

**ГЕОГРАФСКИ ИНСТИТУТ „ЈОВАН ЦВИЈИЋ“  
СРПСКА АКАДЕМИЈА НАУКА И УМЕТНОСТИ**

**Јелена Ћалић**

**КОНТАКТНЕ И СТРУКТУРНЕ ОДЛИКЕ  
КАРСТА ЦЕВРИНСКЕ ГРЕДЕ**



Јелена Ћалић

КОНТАКТНЕ И СТРУКТУРНЕ ОДЛИКЕ  
КАРСТА ЦЕВРИНСКЕ ГРЕДЕ

Београд

2008

GEOGRAPHIC INSTITUTE "JOVAN CVIJIĆ"  
SERBIAN ACADEMY OF SCIENCES AND ARTS

SPECIAL ISSUES  
No. 72

Jelena Čalić

KARST OF THE RIDGE DŽEVRIŃSKA GREDA -  
CONTACT FEATURES  
AND STRUCTURAL CHARACTERISTICS

**BELGRADE**  
**2008**

ГЕОГРАФСКИ ИНСТИТУТ „ЈОВАН ЦВИЈИЋ”  
СРПСКЕ АКАДЕМИЈЕ НАУКА И УМЕТНОСТИ

ПОСЕБНА ИЗДАЊА  
КЊИГА 72

Јелена Ћалић

КОНТАКТНЕ И СТРУКТУРНЕ ОДЛИКЕ  
КАРСТА ЦЕВРИНСКЕ ГРЕДЕ

БЕОГРАД  
2008

ЗА ИЗДАВАЧА  
др Јасмина Ђорђевић

FOR THE PUBLISHER  
dr Jasmina Đorđević

Прихваћено на седници  
Редакционог одбора Института  
22. јуна 2007.

Accepted at the meeting of the  
Editorial Board of the Institute  
on June 22nd, 2007

УРЕДНИК  
др Марина Тодоровић

EDITOR  
dr Marina Todorović

РЕДАКЦИОНИ ОДБОР  
др Јасмина Ђорђевић  
др Марина Тодоровић  
др Мирчета Вемић  
др Милан Радовановић  
др Жељко Бјелјац  
др Иван Поповић

EDITORIAL BOARD  
dr Jasmina Đorđević  
dr Marina Todorović  
dr Mirčeta Vemić  
dr Milan Radovanović  
dr Željko Bjeljac  
dr Ivan Popović

РЕЦЕНЗЕНТИ  
Проф. др Предраг Манојловић  
Проф. др Душан Гавриловић

REVIEWERS  
Prof. Predrag Manojlović  
Prof. Dušan Gavrilović

ПРЕВОД НА ЕНГЛЕСКИ ЈЕЗИК  
И ТЕХНИЧКА ПРИПРЕМА  
мр Јелена Ћалић

ENGLISH TRANSLATIONS  
AND PRE-PRESS EDITING  
Jelena Čalić

ШТАМПАЊЕ ОВЕ ПУБЛИКАЦИЈЕ  
ОМОГУЋИЛО ЈЕ  
МИНИСТАРСТВО НАУКЕ  
РЕПУБЛИКЕ СРБИЈЕ

PRINTING OF THIS BOOK  
WAS FINANCED BY THE  
MINISTRY OF SCIENCE  
OF THE REPUBLIC OF SERBIA

ТИРАЖ: 300

CIRCULATION: 300

ШТАМПА  
Форма Б, Београд

PRINTED BY  
Forma B, Belgrade

# САДРЖАЈ

Увод	7
Појам контактнoг карста	9
Цевринска греда: опште геолошке, геоморфолошке и карстолошке одлике	21
Регионални прикази са геоморфолошким карактеристикама	36
Цеврински камен	36
Предео Кашајне	39
Средњи део греде, са источним кречњачким изданцима	53
Предео Дрењара	68
Јужни део греде, у сливу Реке	101
Кинематика Цевринског раседа и њен утицај на еволуцију карста	105
Хидролошке карактеристике	131
Закључци, дискусија и нерешена питања	149
Литература	156
Summary	162

Фотографије на корицама:

насловна страница: вертикални канал “Котурачина рупа” у пећини Дрењарски систем

последња страница: калцитни слојеви балдахинског салива у Главном каналу пећине Дрењарски систем

(фото: Ј. Ћалић)

Cover photos:

front cover: vertical shaft “Koturačina rupa” in the cave Drenjarski sistem

back cover: layers of overhanging flowstone in the Main passage of the cave Drenjarski Sistem

(photos: J. Čalić)

## УВОД

Карст Источне Србије у великој мери има одлике контактнoг карста. Иако су до сада објављени бројни резултати и студије о истраживањима карстних терена Источне Србије, приметно је да постоји потреба детаљнијег и темељитијег теоријског дефинисања контактнoг карста. Исто тако, показала се и потреба целовитијег тумачења значаја структурних елемената у развоју карста, који су у претходним геоморфолошким истраживањима код нас били неоправдано запостављени.

Карст Џевринске греде у североисточној Србији представља идеалан полигон на коме се испреплићу типичне карактеристике контактнoг карста и веома јак утицај тектонских структура.

На терену су извршена општа карстолошка (укључујући и хидролошка), као и детаљна спелеолошка истраживања. Притом је у значајној мери укључена и структурна анализа, за коју се показало да је неопходна за адекватно разумевање карста. Топографско снимање спелеолошких објеката вршено је помоћу компаса “Suunto”, са тачношћу од 1°, а мерења у оквиру структурне анализе рађена су геолошким компасом марке “Clag”. Приликом израде нацрта спелеолошких објеката коришћена је званична листа симбола коју је усвојила Међународна спелеолошка унија (UIS). За све видове површинског картирања коришћене су топографске основе у размери 1:25000. У оквиру хидролошких истраживања, вршена су осматрања протицаја, мерење температуре и кондуктивности, као и основне хемијске анализе воде. Приликом рачунарске обраде података, осим уобичајених програмских пакета за опште намене, коришћени су и мањи пакети и апликације за обраду специфичних података (OnStation, R2V, Surfer, Landserf, StereoNett). За одређивање прецизних координата појединих објеката употребљен је GPS уређај “Garmin 12 XL”, са тачношћу података од 10-15 m.

Пре почетка ових истраживања, геоморфологија карста Џевринске греде готово уопште није била обрађивана у литератури. Једини објављен рад био је кратки прилог о тунелској пећини Велика Пештера на реци Кашајни (Гавриловић, 1988). Хидрогеолошка истраживања била су обимнија, али само у оквиру истраживања ширег терена (Филиповић и сар. 1985, Драгишић и сар. 1988). У области опште геологије, постоји велик број радова који третирају терене источно и западно од Џевринске греде, док су помињања самог кречњачког гребена и његових карактеристика релативно ретка, иако се у неким радовима могу наћи (Грубих, 1967, 1992, 1997). Што се тиче



спелеолошких истраживања, у области око Петровог села неколико мањих пећина истражили су спелеолози из планинарског друштва “Љуба Нешић” из Зајечара (истраживања водио В. Божиновић, резултати нису објављени). Пећине су посећивали планинари из Кладова, као и локално становништво (браћа Ивица и Драган Степановић ушли су у пећину Дрењарски систем у дужини од око 1,5 km).

Почетак систематских спелеолошких истраживања везан је за активност Академског спелеолошко-алпинистичког клуба из Београда, почевши од 1997. године. Као члан овог клуба, учествовала сам у спелеолошким истраживањима чији резултати су, између осталог, приказани у овој књизи, те се искрено захваљујем клупским колегама на помоћи и сарадњи.

Неки од резултата истраживања су објављени у научној и стручној литератури (Ћалић-Љубојевић, 2001; Ћалић-Љубојевић и Љубојевић, 2002), док су детаљни резултати обједињени у магистарској тези “Контактни карст Цевринске греде” (Ћалић-Љубојевић, 2003).

## ПОЈАМ КОНТАКТНОГ КАРСТА

Контактни карст је тип карста који се развија дуж линија контакта карбонатних и некарбонатних (карстних и некарстних) стена, односно тамо где воде са терена са флувијалним рељефом дотичу на карст. Те алохтоне воде (за разлику од аутохтоних, којима се карст прихрањује директно од падавина) својом количином, концентрисаним дотоком (уместо за карст карактеристичног дисперзног), наносом и хемијским својствима, модификују карстни рељеф на својствен начин. Рељеф који се развија у оваквим условима може имати извесне одлике флувијалног, али карстне појаве су у њему ипак доминантне. Најкарактеристичнија хидролошка појава контактног карста (тачније, његовог узводног руба) је понор, са одговарајућим обликом рељефа – слепом долином, те у многим случајевима, понорском пећином.

У домаћој литератури (у овом случају се под тим подразумева простор претходне Југославије, јер су цитирани извори у то време објављени) појам контактног карста као теоријске категорије ушао је у употребу знатно касније него што су обрађиване саме појаве које том типу карста заправо припадају.

Једно од првих домаћих теоријских разматрања морфолошких процеса на контакту карстних и некарстних стена даје Roglić (1959, 1965). Он уводи појам флувиокарста (тј. “флувиокрша”), објашњавајући специфичне појаве на унутрашњем подножју Динарида, где стене прелазних особина (лапоровити кречњаци и доломити тријаске старости), иако карбонатног састава, показују извесне некарстне карактеристике – нпр. подложност површинском распадању и спирању, те у извесној мери, постојање површинских водених токова. Roglić наглашава да се при том не ради о временском смењивању флувијалне и карстне ерозије, као што су неки претходни аутори заступали, већ само о просторном контакту два морфогенетска процеса који се “због различитог петрографског састава одвијају један поред другог” (Roglić 1959, стр. 265).

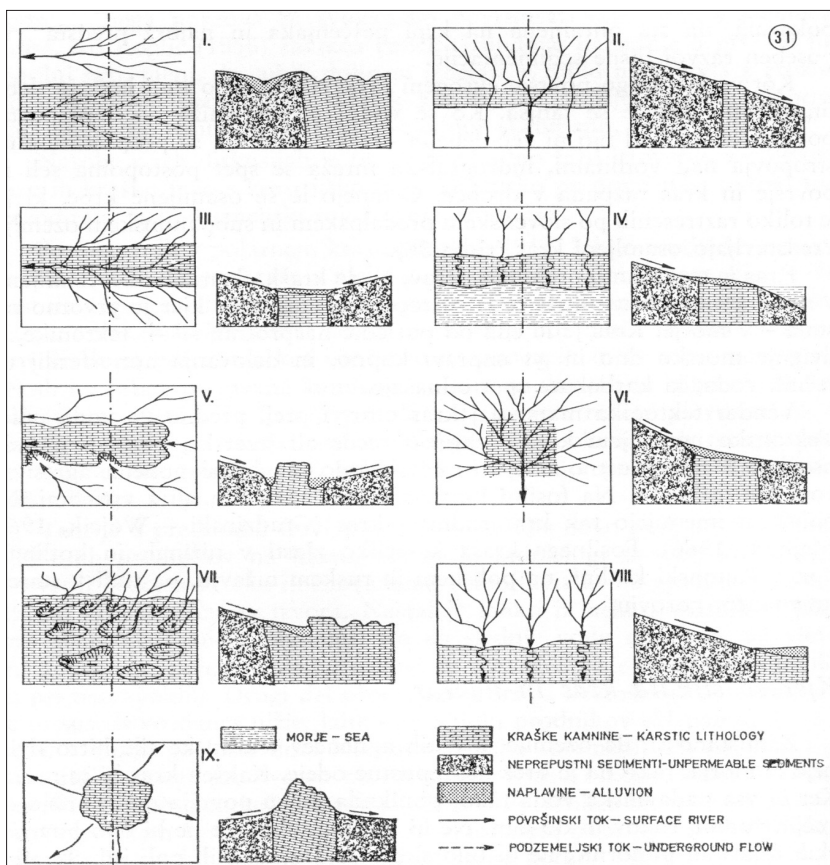
Овако схваћен појам флувиокарста је шири од појма контактног карста, јер флувиокарст обухвата све случајеве где из било ког разлога долази до појављивања елемената флувијалног процеса на карбонатним стенама. Разлог томе не мора, дакле, бити само промена литологије, већ, на пример, и велики нагиби терена (високопланински карст може имати одређене елементе флувиокарста), близина сталног пијезометријског нивоа (плитки карст коме је непропусна подина на малој дубини такође може да показује неке одлике карактеристичне иначе за флувијални рељеф), и сл.

Питањем флувиокарста бавио се опсежно и Gams (1974, 1986), који даје још детаљнију теоријску поставку и означава контактни флувиокарст као тип флувиокарста који се јавља на контакту површинске и подземне речне мреже, односно најчешће на вертикалном геолошком контакту некарбонатних и карбонатних стена. Облици који се развијају у контактном флувиокарсту зависе од површине слива, карактеристика карста који прима алогене токове, њиховог међусобног висинског положаја, итд.

