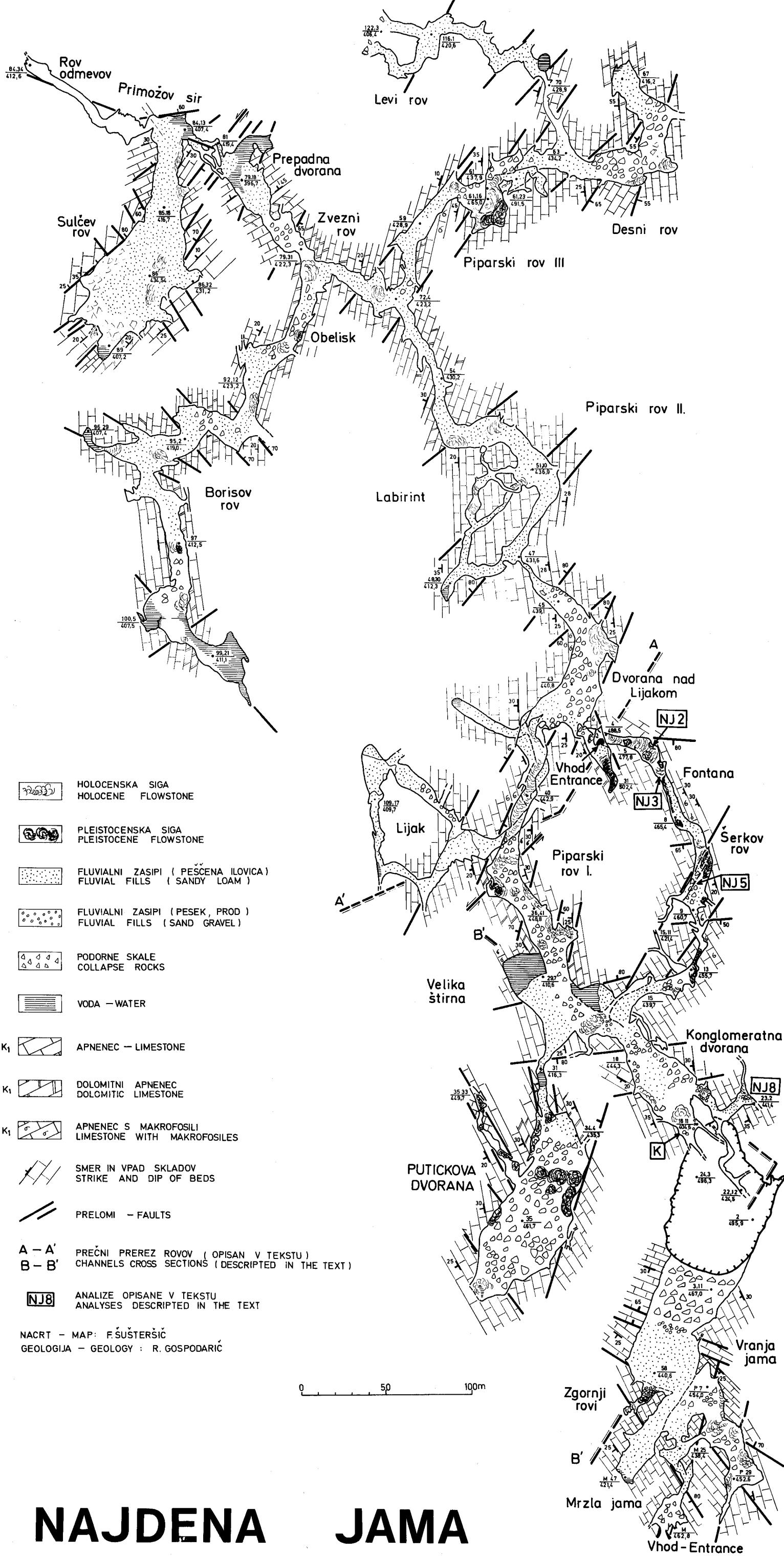
NAJDENA JAMA IN VRANJA JAMA

Nahajališča mlajših in starejših zasipov - Locations of younger and older fills



Slika 1. Najdena jama in Vranja jama, vzdolžni prerezi rogov, kjer je največ ohranjenih naplavin