Једну од првих класификација контактног карста Gams даје 1974. године. Подела је заснована на типу притицања/отицања воде, тј. у ширем смислу на различитој геолошкој обликованости контакта. Чак 4 (III, IV, VI и VIII) од укупно 9 типова подразумевају површинско отицање воде преко карста захваљујући наплавинама кластичних седимената (при чему разлике у геолошком облику контакта готово и не долазе до изражаја нити утичу на хидрографску мрежу). Два типа (I, IX) подразумевају потпуну хидролошку независност карста и некарста, иако се налазе један поред другог; један тип (II) се односи на пробојнице које, дакле, одржавају површински ток и преко кречњачке пречаге, док само два преостала типа (V и VII) подразумевају прелазак површинског у подземни ток, што је заправо и права суштина проучавања контактног карста. Дакле, типови контактног карста према овој подели су: I – контактни карст са одвојеним отицањем: вртачасти карст; II – пречага од карстних стена, са управним отицањем; III – појас карстних стена са паралелним концентрисаним отицањем: долинали карст; IV – обалски контактни карст: карстна површ прекривена алувијумом, у нивоу мора; V – шири појас карстних стена са концентрисаним и паралелним отицањем: слепе и контактне долине; VI – изолована мала карстна област са концентрисаним отицањем: басен са покривеним карстом; VII – ободни карст са токовима са великом количином наноса: слепе долине; VIII – контактни карст са рекама са великом количином наноса: обод прекривен алувијумом; IX – изоловани карст са центрифугалним отицањем: платоска или гребенаста узвишења (Сл.1).

Исти аутор 1986. издваја 4 типа контактног флувиокарста, на основу различитости облика рељефа који се јављају на споју површинске и подземне речне мреже: а) тип са преовлађујућим слепим долинама; б) тип са преовлађујућим сувим долинама; ц) тип са рубним карстним пољима; д) тип са рубним површима.

Још један графички прилог сличне садржине као 1974, али разноврснији и употпуњенији, Gams објављује 2001, али, на жалост, без податка како назива сваки од представљених типова.



Сл.1 – Типови контактнoг карста (Gams, 1974). Објашњења у тексту.  
 Fig.1 – Types of contact karst (Gams, 1974). See text for details.

Као и Roglić (1954), Gams је један од аутора који везују проблематику контактне карстификације и за појаве као што су формирање великих наплавних равни уз поноре, те корозијско (рубно и, ако су седименти довољно крупнозрни, подседиментно) формирање великих заравњених површи. Површинске воде се у карсту губе филтрирањем кроз нанос, отицањем кроз сасвим мале проводнике у стени, те понирањем кроз понорске пећине, које су у могућности да дренажу веома велике количине воде. Ипак, и понори и понорске зоне су максимирани (постоји горња граница количине воде коју могу да приме), што значи да ће у условима изразито високих вода доћи до поплавлывања, те одлагања седимената пред понорима.

Аутор који се нарочито детаљно и темељито бавио питањима

контактног карста свакако је Мишеvc (1989, 1991), који је систематски обрадио готово све области у Словенији на којима су у великој мери присутне карактеристичне појаве контактног карста (Бркини, Нотрањска Река, Кочевска Река, Пившка котлина, Шибје, Озицелски крас, итд). Осим конкретних примера, у уводном делу студије о контактном карсту Словеније (1991) обрадио је и теоријске основе геолошких и хидролошких услова за развој контактног карста, као и улоге механичких седимената, који утичу на усмереност и интензитет корозије, а приликом транспорта појачавају механичку ерозију. Појачавање интензитета корозије јавља се кад до изражаја дође ретензијска улога механичких седимената – повећано је време контакта вода-стена, потребно за реакцију растварања, што уз биолошки ојачану корозију (стварање земљишта на механичком наносу, те продукцију угљен-диоксида органског порекла) резултира снижавањем (апланација) стенске површине под наносом. У многим случајевима под наносом долази и до филтрирања воде у карст, те се на наносу јављају суфозијски облици. Ти облици нам говоре о динамици спирања воде у карст, те осликавају просторни распоред зона дренаже (Мишеvc, 1991). Ипак, наизменично са одлагањем механичких седимената, у карстним проводницима се, зависно од хидролошке ситуације, јавља и одношење седимената (између осталог, и старих седимената, те пражњење старих засутих канала). У тим случајевима се, као повратан процес, транспортне могућности подземних токова још више повећавају. Проучавање шљунка у систему Шкоцјанске јаме – Качна јама (Кранјс, 1986) показало је да се флишни шљунак здроби у песак после подземног транспорта дужине око 10 km.

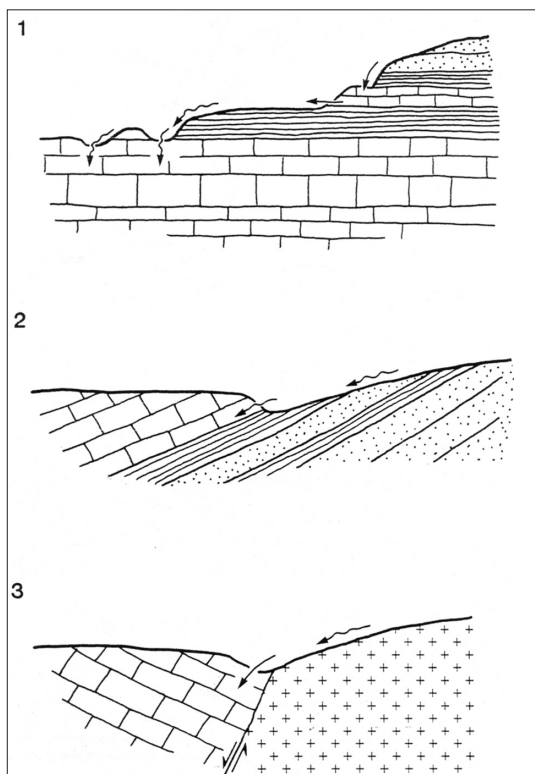
Аутори из Србије обрадили су огроман број терена са појавама контактног карста, што је и нормално, с обзиром на распоред карбонатних стена и велику присутност контактних појава у карсту источне и западне Србије. Ипак, приметно је да су теоријска разматрања проблематике контакта релативно мало присутна; готово да у радовима и није истицана разлика у односу на аутохтоно прихрањивање, а сам термин 'контактни карст' релативно ретко је коришћен. Могло би се рећи да је овде заправо долазило чак и до неке врсте термилошке недоследности, па су појаве и процеси у контактном карсту, вероватно због своје заступљености на територији Србије, у многим радовима проглашавани за “типично карстне” тј. без нужне одреднице да је то карст са јаким алогеним утицајима, који су за типичан карстни процес заправо страни! Тако је било радова у којима су, потпуно погрешно, различити појединачни случајеви алогених утицаја на карст бивали наметани као генерална, општа карактеристика карста. Пример за то је рад Јовановића (1961), у коме аутор покушава да наметне став да

је “саображавање подземног тока” процес који је за карст нормалан, док све појаве које су типично карстне квалификује као “ниже”, “ретроградне”, “назадне”, “неразвијене”, итд. Уместо тога, исправно би било разграничити, за сваки пример појединачно, до које мере се на одређеном кречњачком терену одвија карстни процес, са својим специфичним и генералним законитостима, а у ком смислу је тај карстни процес временски и/или просторно нарушен утицајима околних терена, са суштински другачијим геоморфолошким процесом.

Један од радова у коме је дат теоријски преглед и класификације неких од типова контакта и контактеног карста, је рад М. Љешевића (1984). Он контактни карст по начину регионалног распрострањења дели на две врсте – зонални (издужене зоне карбонатних стена, дугачке по неколико десетина километара, са одвојеним хидролошким целинама), и острвски (мање површине карбоната, окружене са свих страна некарбонатима, које у хидрогеолошком смислу функционишу као јединствене целине). Према “начину односа карстујућих и некарстујућих стена” аутор издваја два типа контактеног карста – двострани и једнострани. У првом случају са узводне стране јавља се понорски, а са низводне изворски контакт, док је код једностраних присутан само понорски (карбонати хипсометријски нижи од некарбоната) или, у супротном случају, само изворски. Висинска разлика узводног и низводног контакта омогућује карсту проточна својства, док положај карбоната нижи од околног терена резултира појавама понорских сифона и асцендентних врела. Љешевић наводи и трећи пример, где је “цела контактна линија нижа од унутрашњег карстеног подручја, те долази до дивергенције карстних вода” (по ободу евентуално постоје мањи извори, док понори изостају), што је заправо исто што и тип IX у подели Gamsa (1974). Љешевић даље разрађује проблематику понорског контакта и појаве померања понора – прогресивно (у низводном правцу), регресивно (у узводном правцу), те бочно (дуж линије контакта); а у складу с тим, наводи и последице које ће та померања имати на понорски пећински систем – то је, пре свега, хоризонтална и вертикална конвергенција пећинских канала, тј. усмеравање више понорских канала различитих генерација и локација ка једној тачки, одакле се даље наставља само један, релативно једноставан канал (Љешевић, 1984).

Иако би се у теоријски оквир низводног, тј. изворског контактеног карста могла уврстити и проблематика тзв. загађеног карста, која је била доста присутна у српској карстолошкој литератури, овом приликом то нећемо разматрати, пре свега због неодрживости самог концепта загађеног карста у смислу како га је дефинисао П. Јовановић (1924).

У светској геоморфологији карста – нарочито у англо-саксонском говорном подручју – за појам контактног карста користи се углавном израз “карст алогених токова”. Једно од најцитиранијих дела светске карстологије, монографија Ford-a & Williams-a (1989) ову тему, на жалост, разматра само укратко. Ипак, аутори наводе да концентрисани дотоци воде из алогених извора могу бити двојаки: вертикални дотоци са некарбонатних повлатних слојева или бочни дотоци са непропусних стена са стране. Ток може да дође са “висеће” повлатне стене; са стратиграфски нижег слоја непропусне стене која под одређеним нагибом избија на површину; или са непропусне стене преко тектонског контакта (Сл. 2).



Сл.2 – Прихрањивање карста алогеним токовима (Ford & Williams, 1989):

1 – са повлаћних слојева; 2 – са нагнутих подинских слојева; 3 – преко тектонског контакта са непропусним слојевима

Fig.2 – Allogenic recharge of karst (Ford & Williams, 1989; p.154):

1 – from overlying beds; 2 – from underlying beds exposed dip-up; 3 – across a faulted contact with impervious rocks

Облици рељефа везани за алогени доток на карст зависе од 5 фактора: особина алохтоног тока, хидрауличне пропусности карста, хидрауличког градијента карста, начина дотока (бочни или управни), и времена (Ford & Williams, 1989; 423). Ови фактори могу се сврстати у три групе – фактори флувијалног рељефа, фактори структуре, те фактори карстног проводног система. У случајевима када је алогени доток на карст знатнији, његова количина може прећи максималну количину коју је карст у стању да апсорбује у подземље. Такве реке одржавају свој ток по површини и могу у потпуности да пређу карстни простор, до његове низводне границе. Да ли ће се то догодити, делимично зависи од хидрауличког градијента; што је он већи, већа је тенденција да се ток изгуби у подземље (ово значи да за одређену хидрауличну пропусност карста количина проточних вода расте ако се повећава хидраулички градијент). Морфолошка последица дотока велике алогене реке на карст са малом висинском разликом узводног и низводног контакта је усечање пробојнице. Она ће имати утолико више кањонски облик (а) где је разлика у висини већа, али је притом количина воде довољна да се одржи површински ток, или (б) у случајевима где долази до тектонског издизања, у износу који не превазилази способност реке да се усече (антецедентна клисура). Продирање алогене долине у карст пропорционално је протицају њеног тока на месту уласка на карст (Ford & Williams, 1989).