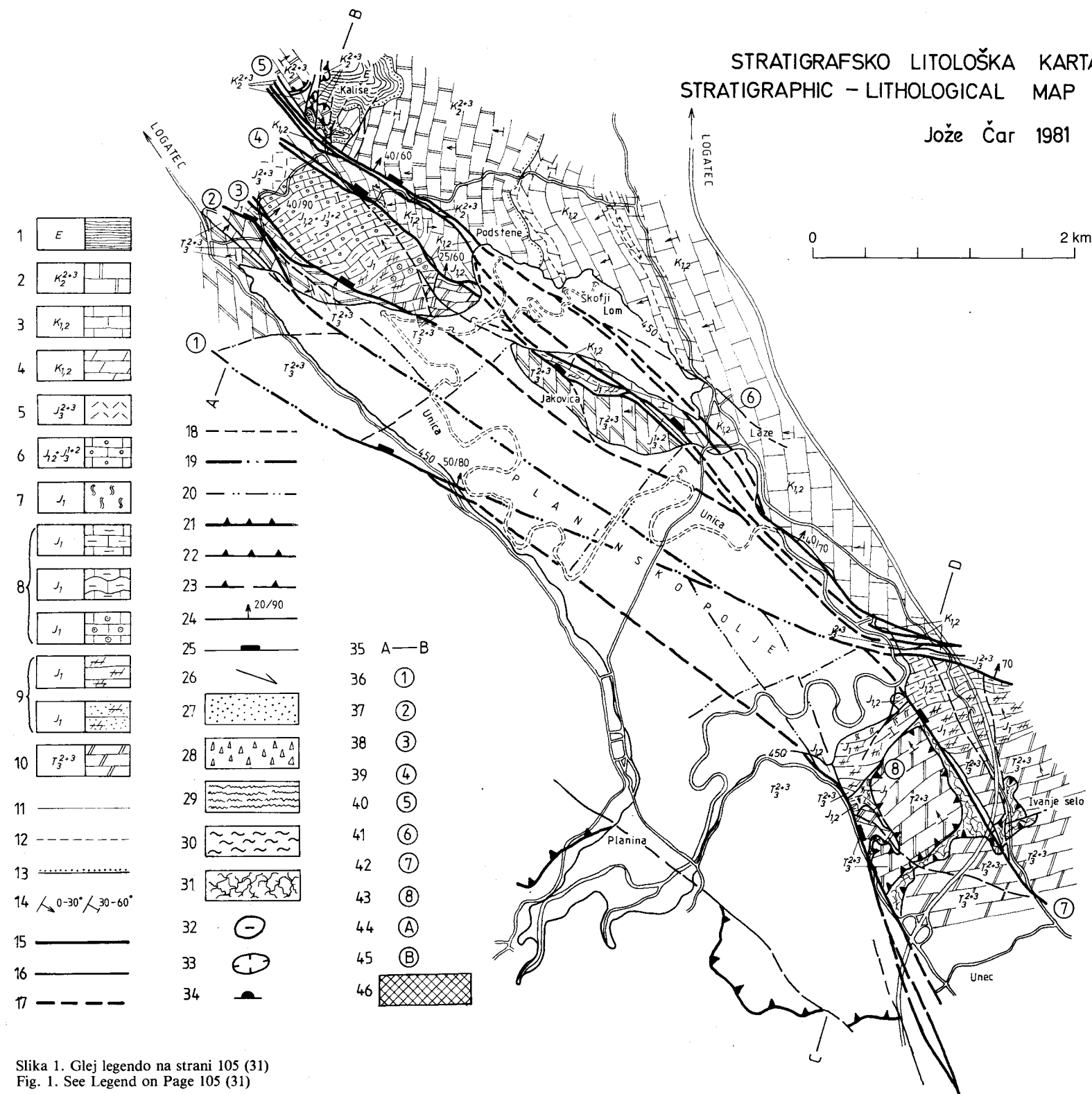
Fig. 1. Najdena jama and Vranja jama, longitudinal sections of channels where the fills are preserved the best



NAJDENA JAMA

Slika 3. Geološka karta Najdene jame
Fig. 3. Geologic map of Najdena jama

Jože Čar 1981



Slika 1. Glej legendo na strani 105 (31)
Fig. 1. See Legend on Page 105 (31)

TEKTONSKA KARTA - TECTONIC MAP

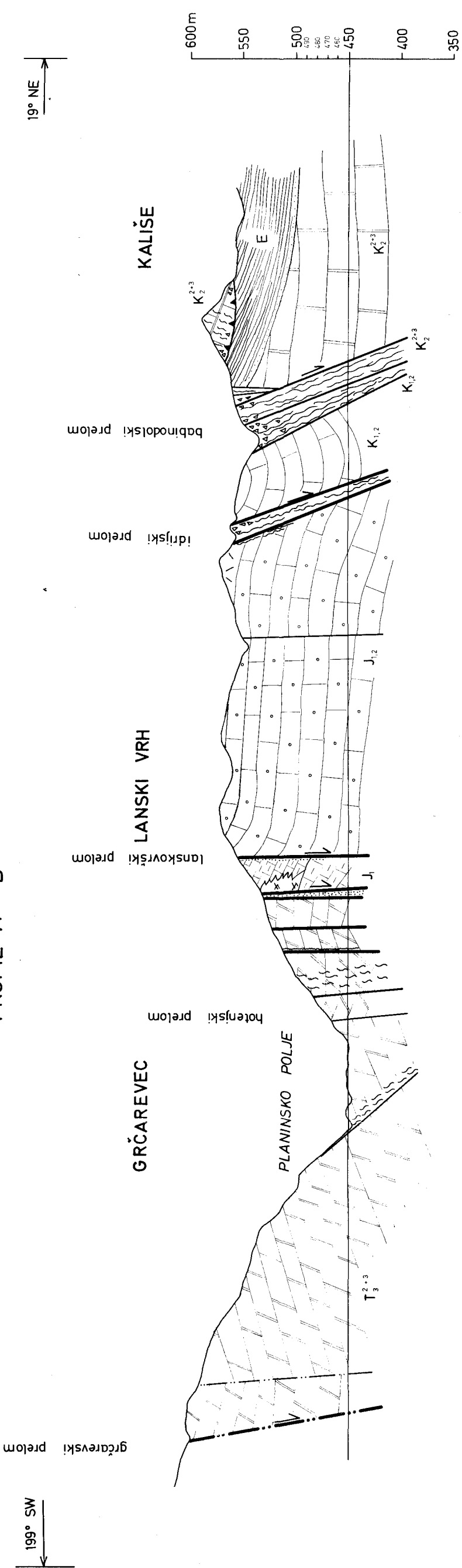
TEKTONSKA RAJONIZACIJA - TECTONIC REGIONS

	Koševniška vmesna (uska) Koševnik interjacent slice
	Hruški pokrov Hrušica nappe
	Unška narivna enota Unec over-thrust unit
	Ivanjeselska narivna enota Ivanje selo over-thrust unit
	Hruški pokrov Hrušica nappe
	Snežniška narivna gruda Snežnik thrust sheet