Palmer (2001) даје надградњу општим дефиницијама и законитостима контактног карста (тј. карста алогених токова), усредсређујући се на динамику развоја пећина у таквим условима. Будући да су алогени токови који пониру у карст углавном веома агресивни, имају велике флукуације протицаја и мале количине растворених материја, пећине формиране од стране оваквих вода имају динамичнију историју развоја. Карактеристика ових пећина су јака плављења и, услед тога, повећање димензија канала у епифреатским условима. Ова плављења се битно разликују од плављења изазваних постепеним повећањем нивоа подземне воде – тако алогени доток повећава канале много брже него аутогени, а може утицати и на комплетан распоред пећинских канала. Palmer наводи да пећине у кречњацима које се хране алогеним водама имају релативно кратак зачетни период, после чега је средњи годишњи износ еродовања зидова канала (*wall retreat*) углавном око 0.1 mm, што локално може бити повећано корозијом од стране кластичних седимената. У стадијуму зрелости, повећање проводника није ограничено растварањем, јер у поплавним условима механичка ерозија изазвана седиментима може бити и снажнија од растварања. Само неколико главних праваца достиже максималан раст, и они се повећавају веома брзо због

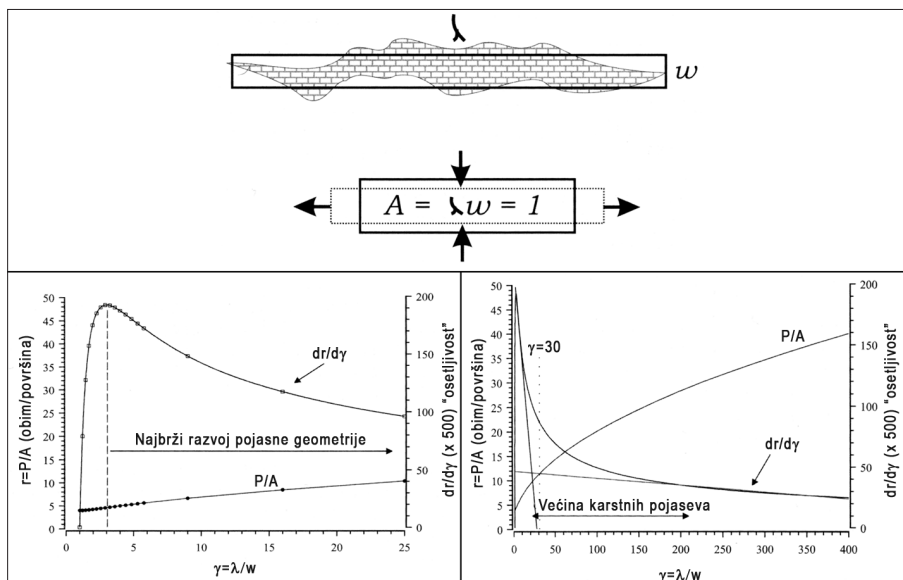


количине и агресивности воде. Овај процес је бржи од готово свих других спелеогенетских процеса – Palmer наводи да се у пећинама у којима се јављају озбиљна плављења алогеним водама, проводници иницијалне ширине 0.1 mm могу повећати до проходних димензија (1 m) у року од 10 000 година. Велики прилив воде узрокује високе хидрауличке градијенте. За време поплава, кроз пећине протиче веома агресивна вода дубоко у карстни водоносник. Ова вода се задржава иза сужења у активним каналима (услед обурвавања, седиментне испуне или сужења насталог због слабије растворљивих стена), у потпуности испуњавајући велике делове узводног канала, под великим притиском. Palmer ову проблематику задржавања воде иза сужења илуструје податком да у условима турбулентног тока, ако један канал испуњен водом има дупло мањи пречник од другог, мањем ће бити потребан 32 пута већи хидраулички притисак да пропусти исту количину воде. У деловима где се вода овако задржава, она је утиснута у све постојеће пукотине и остале отворе у околној стени, који се повећавају великом брзином. Морфолошки показатељи оваквог повећања канала (чак и у реликтним фрагментима, где је нејасан оригинални хидролошки контекст) су: “заобилазнице” око сужења, “слепе” пукотине, лавиринти, неке врсте анастомоза, разни “цепови” настали растварањем (*solution pockets*), велики контрасти у величини и распореду седимента (због великих варијација у брзини тока; крупни шљунак и блокови дуж тока, фини седименти у деловима са повременим стајањем водом), итд. Многи од поменутих ерозионих облика се често приписују утицају спорог фреатског тока или утицају мешане корозије. У одређеном смислу је то тако, али не у оном смислу у ком су неки аутори сматрали (услови су утолико фреатски што канали у одређеном периоду јесу потпуно испуњени водом, али се ту не ради о правој фреатској зони у дубини карстног водоносника, већ о епифреатском делу система). Ови ерозиони облици се могу најбоље објаснити као резултат повремених плављења изнад ниског нивоа подземне воде (Palmer, 2001).

Нарочито интересантан подтип контактне карсте представио је Lauritzen (2001) – то је тзв. “појасни” карст (енг. *stripe karst*, нем. *Streifenkarst*), нарочито карактеристичан за простор Каледонида Скандинавије. Аутор прво дефинише контактне карсте уопште, као својеврстан “спојни феномен” (*interface phenomenon*) – карст у којем директни контакт са некарстом мења интензитет и/или просторни распоред карстификације. У најширем смислу, будући да сваки карст има ограничено простирање, могло би се рећи да контактне појаве постоје у сваком карсту. Ипак, удео контактне карсте у одређеној ситуацији је директно пропорционалан односу обима и површине, односно геометријском облику карстног изданка. Кружна површина би, тако,

показивала најмање контактних ефеката. Насупрот томе, појасни карст, као “двострани”, “билатерални” контактни карст, је екстремни, крајњи члан са друге стране геометријског спектра, где је однос обима и површине највећи. Оквирно га можемо дефинисати као појаву на стратиграфски танким изданцима стена подложних карстификацији, које засецају топографску површину под одређеним углом, формирајући дугачке и танке “појасеве”.

Карактеристика појасног карста је неуобичајено велик обим у односу на површину. За правоуглу апроксимацију појаса, однос ( $r$ ) обима ( $P$ ) и површине ( $A$ ) је:  $r=P/A$ , а однос ( $\gamma$ ) ширине ( $w$ ) и дужине ( $\lambda$ ) је:  $\gamma=\lambda/w$ . Да би се формирала математичка дефиниција о томе када се неки изданак може назвати појасом, тј. које су граничне вредности односа ширине и дужине ( $\gamma$ ) за овакву квалификацију, аутор је употребио диференцијални рачун. Тако је установио *осетљивост* односа обим/површина изданка као функцију односа ширина/дужина. Утврђено је да је осетљивост највећа за  $\gamma=3$ , а да готово престаје за  $\gamma>30$ . То значи да је троструко већа дужина од ширине минимални услов да би неки изданак добио почетну карактеристику појаса, али да изданак има у потпуности развијену појасну геометрију тек када  $\gamma$  пређе вредност 30 (Сл. 3).



Сл.3 – Геометријске карактеристике карстног “појаса” (Lauritzen, 2001;55)  
 Fig.3 – Geometrical characteristics of stripe karst (Lauritzen, 2001; 55)

Ове вредности се могу примењивати и за визуелно нејасне случајеве (изданак са  $(\gamma)=30$  очигледно јесте појас, али онај са  $(\gamma)=3$  визуелно још увек не личи на појас). Иако су ове вредности математички образложене помоћу диференцијалног рачуна кад је геометријски облик изданка у питању, ипак још није јасно шта то конкретно значи у смислу морфологије или обима карстификације. У сваком случају, изданак са  $\gamma>30$  има оптималне услове да алогени ефекти дођу до максималног изражаја. Пошто је карактеристика појасног карста доминација контактних ефеката дуж алогеног обима, а та контактна зона има димензије, очигледно је да се за појасни карст мора дефинисати и додатни критеријум – апсолутна ширина. Будући да ширина контактних зона варира у зависности од алогеног инпута, прави појасни карст може се дефинисати као случај у ком се сусрећу алогене контактне зоне са обе стране изданка, тј. ширина изданка је једнака или мања од двоструке дужине продирања алогене корозије у изданак. Ове дужине продирања могу постати веома велике, зависно од отицаја и отворености пукотина, те често достижу и више стотина метара. У светлу свега поменутог, коначна дефиниција појасног карста била би: “Појасни карст је издужени изданак слоја карстне стене, који засеца топографску површину под одређеним углом. Код изданка однос дужине према просечној ширини ( $\gamma$ ) је много већи од 3, а геометрија је у потпуности развијена за  $\gamma>30$ . Апсолутна ширина је једнака или је мања од двоструког износа дужине продирања алогене контактне карстификације. У већини случајева ограничење ширине је неколико стотина метара. Непропусне и нерастворљиве стене, које представљају баријере, окружују и изолују појединачне појасеве” (Lauritzen 2001; 56).

Пећински системи у појасном карсту могу, у принципу, имати једнаку разноликост форми као и у другим карстним срединама, у складу са хидролошким условима. Међутим, због ограничења у виду околних некарбонатних баријера, у појасном карсту су пећински системи издужени и увек им је једна од три димензије упадљиво ограничена. У геометријском и функцијском смислу, пећине појасног карста могу се сврстати у 4 морфолошке групе: А – суб-вертикалне фреатске мреже или лавиринти; В – фреатске мреже или лавиринти у слојевима малог пада; С – системи петљи (*looping systems*) са вадозним усецањем; D – дугачке, линеарне трасе дренаже. Под линеарним системима (тип D) подразумева се систем пећинских канала који мање или више директно повезује две крајње тачке у водоноснику – понор и извор. У неким случајевима ово није очигледно приметно на терену – видљив може бити и само фрагмент целог система. Ипак, суштина је у томе да су линеарни системи предиспонирани неком другом линеарном структуром,

као што су на пример контакт, линеарна интрузија, или линеарна тектонска структура (Lauritzen, 2001).

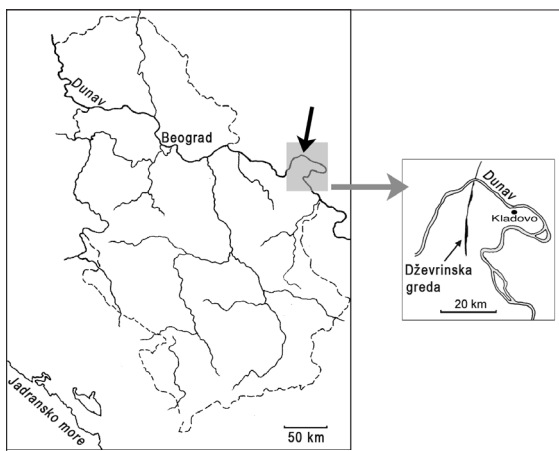
У литератури (углавном страном) се јављају и још нека тумачења контактних карста – на пример, пећински канали настали у потпуности дуж контакта кречњака и флиша (Mocchiutti, 2001), при чему је таваница канала у кречњаку, а остатак попречног профила у флишу (лапорцу или пешчару). Иницијални канали су још видљиви у кречњачкој таваници, одакле је ток наставио да се урезује у механички лако еродибилан флиш. Сличан случај приказао је и Мићевс (1991) на примеру пећине Писковица у Истри (релативно танак слој кречњака укљештен је између флиша и у повлати и у подини, а дуж доње ивице кречњачког слоја настала је пећина усечена највећим делом у флишу).

У овом раду се под контактним подразумева онај карст где постоји јасан површински контакт различитих стена, те алогено прихрањивање.

На основу свега изнетог, јасно је да је управо дуж линија контакта најизразитији контраст између карста и некарста, њихова суштинска различитост, а посебности карстног рељефа највише и долазе до изражаја.

## ЏЕВРИНСКА ГРЕДА: ОПШТЕ ГЕОЛОШКЕ, ГЕОМОРФОЛОШКЕ И КАРСТОЛОШКЕ ОДЛИКЕ

Џевринска греда је узани гребен горњејурских (титонских) кречњака који се налази у североисточној Србији, између Мироча и равнице Кључа, а орографски припада Јужним Карпатима, односно Карпато-Балканидима. Греда је назив добила по маркантном врху Џеврин (или Џеврински камен, 434 m н.в.), који се налази над Ђердапском клисуром, око 7 km низводно од Текије. Иако је детаљним истраживањима касније утврђено да сам Џеврин не представља саставни део гребена горњејурских кречњака, већ олистолитски блок у кредним седиментима (Грубих, 1992), те да се гребен јавља на површини терена тек око 1.5 km јужно од Џеврина, назив Џевринска греда и даље је остао у употреби.



Сл.4 – Географски положај Џевринске греде

Fig.4 – Geographic position of the ridge Dževrinska Greda

Греда се на југ пружа (преко насеља Петрово Село, Рудине и Киломе) до села Река, на левој обали реке Реке, недалеко од Брзе Паланке. Дужина кречњачког гребена, у правцу север-југ, износи око 18 km (са једним краћим прекидом у реону Петровог Села, где кречњаци нису видљиви на површини), док ширина варира од свега неколико метара, до максималних 700 m. Просечна ширина је око 250 m, док укупна површина главног гребена износи 4,4 km<sup>2</sup>. Овај простор представљен је на топографским картама 1:25000 – 433

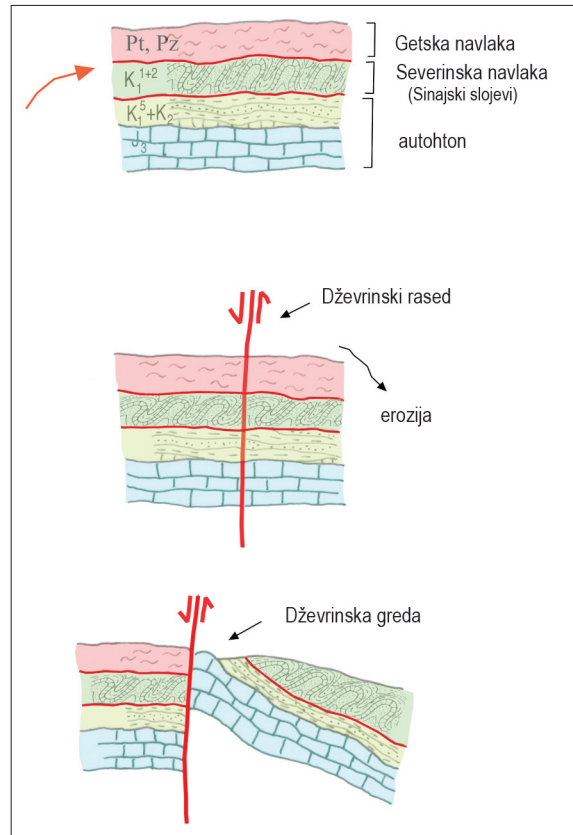
4-2 (Текија), 433-4-4 (Велики Бељан) и 483-2-2 (Брза Паланка). Цевринска греда је дефинисана искључиво у геолошком смислу, док као топоним не постоји. У геоморфолошком смислу јасно је дефинисана и маркантна у ширим деловима, док постоје такође и знатни делови где је кречњачки појас толико узан да се морфолошки не издваја од околног терена.