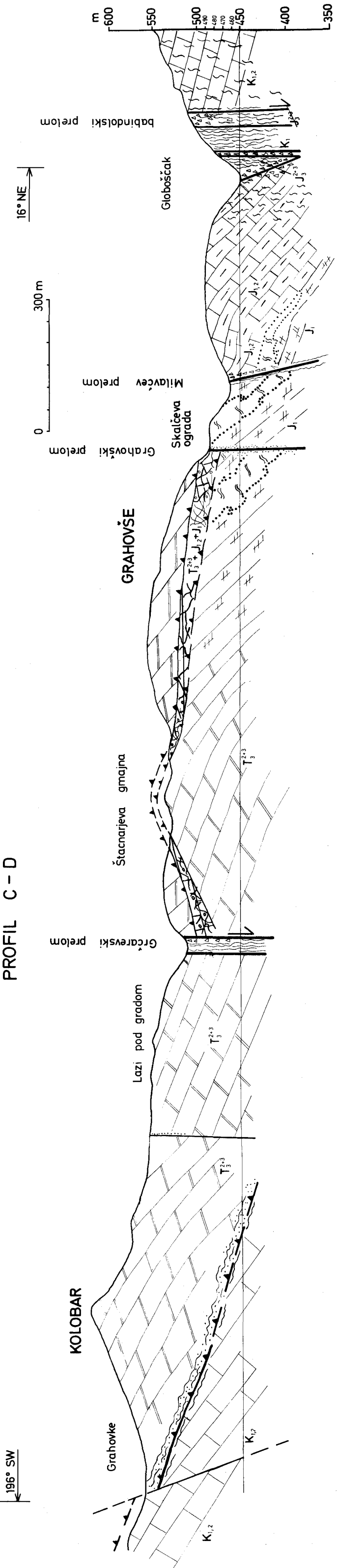
Slika 1. Glej legendo na strani 105 (31)
Fig. 1. See Legend on Page 105 (31)

Slika 3.
Fig. 3.

PROFIL A - B



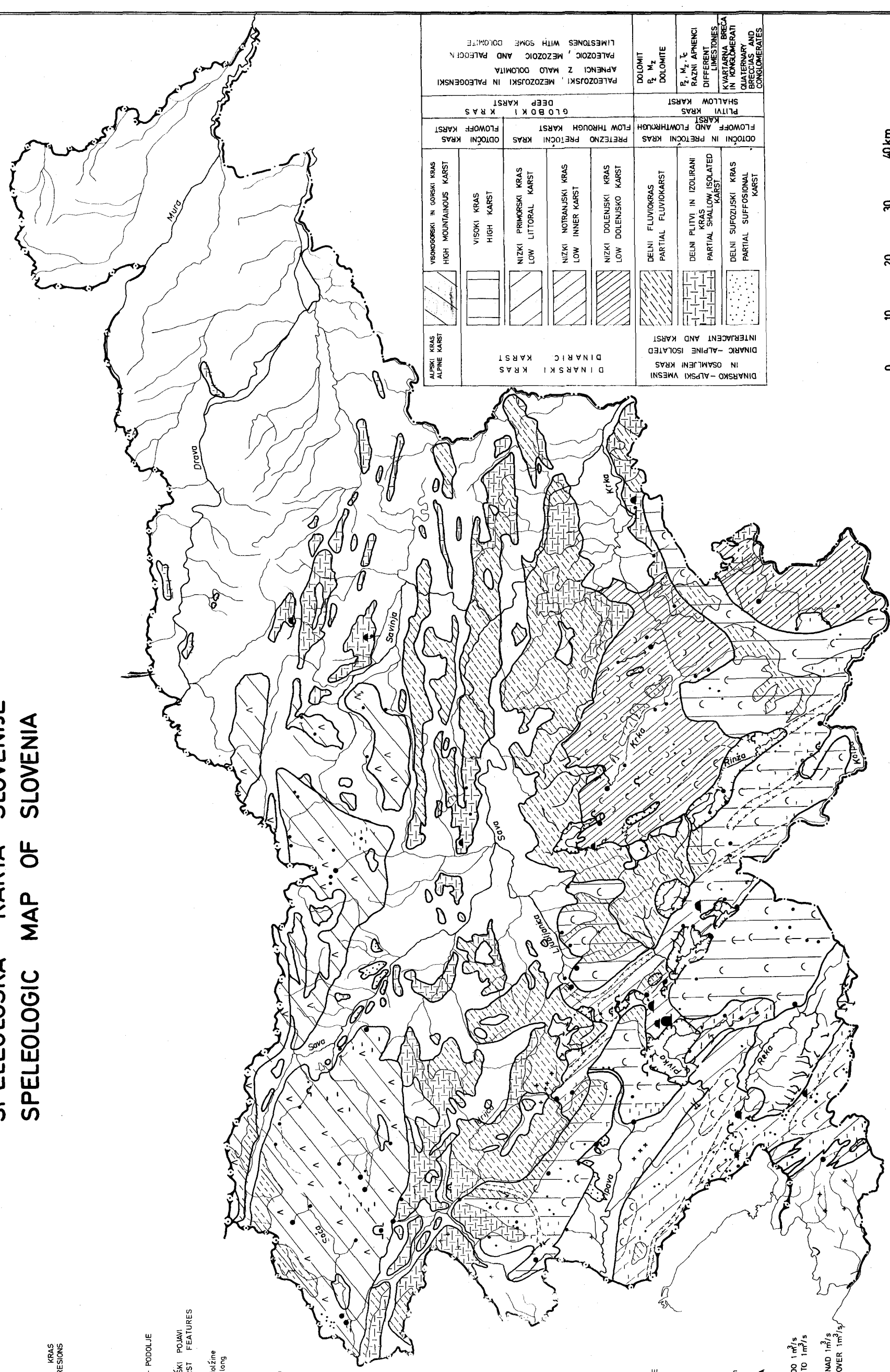
PROFIL C - D



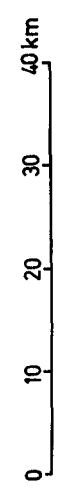
SPELEOLOŠKA KARTA SLOVENIJE SPELEOLOGIC MAP OF SLOVENIA

- ^ ^ PRISTRENI VRHOVI
SHARP CONE HILLS
- ~ ~ KOPASTI VRHOVI
CONE HILLS
- ~ ~ KOPASTO - DOLASTI KRAS
CONE HILLS DEPRESSIONS
- == KRAŠKI RAVNIK
KARST PLATEAU
- KRAŠKO POLJE
KARST POLJE
- SUHA DOLINA - PODOLJE
DRY VALLEY
- + + POSAMEZNI KRAŠKI POJAVI
INDIVIDUAL KARST FEATURES
- JAMA 1 - 5 km dolžine
CAVE 1 - 5 km long
- 5 - 10 km
- nad - over 10 km