Геолошка еволуција гребена Цевринске греде мора се посматрати у светлу постојања великих навлака североисточне Србије; тачније, северинске и гетске навлаке.

У оквиру мирочког аутохтона, преко јурских кречњака ( $J_3^3$ ) исталожени су седименти доње и горње креде ( $K_1^5$  и  $K_2$ ) – албски лапорци, глинци и кречњаци; ценомански јабуковачки слојеви (лапорци и алевролити са сочивима кречњака); те сенонски цеврински слојеви (груби флиш са олиостромама) (Грубић, 1992).

Преко овог аутохтона су од краја креде, те током палеогена, навучене северинска навлака флишних стена (квасисинајски и синајски слојеви, неокомске старости – пешчари, конгломерати, глинци, кречњаци), и гетска навлака – кристаласти шкриљци (текијски кристалин, са стенама протерозојске старости – плагиокласним и микроклинско-плагиокласним гнајсевима и микашистима). После завршених навлачења долазе до изражаја вертикални тектонски покрети, те се тако дуж Цевринског раседа издиже источно крило, са којег касније бивају еродовани кристаласти шкриљци гетске навлаке, а на површини остају откривени флишни синајски слојеви северинске навлаке. У околини Брзе Паланке још увек су се на источном крилу очувале мање површине са кристаластим шкриљцима, у виду тектонских крпа. Текијски кристалин делимично је разорен и на неким деловима западног крила раседа (уз јужни део Цевринске греде, у сливу Реке), те је тако огољена метадијабазна формација Киломе (хлорит-серицитски шкриљци и метадијабази неокомске старости), која “лежи у виду навучене јединице између текијског кристалина у повлати и синајских слојева у подини” (Грубић, 1990, стр. 22). Непосредно уз расед, где су издизање и ерозија били најјачи, са источног крила раседа еродовани су и синајски слојеви и део аутохтоних кредних слојева, што је оголило јурске кречњаке Цевринске греде.

На слици 5. је представљен поједностављен ток еволуције терена у зони Цевринског раседа, јер је то сасвим довољно за разумевање карстолошке проблематике овог простора. У тектонском и стратиграфском смислу ситуација је далеко комплекснија, нарочито по питању присуства различитих литостратиграфских јединица у оквиру навлака (Грубић, 1990, 1992).

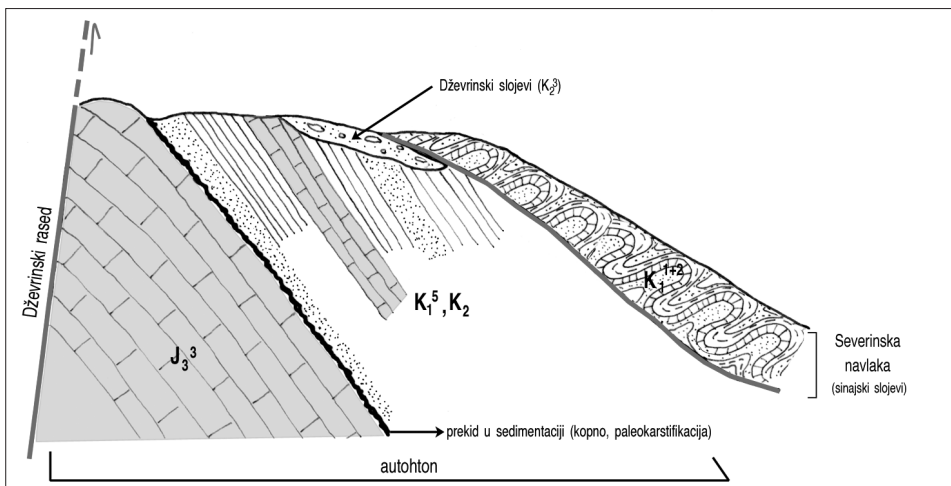


Сл.5 – Скица геолошке еволуције Цевринске греде (није у размери)  
 Fig.5 – Geological evolution of Dževrinska Greda (sketch, not to scale)

Осим издуженог гребена кречњака који се налази одмах уз Цеврински расед, у овој зони постоје још четири релативно велика кречњачка изданка са источне стране главног гребена, на удаљености мањој од 1 km. Три изданка налазе се у сливу Подвршке реке (један делимично залази и у слив Косовице) – то су, од југа ка северу, Николића Крш, Жути Крш, те безимени изданак код Миличине пећине. Најјужњи изданак – Соколовица – налази се у сливу Велике реке, уз њену десну обалу, низводно од локалности Градић.

На Основној геолошкој карти (ОГК) (Богдановић и сар., 1971) ови кречњачки изданци картирани су као горњејурски, тј. једнако као кречњаци Цевринске греде. Детаљна теренска истраживања показала су, међутим, да је реч о изданцима који представљају кречњачку компоненту аутохтоних кредних седимената (Грубић, 2002, усмено саопштење). Тако они не чине са

Цевринском гредом јединствену целину, већ су од ње одвојени стратиграфски и просторно (Сл. 6).



Сл.6 – Упростићен попречни профил Цевринске греде и кредног аутохтона, у области источних кречњачких изданака (Грубић, 2002, према усменом саопштењу)

Fig.6 – Simplified cross section of Dževrinska greda and Cretaceous autochthon, in the region of eastern limestone outcrops (Grubić, 2002, personal communication)

У случају Соколовице, већ се и макроскопски може приметити да су кречњаци другачији од титонских, јер су јасно усложени, благо убрани и другачије боје, док кречњак осталих изданака на први поглед наликује ономе на греди, али сама визуелна сличност не може бити и доказ припадности истој формацији. Важно је напоменути да је на свим изданцима, осим Соколовице, изузетно добро развијен карст, а два изданка међусобно су и хидролошки повезана (Николића Крш и Жути Крш).

На крајњем југу Цевринске греде, тј. у продужетку Цевринског раседа, налази се миоценски басен Аликсара (Грубић, 1967), познат по некадашњој експлоатацији угља. Према Петровићу и сарадницима (1997), у питању је камени угаљ. Басенски седименти су откривени на површини од 0.5 km<sup>2</sup>. Њихова тачна старост и детаљан геолошки контекст нису утврђени; Петровић наводи да је у литолошком смислу “Аликсарска серија” слична средњеоцеанским језерским серијама, али да су сами параметри угљеног лежишта “идентични” јурским каменим угљевима.

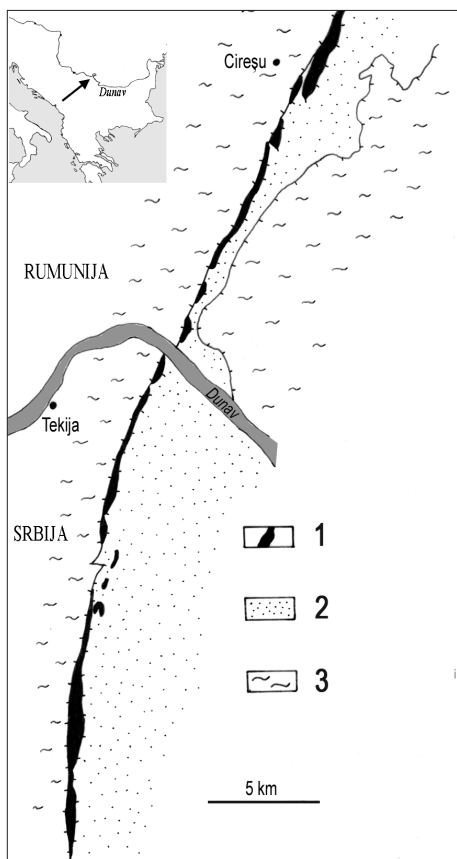
Студија о било ком терену са наше стране Ђердапске клисуре била би непотпуна без одговарајућег поређења са чињеницама о одговарајућем



терену на левој обали Дунава, на румунској територији. Будући да је, у поређењу са старошћу појава које су формирале основне структурне црте терена (кредно-палеогени процес навлачења, те неогено и квартарно раседање по главним дислокацијама), појава усецања клисуре Дунава релативно рецентна, неопходно је – барем у општем прегледу – обе стране посматрати као једну целину. То је лако изводљиво уз помоћ јасног и концизног прегледа структурних јединица у Румунији (Berza, 1997).

Кречњаци горњојурско-доњекредне старости, заједно са подином од палеозојских стена, те повлатном седиментном формацијом – горњекредним пешчарима, конгломератима и глинцима, чине аутохтон који румунски геолози називају Дунавска јединица, или Дунавски аутохтон. Кречњачке планине Мехединци [Mehedinți], које се пружају суб-меридијанским правцем дуж леве обале реке Черне [Cerna], представљају заправо северни “наставак” карста Мироча, те заједнички формирају крупну структурну јединицу – антиклиналу Варфул луи Стан – Мироч (Staniou, 1972; cit. Constantin, 2002) (Варфул луи Стан је највећи врх пл. Мехединци, 1466 m н.в.). Даље према истоку налази се остатак гетске навлаке – кристаласти шкриљци зоне Бахне, који одговарају нашем текијском кристалину. Наставак карста Цевринске греде на румунској територији је карст површи Мехединци. То је такође издужен кречњачки гребен, који се простире дуж источног крила раседа у продужетку Цевринског раседа (Сл. 7).

Између крајњег југа овог гребена и Дунава, у низу правца север-југ јавља се неколико кречњачких олистолитских блокова попут Цевринског камена, док је даље према северу гребен мање-више постојан, са већим бројем изданака са источне стране, и једним прекидом, непосредно југозападно од Баиа де Араме. Кречњачки изданци су од главног гребена одвојени раседном зоном (на северу се у оквиру ње јавља и неколико мањих миоцених басена), па тако седиментне серије дунавског аутохтона западно од тог раседа припадају зони Черне, а источно од раседа зони Кошуштеа [Coșuștea] (Codar-sea *et al.* 1968). Док река Бахна тече паралелно са структуром, површински по кристаластим шкриљцима гетске навлаке и улива се директно у Дунав, остале реке (од којих су највеће Мотру, Бребина, Кошуштеа и делимично Тополница [Topolnița]) теку правцем NW-SE и прелазе кречњачки гребен, површински или подземно. Кречњачки гребен даље према северу прати карпатски правац и повија ка истоку, у већ донекле измењеном тектонском и литолошком окружењу, али и даље је изразито испресецан управним површинским токовима. Овакве карактеристике показују и бројне узане кречњачке греде у северној Олтенији.



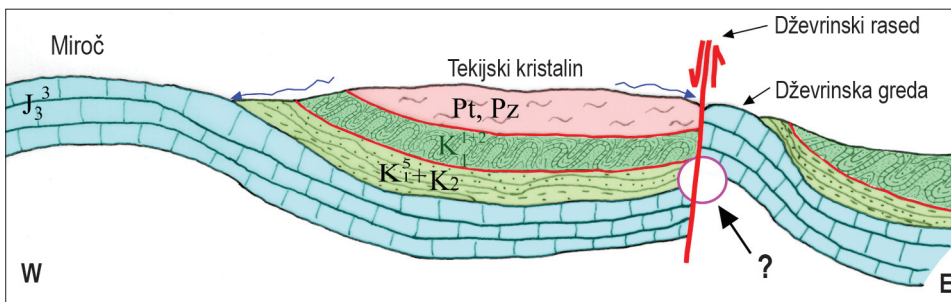
Сл.7 – Распрострањење карста Цевринске греде и површи Мехединци (према државним геолошким картама; поједностављено): 1 – кречњаци (горњејурски/доњекредни); 2 – кредни седименти (аутохтон и Северинска навлака); 3 – протерозојски и палеозојски шкриљци (Гетска и суб-гетске навлаке)

Fig.7 – Karst of the ridge Dževrinska Greda and the Mehedinți Plateau (according to official geological maps, simplified): 1 – limestones (Upper Jurassic and Lower Cretaceous); 2 – Cretaceous sediments (autochtone and Severin nappe); 3 – Proterozoic and Palaeozoic schists (Getic and sub-getic nappes)

Кречњаци Цевринске греде у стратиграфском и литолошком смислу представљају исту формацију као и кречњаци Мироча, 4-6 km западније. Захваљујући издизању мирочке антиклинале, и потоњој ерозији, кречњаци су и ту оголићени, док су формације из пакета навлака остале присутне у синформи између мирочке антиклинале и Цевринског раседа.