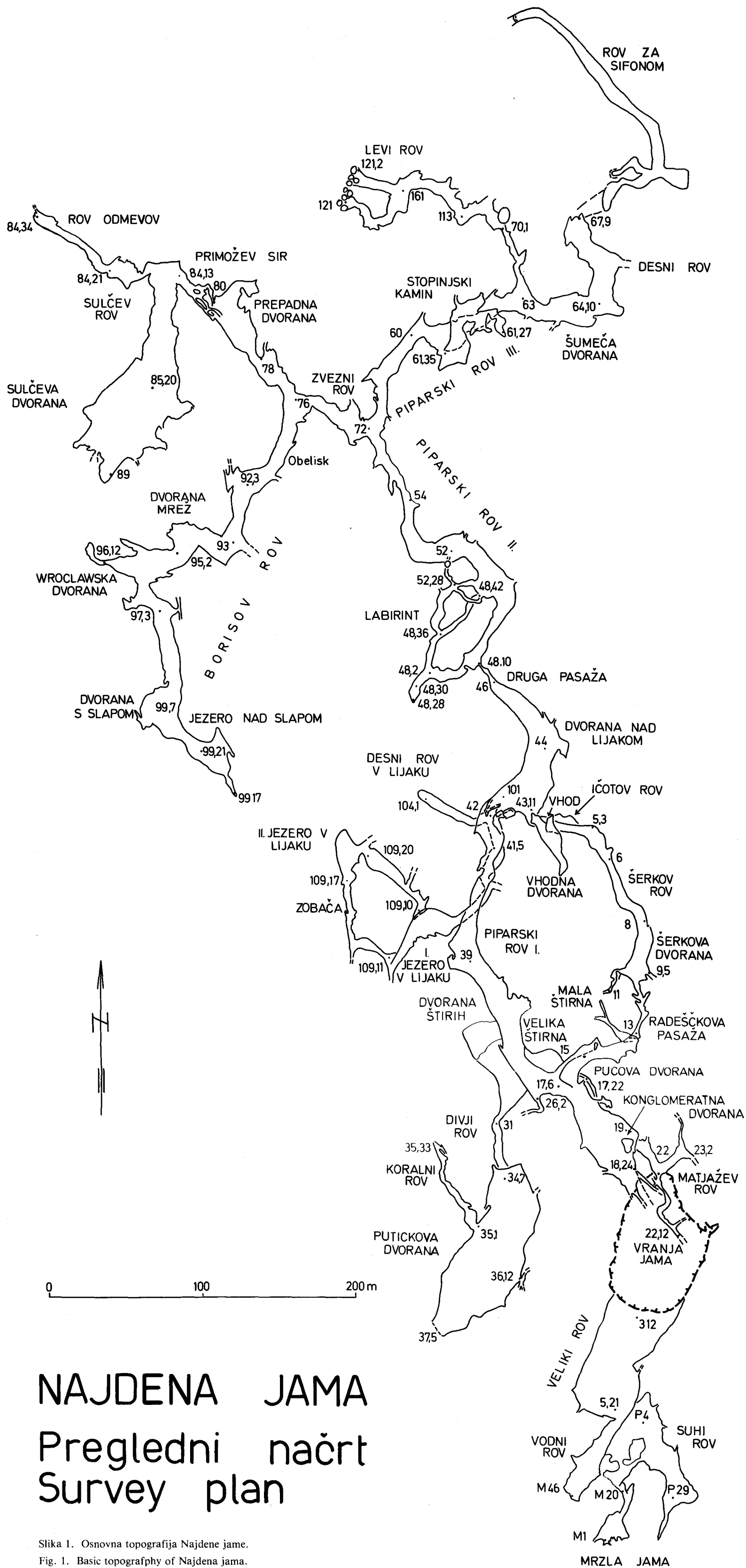
- BREZNO - POTHOLE
GLOBINA - DEEP
100 - 200 m
- 201 - 500 m
- NAD - OVER 501 m
- TURISTIČNA JAMA
SHOW CAVE
- KRAŠKI IZVIR DO 1 m³/s
KARST SPRING TO 1 m³/s
- KRAŠKI IZVIR NAD 1 m³/s
KARST SPRING OVER 1 m³/s
- PONIKALNICA
SINKING RIVER



ALPSKI KRAS ALPINE KARST	VISOKI KRAS HIGH KARST	NIZKI PRIMORSKI KRAS LOW LITTORAL KARST	NIZKI NOTRANJSKI KRAS LOW INNER KARST	NIZKI DOLENJSKI KRAS LOW DOLENJSKO KARST	DELNI FLUVIOKRAS PARTIAL FLUVIOKARST	DELNI PLITVI IN IZOLIRANI KRAS PARTIAL SHALLOW ISOLATED KARST	DELNI SUPOZIJSKI KRAS PARTIAL SUFFOSIONAL KARST	DINARSKI KRAS DINARIC KARST	DINARSKO - ALPSKI VMESNI IN OSAMLJENI KRAS INTERACCENT AND KARST	ODTOČNI IN PRETOČNI KRAS FLOWOFF AND FLOWTHROUGH KARST	PLITVI KRAS SHALLOW KARST	GLOBALNI KRAS DEEP KARST	PALEOZOJSKI, MEZOZOJSKI IN PALEOGENSKI APNENCI Z MALO DOLOMITA PALEOZOIC, MEZOZOIC AND PALEOGEN LIMESTONES WITH SOME DOLOMITE
VISOKOGORSKI IN GORSKI KRAS HIGH MOUNTAINOUS KARST													