Будући да је исти горњојурски кречњак присутан и испод синајских

слојева и текијског кристалина, једно од интересантних питања које се поставља је – да ли су кречњаци Мироча и Цевринске греде остали и даље повезани испод гетске и северинске навлаке, и после издизања дуж Цевринског раседа? Поједностављени профил терена дат је на Сл. 8.



Сл.8 – Појречни профил на појезу Мироч – Цевринска греда  
(схематиска скица, није у размери)

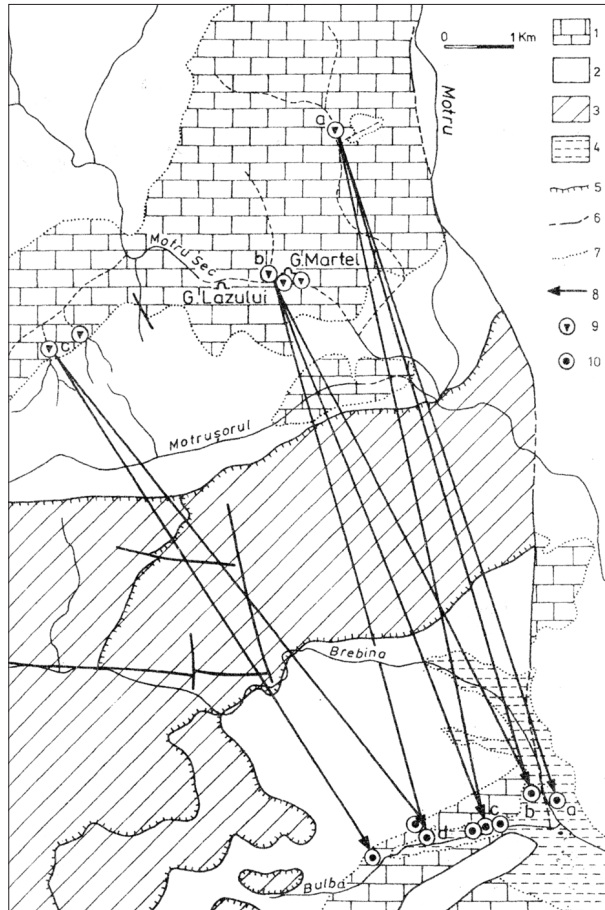
Fig.8 – Cross section Mt.Miroč – Dževrinska Greda (sketch, not to scale)

Са друге стране Дунава, у Румунији, експериментално је доказано да се кречњаци, који су притом и карстификовани, континуално протежу испод гетске навлаке, између планина и површи Мехединци (карст Мироча одговара карсту планина Мехединци, а карст Цевринске греде карсту површи Мехединци). Slavoasa *et al.* (1985) и Rotaru *et al.* (1995) доказали су ову везу помоћу хидродинамичких тестова – детаљним анализама хидрограма понора у понорској зони Мотру Сек [Motru Sec] и извора у сливовима Булбе и Бребине недалеко Баиа де Араме (пошто је ово већ крајњи север планина и површи Мехединци, структуре повијају ка истоку; Сл.9).

Том везом је уједно и потврђено да кристаласти шкриљци Бахне, који одговарају нашем текијском кристалину, заиста представљају навлаку (гетска навлака). Vandrabur *et al.* (1998) утврдили су везу кречњака источно и западно од кристалина Бахне методом трасирања. Флуоресцеин убачен у понор реке Прежне [Prejna] на површи Мехединци појавио се после 19 дана на карстном врелу Барза у долини Черне – у подножју планина Мехединци. Дакле, овим опитом је потврђено и то да, осим правца циркулације подземних вода од планина ка платоу Мехединци, постоји и циркулација у обрнутом правцу.

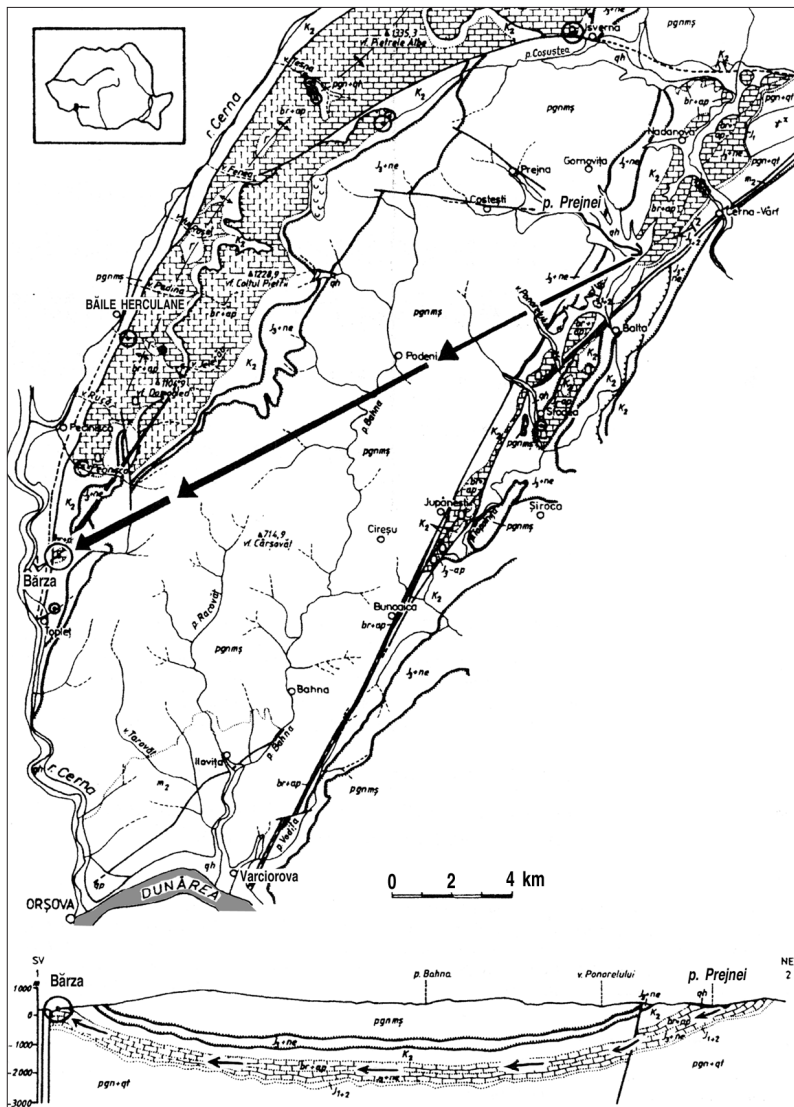
На жалост, оваквих експеримената није било у одговарајућим формацијама на нашој страни, јужно од Дунава. Један од разлога за то је свакако и то што би трасирање и хидродинамичке студије било готово немогуће

извести због веома мале количине понорских вода са обе стране текијске зоне гетске навлаке. Токови који пониру на источном контакту карста Мироча и дуж оба контакта карста Цевринске греде су периодични и релативно слаби, што веома отежава, чак и онемогућује примену хидрогеолошких метода за утврђивање везе мирочких и цевринских кречњака.



Сл.9 – Хидрогеолошка скица зоне Мојџру Сек – Баиа де Арама, Румунија, са утврђеним подземним везама: 1 – карстине формације Дунавског аутохтона; 2 – некарстине формације Дунавског аутохтона; 3 – северинска и гетска навлака; 4 – пост-тектонске формације (Rotaru et al., 1995; 146)

Fig.9 – Hydrogeological sketch of the zone Motru Sec-Baia de Arama, Romania; with detected groundwater directions: 1 – karst formations of the Danube autochthon; 2 – non-karstic formations of the Danube autochthon; 3 – Severin and Gethic nappes; 4 – post-tectonic formations (Rotaru et al., 1995; 146)



Сл.10 – Карстине области и планина Мехединци (лево) и површи Мехединци (десно), са уиврћеним хидролошким подземним везама (Bandrabur et al. 1998; 134)

Fig.10 – Karst of Mehedinți mountains (left) and Mehedinți plateau (right), with detected groundwater connections (Bandrabur et al. 1998, p. 134)

Цевринска греда се налази на западном ободу Влашко-пontiјског басена, што намеће питање о могућности да је она била заплављена водама Дакијског (тј. Влашко-пontiјског) мора током неогена. Изгледа да је простор био сигурно заплављен морем за време максимума током сармата (Стевановић, 1951), док се за касније временске периоде то не може са сигурношћу тврдити. Наиме, на ОГК (Богдановић и сар., 1973) картирано је неколико изолованих области шљункова на греди и непосредно источно од ње који су одређени као плиоцен – са знаком питања (P1 ?). На рукописном оригиналу ОГК, у размери 1:25000, наведено је да је то доњи плиоцен (понт) – такође са знаком питања, док је у штампаној верзији (1:100000) изостала одредница за доњи плиоцен, и остао само плиоцен уопште. Иако је већ истицан значај ових положаја и висина понтских седимената у палеогеографском смислу (Манојловић, 1988), што јесте од несумњиве вредности ако прихватимо да су они заиста понтски, треба нагласити да њихова старост приликом израде ОГК није дата са сигурношћу. У Тумачу (Богдановић и Ракић, 1980) наведено је: “Изоловане партије шљункова (...) стављене су у плиоцен, мада није искључено да могу одговарати и старијем квартару”. Чак и ако узмемо за тачно да је заиста реч о плиоцену, остаје отворено питање: да ли можемо сматрати да је овај терен заиста тада био у потпуности заплављен Дакијским морем? Наиме, поменути шљункови нису пљоснати, већ заобљени, што указује на флувијални транспорт и одлагање у најмању руку у непосредној близини обалске линије. Стевановић (1951), пишући о доњем делу понтске серије, наводи да је “...састављен већином од слојевитих глина, (...) пешчара, којима се *близу обода басена* придружују и партије шљунка”. У том смислу је веома вероватно да је баш у ширем пределу где су исталожени ови шљункови егзистовала обалска линија Дакијског мора у време доњег плиоцена.

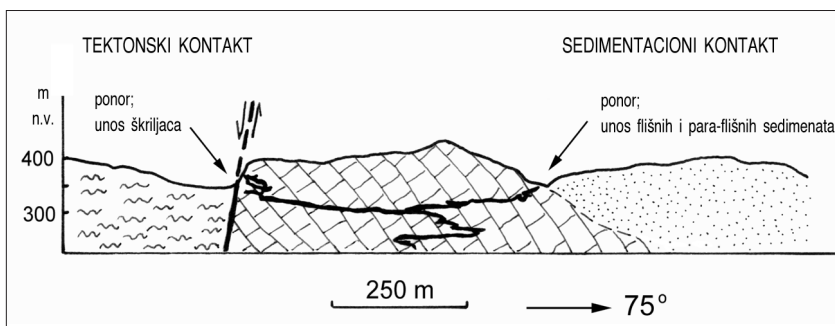
Ипак, за студију карста Цевринске греде, много важније питање од самог положаја границе копна и мора током неогена јест – у које су време ерозијом разорене формације гетске и северинске навлаке, а на површини остали огољени аутохтони кредни седименти и нарочито јурски кречњаци? Иако као основу узимамо могућност да се циркулација воде кроз кречњаке (дакле, и карстификација!) у одређеној мери одвијала и пре еродовања повлатних слојева са кречњака, од великог је значаја управо њихово оголићавање и излагање површинским утицајима, јер то значи и битну квалитативну промену у смислу интензитета и тока карстификације. У време максималне сарматске трансгресије обалска линија Дакијског мора вероватно је била знатно западније од данашње Цевринске греде. Међутим, неизвесно је до које дубине је стигла ерозија непосредно пре ове трансгресије. На југоисточним обронцима Мироча, код Алуна и јужно од Цветановца,

неогени (вероватно сарматски) седименти исталожени су преко синајских слојева (северинска навлака) и аутохтоних кредних седимената, те на веома малој површини преко јурских кречњака, што је готово занемарљиво. Треба напоменути да ови неогени седименти нису поуздано стратиграфски одређени, већ само условно сврстани у неоген уопште, због недостатка фосилних доказа (Богдановић и Ракић 1980). Можда једина чињеница која указује на сармат јесте управо њихов положај дубоко у копненом залеђу, што се могло очекивати једино током максималне трансгресије. По аналогiji са падинама Мироча, мало је вероватно да су кречњаци Цевринске греде били у то време откривени. Међутим, очувани шљункови, о којима је претходно било речи, и који су квалификовани као плиоцен уопште, у јужном делу Цевринске греде (близу локалности Иба бара, Чока Пештери и Камену Марко) леже преко јурских кречњака. Значај овог непобитног доказа о експонираности кречњака у време одлагања шљунка, у великој мери је умањен због чињенице да старост формације није поуздано утврђена. Ако се узме у обзир ограда изнета у тумачу ОГК, да су могуће све опције од понта до старијег квартара, добијамо распон од готово 10 милиона година, што је сувише широка одредница. Ракић (1976) дефинише ове седименте као горњеплиоцене, тј. левантске и еоплеистоцене, са напоменом да су речно-језерског порекла. Уколико ипак усвојимо да је у питању понт, то подразумева да је после сармата, тј. током меота, дошло до регресије Дакијског мора, разарања сарматских седимената, као и вероватно аутохтоних кредних седимената, после чега су огољени јурски кречњаци. После повлачења понтске обалске линије, било је потребно да буду еродовани и понтски седименти да би кречњаци поново били откривени. Треба истакнути да се ово односи само на јужни део Цевринске греде, док на осталим деловима нема понтских шљункова (у сливовима Косовице и Подвршке реке исти такви шљункови су исталожени преко синајских слојева, 3-4 km источно од греде).

Када је у питању регионална геоморфологија, треба напоменути да су сливови што пресецају Цевринску греду горњим токовима усечени у широку површ апсолутне висине око 400 m. Према Цвијићевом (1921) тумачењу површи на западном ободу Влашко-пontiјског басена, то одговара висини површи Пропти. Иако је објављено више радова који образлажу флувио-денудационо порекло свих површи на ободу Влашко-пontiјског басена (Милић, 1965; Петровић, 1966; Манојловић, 1980), и у прилог овој тези постоје бројни аргументи, мора се признати да је тешко замислити да је тектонска активност у време настанка површи била довољно слаба да дозволи толико дуго постојање стабилних ерозионих база и формирање пространих заравњених површи. Са друге стране, готово је немогуће да се

абразиона тераса (по претпоставци, плиоцене старости) могла очувати до данашњих дана.

Карактеристичан издужен облик, те некарстно окружење и са источне и са западне стране, чине Цевринску греду савршеним полигоном за проучавање контактнoг карста, и у ширем смислу флувиокарста, са јаким алогеним утицајем. Са западне стране контакт је тектонски (Цеврински расед), а са источне седиментациони (кредни седименти аутохтона трансгресивно леже у суперпозиционом односу преко јурских кречњака) (Сл. 11).



Сл. 11 – Геолошки типови контаката карста и некарста на Цевринској греди. Профил кроз узвишење Велики Дрењар и улазне делове пећине Дрењарски сисџем

Fig.11 – Geological types of contact between karstic and non-karstic rocks on Dževrinska Greda. Profile through Veliki Drenjar hill, and parts of the cave Drenjarski sistem

Генерални нагиб топографске површине је од запада ка истоку. У том правцу су оријентисани и готово сви речни токови. Изузетке представљају три клисуре у јужном делу гредe које су део слива Реке (нагнут ка југоистоку), као и неколико понорница сасвим малих сливова где је терен са кредним седиментима на источном контакту нагнут ка западу, у правцу кречњака. Дакле, на већем делу терена тектонски контакт је уједно и узводни (понорски), а седиментациони низводни (изворски), изузев у поменутих неколико случајева.

Присутна су четири вида “реакције” речних токова при наиласку на карст:

- 1) токови успевају да савладају кречњачку пречагу и настављају површински ток;
- 2) типичан карстни случај: токови пониру и поново извиру после одређеног сегмента подземног тока (било кроз проходне канале – пећине, или не);



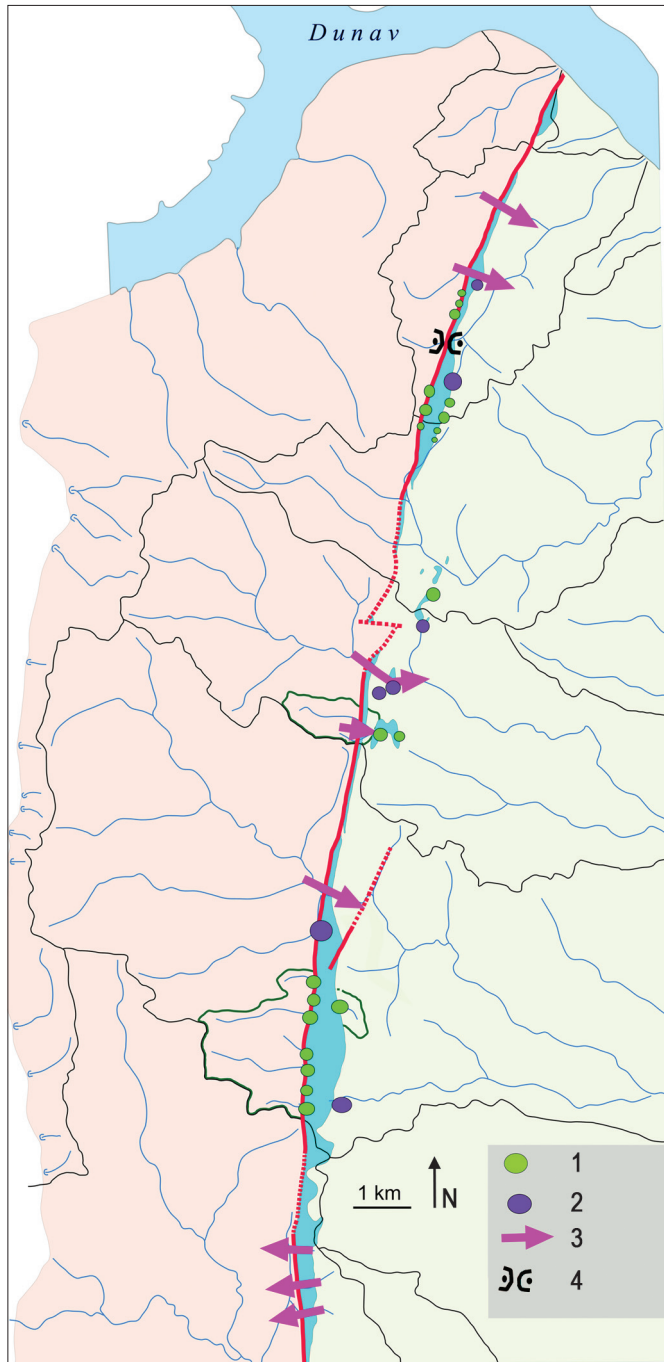
3) један случај који је “прелазни” између претходно наведених – тунелска пећина, потпуно проходна, управна на кречњачки гребен;

4) ток усеца пробојницу у главном кречњачком гребену, али понире при наиласку на кречњачки изданак низводно од главног гребена.

Фактори који су утицали на то који ће случај где преовладати, релативно су комплексни. Наравно да је вероватноћа стварања пробојнице пропорционална протицају тока на месту наиласка на карст, те обрнуто пропорционална ширини кречњачког гребена на одређеном месту. Ако се, међутим, запитамо да ли је случајно што је слив оријентисан баш ка том месту, долазимо до открића да је од велике важности тектонски склоп у кречњацима. Са тим је у вези и претходна развијеност карстних проводника, што може одређени део гребена учинити пријемчивијим за површинске токове, тако да пут кроз кречњачку пречагу усецају на местима која су за то најповољнија.

Целокупна површина Цевринске греде простира се кроз 6 сливова директних притока Дунава, од чега су класичне примере пробојница усекли главни токови из 4 слива (Кашајне, Косовице, Подвршке реке (Ваља Маре) и Велике реке). Ови сливови, као и контактне појаве дуж греде, приказани су на Сл. 12. Токови 21 од укупно 22 понорнице, укључујући и ток који увире у поменути тунелску пећину, могу се условно сврстати у категорију токова 1. реда (по Стралеровој класификацији), а само једна понорница прима кратку притоку непосредно пре понора. Све понорнице су краће од 2 km, а свега 4 прелазе дужину од 1 km. Ово довољно илустративно говори о природи токова који понире у карст – сви они су повремени, могло би се рећи и бујични, а њихове долине углавном имају више карактеристике јаруга него правих долина. Само неколико највећих достиже дубину од око 70 метара, а нису присутне чак ни блаже назнаке речних тераса.

У погледу класификације, мора се напоменути да је већини тих токова веома тешко уопште одредити категорију. Поврх тога што су и сами повремени, нејасно је које од бројних јаруга које ка њима гравитирају можемо уопште звати притокама. На различитим топографским картама (орохидрографским основама) хидрографске карактеристике неких јаруга су различито картиране – тако на општим топографским картама размере 1:25000 већина ових јаруга-притока нема уцртан било какав хидрографски знак, док су на орохидрографским основама исте размере, које су коришћене приликом израде Основне геолошке карте (за рукописне оригинале) у већини поменутих јаруга картирани повремени токови. Ситуација на терену говори да су ове јаруге активне свега неколико пута годишње – у данима изразито јаких плусковитих падавина, те приликом топљења снежног покривача.



Сл.12 – Сливови површинских отокова, ите појаве контактног карста у области Девринске греде (1 – понор са слејом долином, 2 – извор, 3 – клисура пробојница, 4 – тунелска пећина)

Fig.12 – Drainage areas of surface streams, and contact karst features along the ridge Dževrinska Greda (1 – ponor with blind valley, 2 – spring, 3 – through gorge, 4 – tunnel cave)

Важно је напоменути да се карст Цевринске греде одлично уклапа у претходно поменути концепт тзв. појасног (*stripe*) карста (Lauritzen, 2001). То је двострани карст чији је обим изразито велик у поређењу са површином; тачније, однос ( $\gamma$ ) дужине ( $\lambda$ ) и просечне ширине ( $w$ ) је:  $\gamma = \lambda/w = 18/0,25 = 72$ . Пошто је већ за ( $\gamma$ )=30 појасна геометрија у потпуности развијена, јасно је да на Цевринској греди постоје оптимални услови да алогени ефекти дођу до пуног изражаја, те бисмо је могли дефинисати и као простор појасног карста, што је још прецизније него одредница контактни карст. Ипак, будући да овај термин још није одомаћен у нашој литератури, тексту ће и даље бити кориштен термин контактни карст, уз повремена поређења са типичним карактеристикама појасног карста. Пећине Цевринске греде припадају углавном морфотипу D: то су дугачке линеарне трасе дренаже, које често повезују тачке улаза и излаза воде, или пак представљају сегменте оваквог система.

Захваљујући бројним тачкама концентрисаних алогених дотока, као и малом површинском распрострањењу, кречњак Цевринске греде изузетно је добро карстификован, нарочито с обзиром на своју откривеност. Чињеница да су на простору од 4,7 km<sup>2</sup> (главни гребен 4,4 и источни изданци укупно 0,3 km<sup>2</sup>) приликом истраживања регистрована 34 спелеолошка објекта укупне дужине 6876 m, довољно говори о развијености карста. Међу спелеолошким објектима најзначајнији је Дрењарски систем, са 3731 m измерених и још најмање око 400 m неизмерених канала, који повезује 3 понора у један канал а проходан је све до зоне извора.

За потребе овог рада, а ради лакше обраде, систематизације и тумачења података и резултата, простор Цевринске греде подељен је на 5 хомогених регионалних целина (Сл. 13). То су, од севера ка југу:

- 1) Цеврински камен;
- 2) предео Кашајне;
- 3) средњи део греде, са источним изданцима;
- 4) предео Дрењара;
- 5) јужни део у сливу Личи потока (притока Реке).

Издавање целина изведено је тако што су за “границе” углавном узимани прекиди или већа сужења у кречњачком гребену. У сваком случају, свака од ових области је хидролошки, а у великој мери и морфолошки, независна целина.