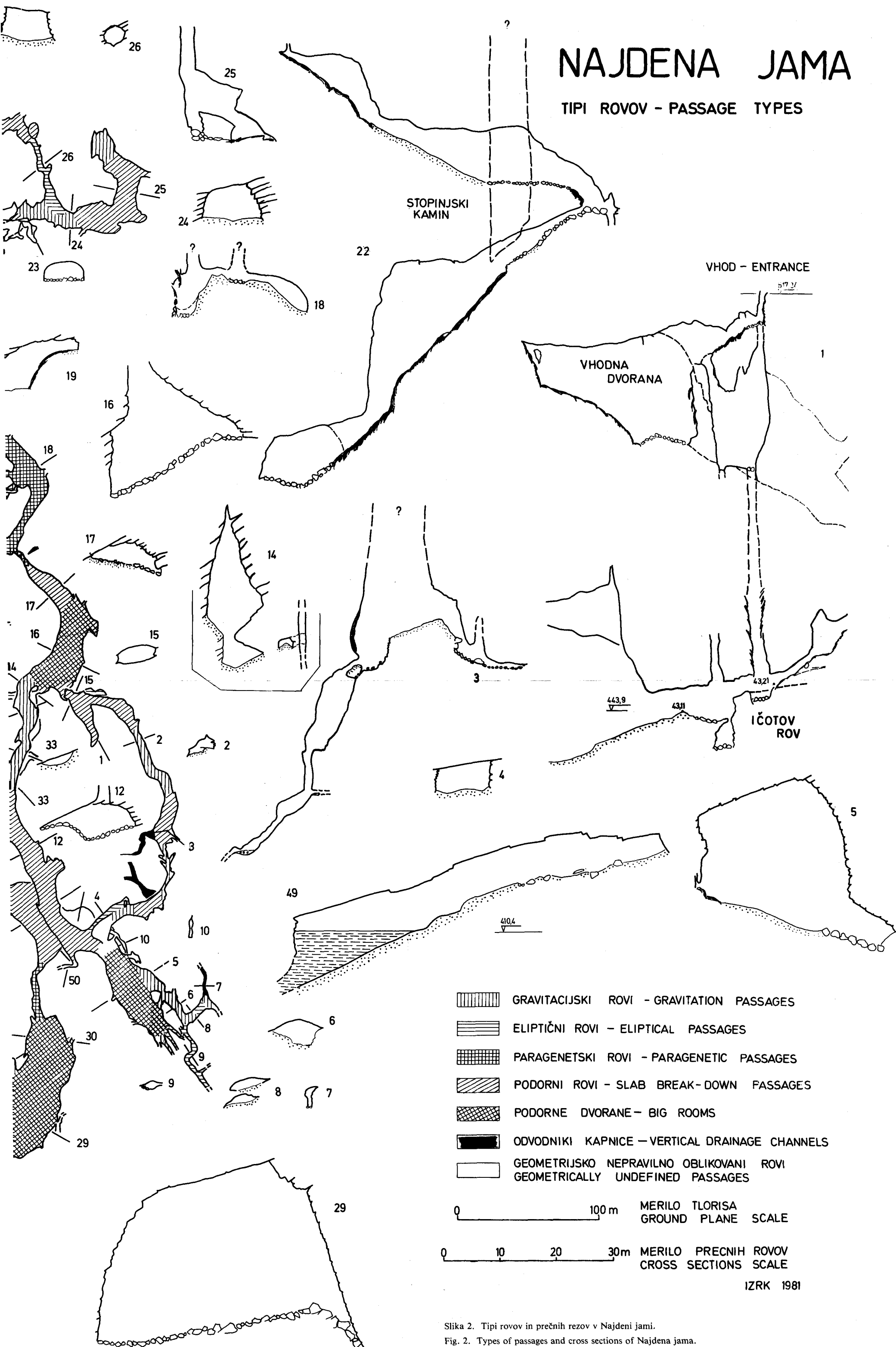


PO OSNOVNI SPELEOLOŠKI KARTI SLOVENIJE
ACCORDING TO BASIC SPELEOLOGIC MAP OF SLOVENIA
P. HABIČ 1981 IZRK - SAZU



Slika 1. Osnovna topografija Najdene jame.
 Fig. 1. Basic topography of Najdena jama.