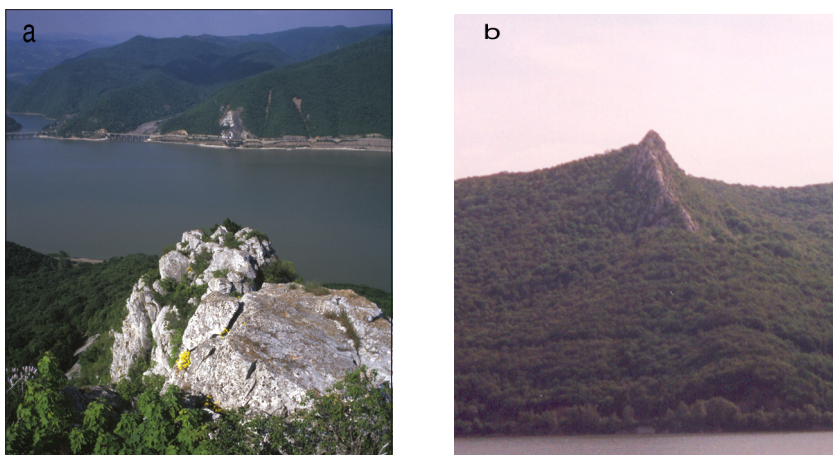
Сл. 13 – Карта топонима и регионалне целине Џевринске греде

Fig.13 – Location map and regional units of Dževrinska Greda

## РЕГИОНАЛНИ ПРИКАЗИ СА ГЕОМОРФОЛОШКИМ КАРАКТЕРИСТИКАМА

### Џеврински камен

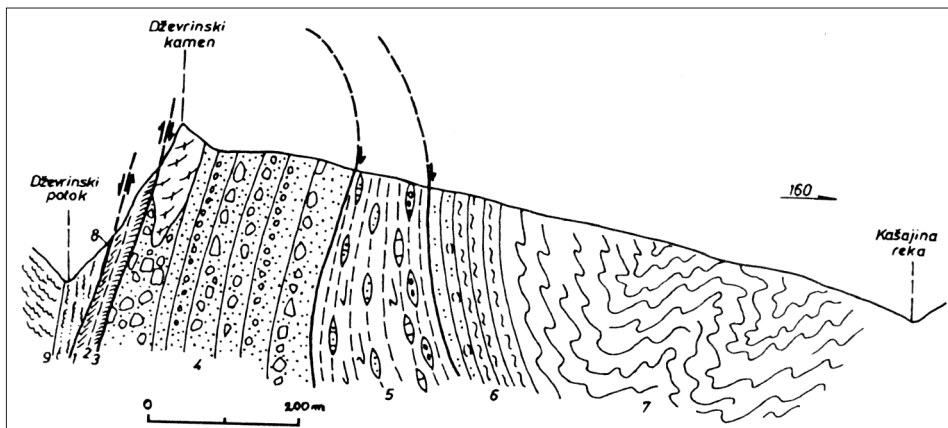
Џеврински камен (или само Џеврин) је маркантан кречњачки врх апсолутне висине 434 m, који се налази на десној обали Дунава на улазу у Сипску клисуру, око 8 km низводно од Текије (прво узвишење источно од Брзујке). Иако сам по себи веома упадљивог облика, Џеврински камен је, захваљујући специфичном положају и релативно високим и шумовитим узвишењима која га окружују са источне и западне стране, са наше обале Дунава добро видљив једино са дела пута (Ђердапске магистрале) код ушћа Џевринског потока. Цео Џеврински камен много боље је видљив са румунске обале Дунава (Сл. 14 б). Управо насупрот Џевринском камену, на румунској обали код Варчиорове [Varciorova], такође се налази упечатљив кречњачки профил видљив и са наше обале (Сл. 14 а). Одатле даље на север, са неколико прекида, пружа се продужетак Џевринске греде, тј. карст површи Мехединци.



Сл. 14 – Џеврински камен; а – поглед са врха, у правцу профила код Варчиорове, б – поглед из околине Варчиорове

Fig. 14 – Dževrinski kamen; a – view from the top, in the direction of Varciorova profile, b – view from Varciorova

Према Основној геолошкој карти СФРЈ, лист Доњи Милановац (Богдановић и сар., 1973), Цеврин представља најсевернију тачку Цевринске греде, која је по том карактеристичном врху и добила име. Међутим, детаљнија истраживања и картирања целог Цевринског брда и околног терена (Грубић, 1992) указују на то да је Цеврински камен потпуно изолован од главног дела кречњачке греде, те да заправо представља велики олистолитски блок који се у свом доњем делу клинасто завршава у формацији сенонских цевринских слојева (Сл. 15).



Сл.15 – Профил Цевринског брда: 1-4 мирочки аутохтон (1-3 ценомански јабуковачки слојеви, 4 сенонски цеврински слојеви), 5-8 инфрагејски пакети навлака, 9 гејска навлака (Грубић, 1992)

Fig.15 – Cross section through Dževrin hill: 1-4 Miroč autochtone (1-3 Cenomanian Jabukovac beds, 4 – Senonian Dževrin beds), 5-8 infragethic nappes, 9 – Gethic nappe (Grubić, 1992)

Цеврински слојеви су формација грубог флиша богатог олистостромама, који трансгресивно лежи преко ценоманских јабуковачких слојева и на овом простору представља последњу стратиграфску јединицу у оквиру мирочког аутохтона. Јужно од Цевринског камена кречњаци Цевринске греде јављају се на површини тек на узвишењу Слатина, што је проверено и потврђено на терену.

Грубић (1992) наводи да и кречњак код Варчиорове, насупрот Цевринском камену, такође представља олистолитски блок у формацији 'пешчари Варчиорове', која је еквивалент цевринским слојевима. Ако то усвојимо као тачно, то значи да и следећих неколико кречњачких изданака даље према северу, пре наставка континуираног гребена кречњака површи Мехединци, представљају такође олистолитске блокове попут Цевринског

камена. На овом потезу главни гребен Цевринске греде налази се на већим дубинама и није откривен на површини. Осим тога, Цеврински камен и олистолитски блокови у Румунији изграђени су од кречњака кредне старости. Грубић у цитираном делу тврди да геологија Цевринског брда, са мајданом код Варчиорове, представља “један од камена темељаца на којима се заснива интерпретација тектонских односа у североисточној Србији”.

У геоморфолошком и хидролошком смислу Цеврински камен је од релативно маргиналног значаја. Изузев атрактивног изгледа, овај огромни кречњачки блок нема друге битне карактеристике које би га посебно издвајале. Од карстне морфологије на њему су присутни једино корозивни површински микро-облици – шкрапе и каменице.

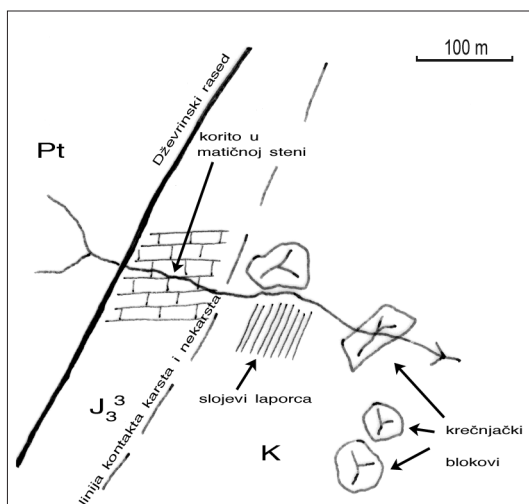
У хидролошком смислу, Цеврински камен налази се на самом развођу Цевринског потока и безименог потока подно Високе чуке, те се може сврстати у тип IX Гамсове (1974) класификације контактнoг карста – изоловани осамљени карст центрифугалног отицања. Кречњак се храни једино водом падавина, а једини познати извор налази се на западном контакту. На хидрогеолошкој карти аутора Филиповић (1985) налазимо податак да је овај извор слабе издашности ( $<0,1$  l/s), те га од осталих извора сличне издашности, који се махом налазе на текијском кристалину, разликује једино висок садржај јона калцијума (115 mg/l). Приликом обиласка у новембру 2001, извор је био сув.

## Предео Кашајне

Ова регионална целина протеже се од брда Слатина на северу до локалности Чесма на југу, у Петровом Селу. Већим делом налази се у сливу Кашајне, а на крајњем југу залази у слив Косовице. Кречњачки појас има највећу ширину у пределу пробојнице Пепељавог потока, те у изворишном делу Мале Пештере, саставнице Кашајне.

Између Слатине и Џеврина има само спорадичних појава мањих кречњачких блокова (до дециметарских димензија), који се једва примећују од земљишта и вегетације, и који се не могу окарактерисати као појава која би указивала на постојање главног гребена. Ипак, једна од појава на северним обронцима брда Слатина која указује да кречњака има иако нису видљиви на површини, је постојање неколико плитких суфозионих вртача. Наравно, и ова чињеница се мора узети са резервом, јер се овакве појаве мањих вртача могу јавити и у кречњачкој или лапоровито-кречњачкој компоненти кредних седимената.

Јужно од Слатине налази се најсевернија пробојница Џевринске греде, Поток од Пропазшће, који једва да се и може сврстати у пробојнице, јер је кречњачки гребен ту широк свега двадесетак метара. Морфолошки није нарочито изразит, а местимично је толико низак да га прекривају земљиште и лишће. Неколико десетина метара источније, те низводно у кориту потока, има још појава великих кречњачких блокова, који су вероватно одваљени од главног гребена (Сл. 16).

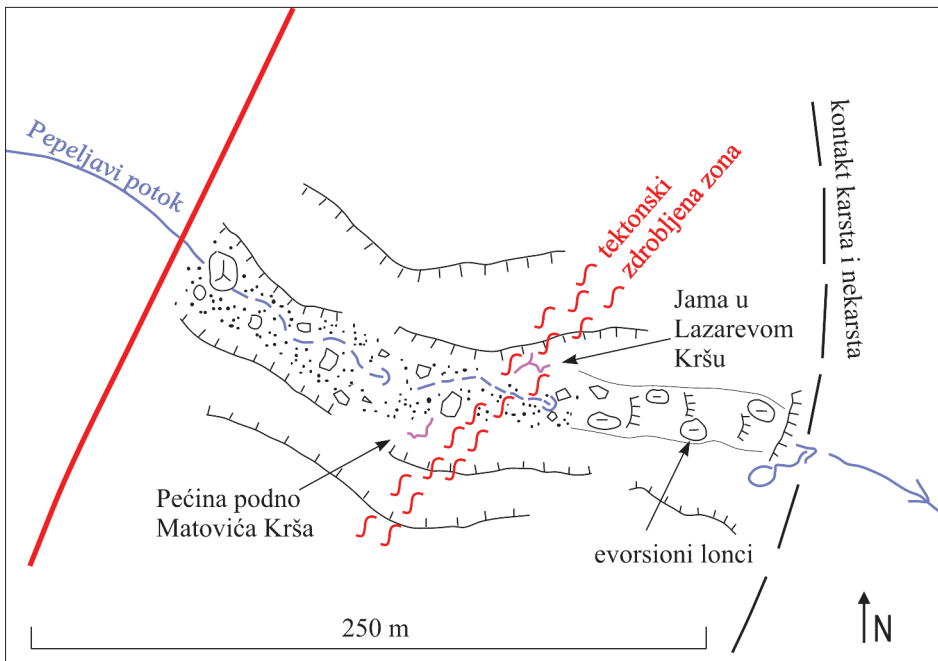


Сл.16 – Скица пробојнице  
Поток од Пропазшће

Fig.16 – Sketch of the through valley  
Potok od Propazšće



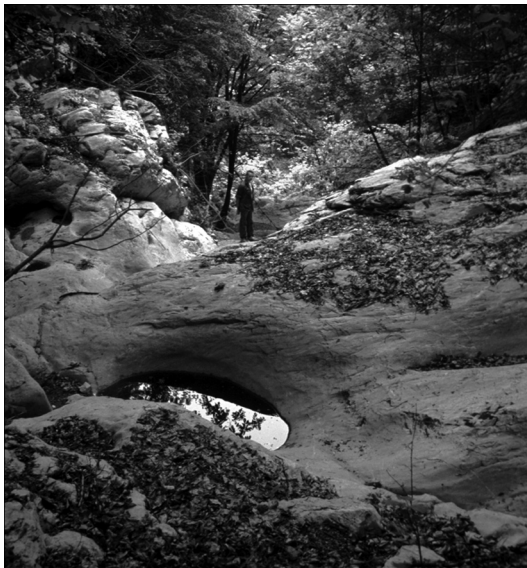
Греда се даље непрекинуто наставља све до долине следећег јужнијег тока, где већ има знатну ширину од око 250 m. Овде се већ ради о правој клисурастој долини, пробојници Пепељавог потока (Сл. 17). Кречњак са леве (северне) стране долине назива се Лазарев Крш, а са десне (јужне) стране Матовића Крш. У првих 200 m тока кроз клисуру, речно корито прекривено је великом количином наноса, највише песком од смрвљених шкриљаца, и облацима кварца које Пепељави поток носи са текијског кристалина. Осим тога, у кориту има и доста кречњачких блокова и дробине, а трагови свежег саламања и одроњавања видљиви су са обе долинске стране (светли преломи, оштре ивице, изломљено и изваљено дрвеће). На око 150 m од улаза у клисуру, низводно од изразите тектонски здробљене зоне која се пружа правцем NE-SW, знатно се смањује протицај Пепељавог потока, да би ток убрзо и сасвим нестао. Нема видљивог места понирања, већ се вода углавном процеђује кроз нанос.