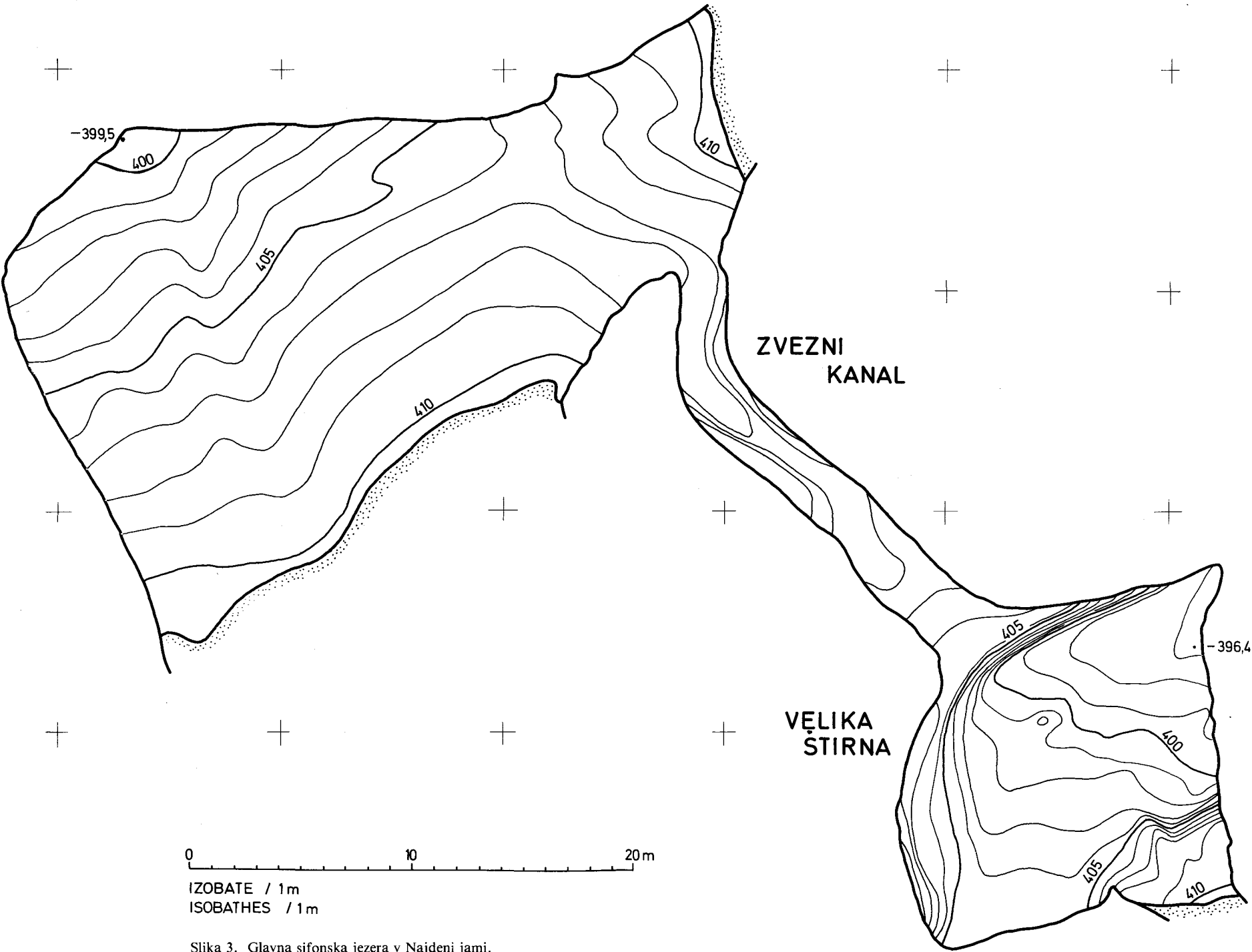




Slika 2. Tipi rogov in prečnih rezov v Najdeni jami.

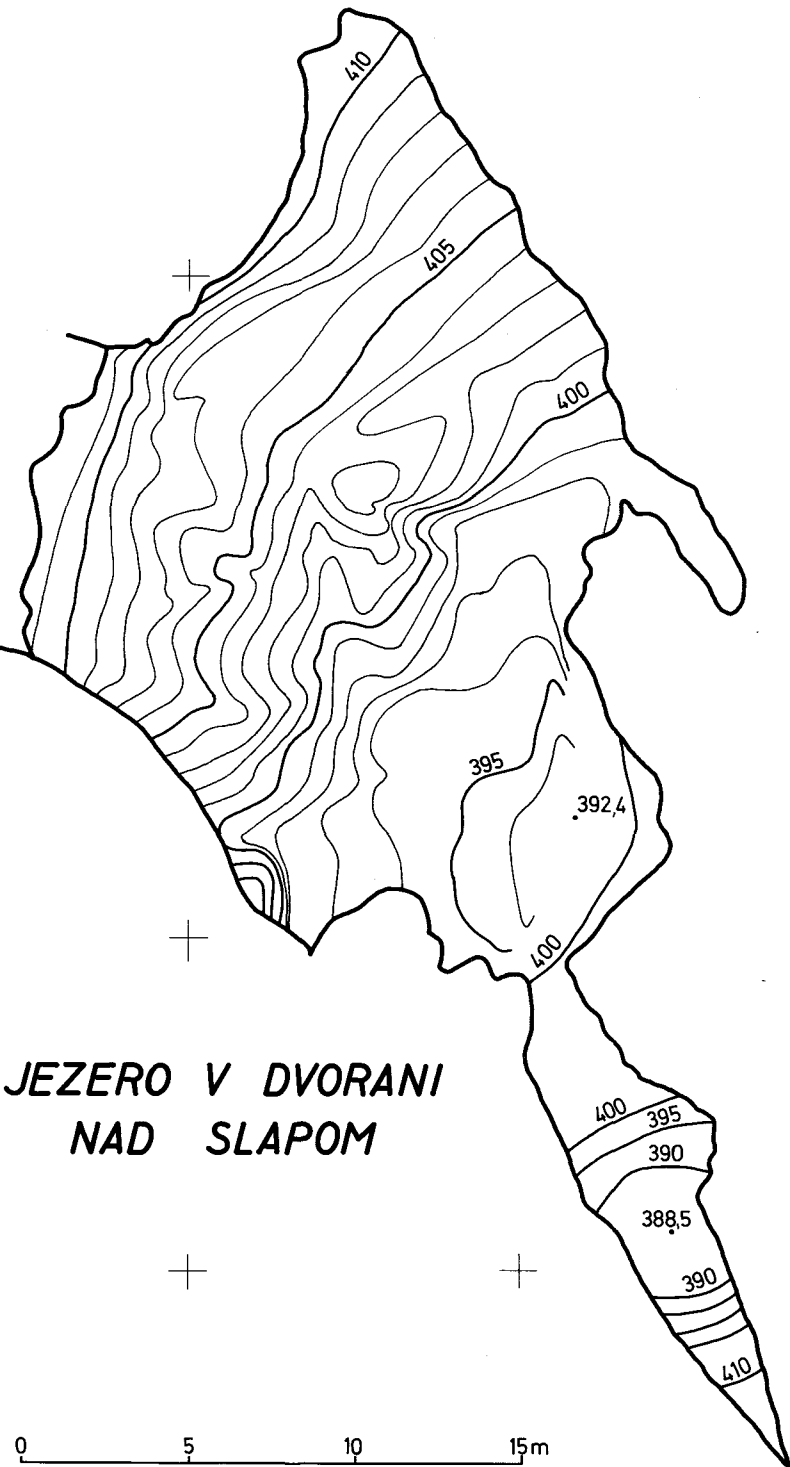
Fig. 2. Types of passages and cross sections of Najdena jama.

JEZERO V DVORANI ŠTIRIH



Slika 3. Glavna sifonska jezera v Najdeni jami.
Fig. 3. Main siphon lakes in Najdena jama.

**JEZERO V DVORANI
NAD SLAPOM**



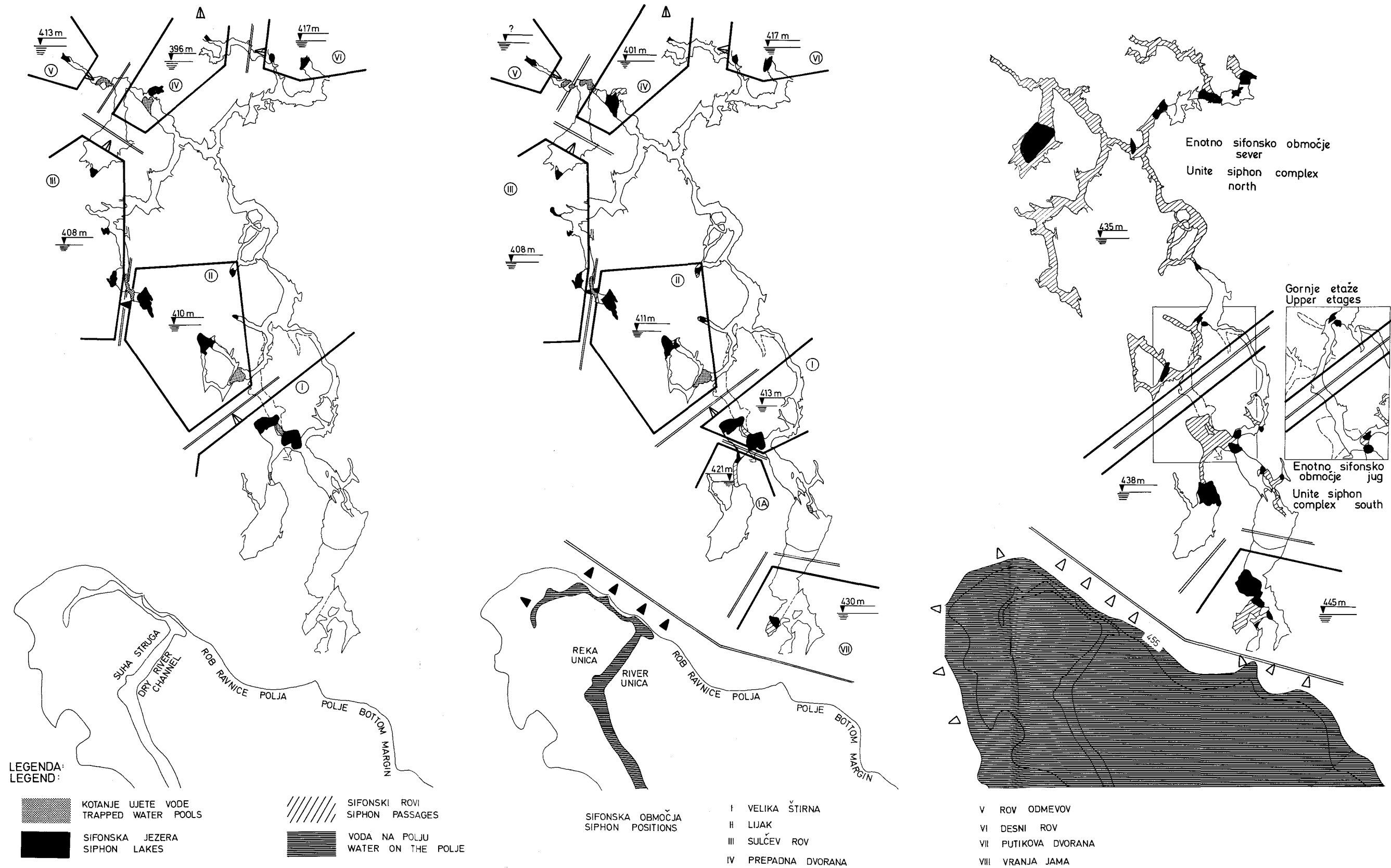
NAJDENA JAMA

NIZKI VODOSTAJ
LOW WATER LEVEL

HIDRAVLICNA STANJA - HYDRAULIC STATES

SREDNJI VODOSTAJ
MIDDLE WATER LEVEL

VISOKI VODOSTAJ
HIGH WATER LEVEL

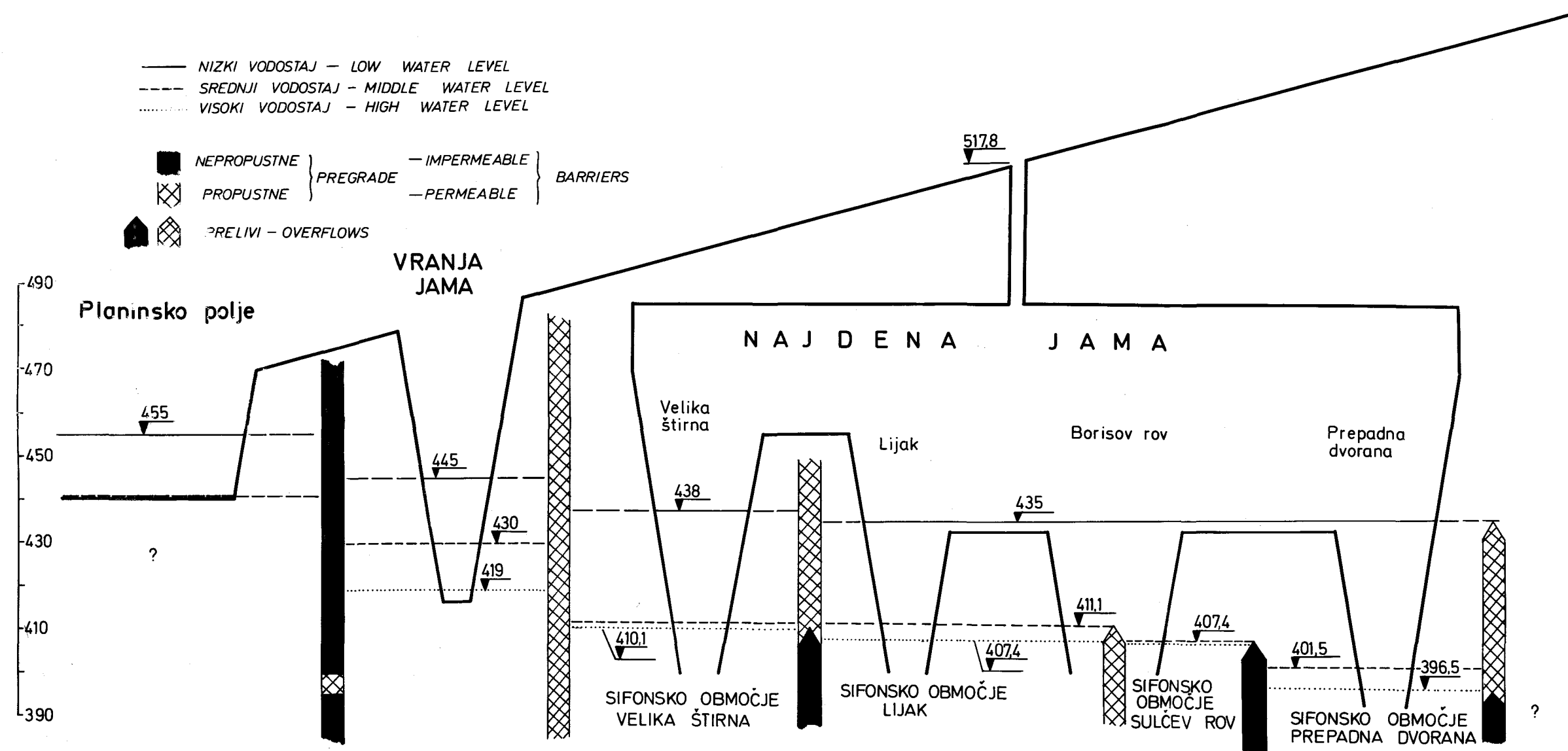


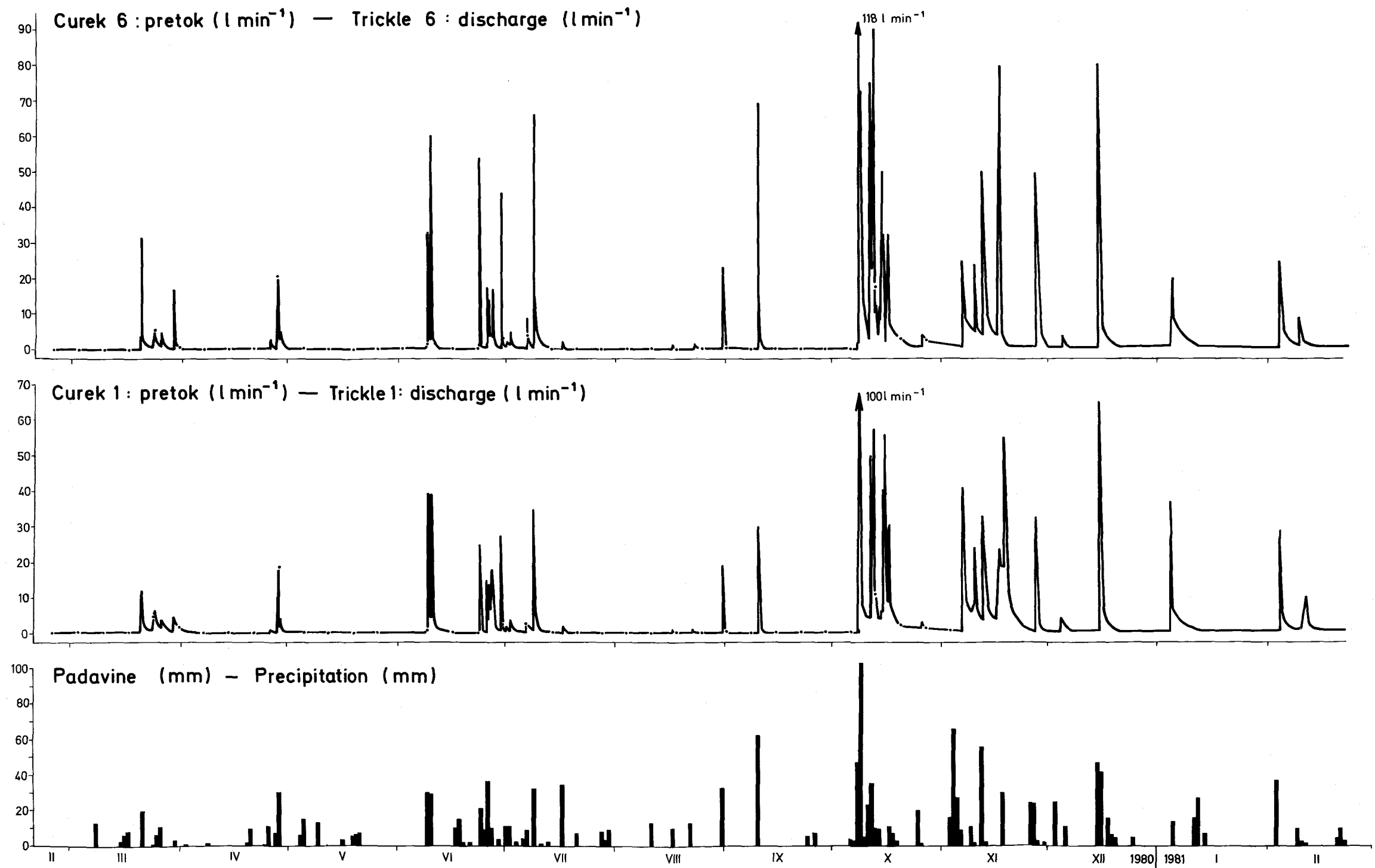
Slika 4. Soodvisnost vodostajev na Planinskem polju in v Najdeni jami.

Fig. 4. Covariation of water levels in Planina polje and in Najdena jama.

HIDRAVLICNI SISTEM NAJDENE JAME Hydraulic system of Najdena jama

Slika 5.
Fig. 5.





Slika 1. Letni potek padavin ter pretoka curkov 1 in 6 v Planinski jami v obdobju 1980/81
 Fig. 1. Annual Precipitation Course and Discharge of Tricles 1 and 6 in Planina Cave in the Observation Year 1980/81