Сл.17 – Геоморфолошка скица пробојнице Пепељавог потока  
 Fig.17 – Geomorphological sketch of the through valley Pepljavi Potok

Дуж последњих 50-ак метара клисуре речно корито усечено је у чистим кречњацима, готово без икаквог наноса. На овом делу уздужни профил долине изломљен је са неколико одсека, од којих су два најузводнија висине око 4 m, затим неколико мањих каскада од око 1 m, те најнизводнији одсек висине 10 m, испод кога је јасно видљив литолошки контакт кречњака са пешчарима и глинцима. Захваљујући селективној ерозији, релативна висина одсека се очигледно константно повећава. Посебна занимљивост овог најнизводнијег одсека је постојање сталног извора (Извор у Матовића Кршу) издашности око 3 l/s, и то управо у одсеку, са десне стране корита. Релативна висина овог извора изнад дна одсека је око 6-7 m, а више о њему ће бити речено у поглављу везаном за хидрографију.

Део клисуре усечен у матичној стени, кречњаку, обилује различитим ерозионим облицима – еворсионим лонцима, нишама, анастомозама, ерозионим жљебовима. Стена у кориту је заобљена и углачана (Сл. 18). У понеким лонцима има воде и наноса, али је очигледно да кроз овај део клисуре протичу само бујичне воде.



Сл.18 – Ерозиона морфологија клисуре Пељељавог потока

Fig.18 – Erosional morphology of the Pepeljavi Potok gorge

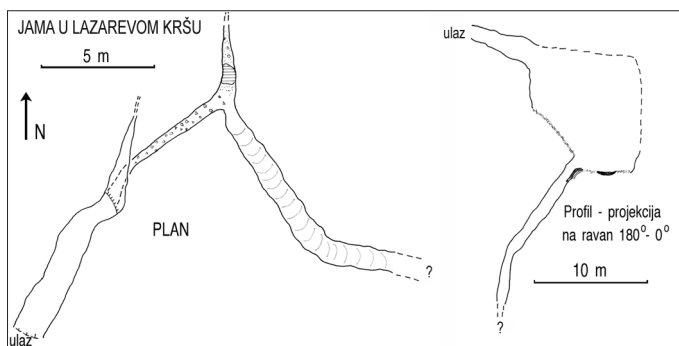
У клисури Пепељавог потока регистрована су три мања спелеолошка објекта, два уз само корито и један на већој висини, у одсеку у десној страни клисуре.

Пећина подно Матовића Крша налази се на око 100 m од почетка клисуре, у десној долинској страни. На самом улазу одвајају се два канала, од којих је доњи у нивоу корита потока, а горњи на 2,5 m релативне висине.

Доњи канал очигледно представља понор високих вода Пепељавог потока. Проходан је свега неколико метара, после чега је затворен чепом од нанетог материјала – облутака, песка, грања, лишћа. Горњи канал састоји се од левог, кратког узлазног крака, и од десног крака који се после 2 каскаде завршава, тј. није даље проходан због испуне од песка и земље.

Важно је напоменути да се најнижа тачка пећине (до ње води горњи канал) налази 5 m испод нивоа корита Пепељавог потока, чиме је потпуно искључена могућност интерпретације настанка горњег канала у висинској корелацији са неком ранијом фазом усецања клисуре. Насупрот томе, горњи канал морао је настати у време кад је корито потока било на знатно већој висини (или површински ток и није постојао?), а воде Пепељавог потока, нарочито високе, се подземно процеђивале ка низводном контакту кречњака и кредног флиша. Усецање корита потока до данашњег нивоа оставило је више делове горњег канала без хидролошке функције, док се у најнижи део данас вероватно процеђују воде из повремено активног доњег канала. На формирање канала у фреатским условима, под притиском, указују карактеристични, углачани и заобљени ерозиони облици. Укупна дужина пећине је 28 m, а денивелација 8 m.

Други спелеолошки објекат у дну клисуре Пепељавог потока је Јама у Лазаревом Кршу (Сл. 19). Улаз у јаму налази се на око 140 m од почетка клисуре, на левој долинској страни, на висини од 8 m од речног корита (на том месту већ готово сувог, јер се ту налази зона понирања). Дубином проходних канала од –23 m, јама се спушта чак 15 m ниже од корита потока, што указује на веома низак ниво подземних вода које се процеђују од места понирања дуж корита у узводном делу клисуре, ка низводном контакту.



Сл.19 – Јама у Лазаревом Кршу  
Fig.19 – The cave Јама u Lazarevom Kršu

По морфологији и правцу пружања јаме може се веома лако закључити да је строго тектонски предиспонирана, и то тензионом пукотином са оријентацијом 110/75. Суви део јаме се вероватно спушта и ниже од 23 m, али у том делу је пукотина већ сувише уска, што онемогућава даљи пролаз. Укупна дужина канала је 39 m.

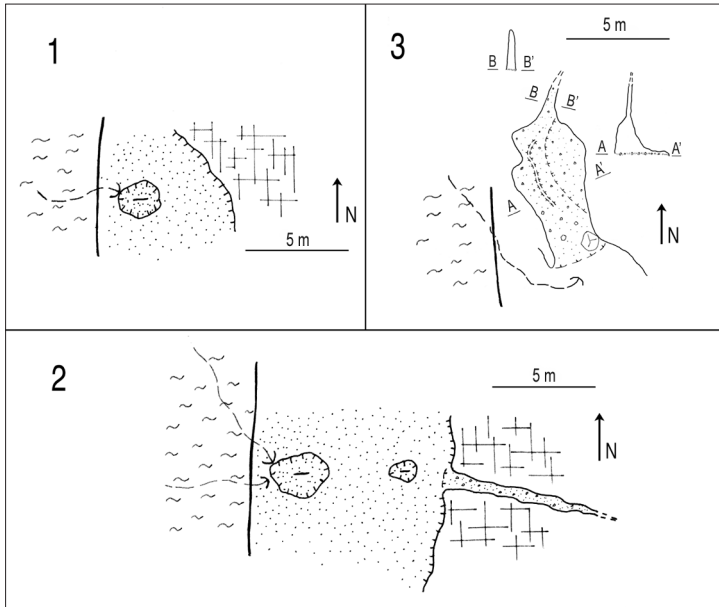
Сува пећина у Матовића Кршу налази се високо у одсеку Матовића Крша, на око 70 m релативне висине од дна клисуре Пепељавог потока. Представља реликт неког од старих хидролошких система, а у кратком (9 m) каналу нема трагова чак ни интензивнијих прокапних вода (што и није чудно, с обзиром да се налази свега неколико метара ниже од највиших делова Матовића Крша).

Врло је вероватно да у странама клисуре, нарочито у вишим деловима, има још оваквих кратких сувих пећина и окапина, али их је због густе вегетације тешко регистровати и пронаћи.

У јужном продужетку Матовића Крша кречњачки гребен се донекле сужава, на просечно стотинак метара, и ту ширину задржава све до Велике Пештере (тунелске пећине на Кашајни). Управо на том потезу налази се најсевернија понорска зона Џевринске греде, и то дуж западног контакта. Будући да је развође са јужном саставницом Пепељавог потока релативно близу, ни један од 4 периодична тока који пониру у овој зони није дужи од 150 m. Ови токови су по својој природи бујични, а кратке долине су стрмих страна и обрасле травом, што указује на то да се и саме бујице појављују релативно ретко.

Општа карактеристика ових понора је да нису изражени иначе типични одсеци са пећинским улазима у подножју; тачније, само један понор има такве карактеристике, али и одсек и пећина су малих димензија, сразмерно малој површини слива понорнице. Остали понори представљају заправо контактне вртаче где се ток губи у нанетом седиментном материјалу, при чему су сама места понирања обележена суфозионим удубљењима, издухама у наносу. Управо таква је најсевернија вртача – понор. Североисточни обод вртаче је стеновит и у неку руку би се могао протумачити и као одсек следе долине, док је само место понирања воде заправо суфозионо удубљење у дну вртаче, у наносу од кристаластих шкриљаца (Сл. 20-1). Следећа, јужнија вртача, има такође понор овог типа (две издухе, од којих је једна дубине 2 m, а пречника 2,5 m), док у стеновитом источном ободу вртаче постоји чак и сасвим мала пећина (на висини од око 1 m од дна вртаче), дугачка 7 m. Једноставан канал висине 0,7 m и ширине 0,5 m пружа се по азимуту 98°. У овом понору се сустичу 2 јаруге са запада (Сл. 20-2). Око 400 m даље према југу налази се трећи понор. У подножју 5 m високог одсека се налази мала, али очигледно

типична понорска пећина, названа Пећиница јужно од Матовића. Ток који је формирао ову слепу долину дотиче са севера, паралелно са контактом. Пећиница се после 9 m завршава узаном пукотином, заливену калцитом, и чепом од наноса (Сл. 20-3). Седамдесетак метара ка југоистоку налази се последњи у овом низу понора – контактна вртача благих страна, са две издухе на дну, у нанетом материјалу.

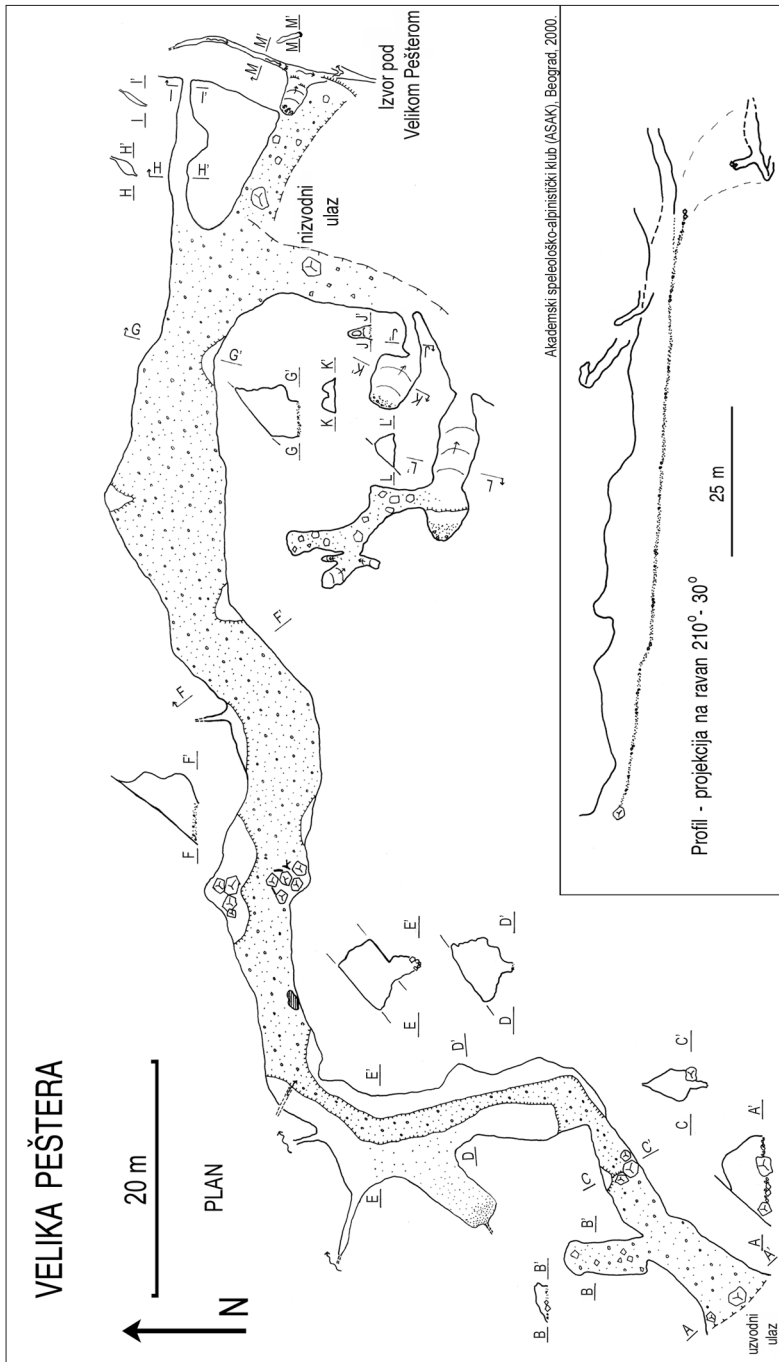


Сл.20 – Скице три северна понора у зони између Матовића Крша и Велике Пештере. Понори су нумерисани у правцу од севера ка југу

Fig.20 – Sketches of three northern stream-sinks (ponors) in the zone between Matovića Krš and Velika Peštera. Numeration from the north to the south

За сада се не може са сигурношћу рећи у ком се тачно правцу процеђују воде из ове понорске зоне. На основу морфологије терена можемо претпоставити да два севернија понора гравитирају ка Извору под Матовића Кршем (на низводном одсеку у клисури Пепељавог потока), а два јужнија ка Извору под Великом Пештером.

Јединствена појава на целој Цевринској греди, која даје и особени печат области Кашајне, је Велика Пештера, позната и под именом Тунелска пећина Кашајне (Сл. 21). Овај спелеолошки објект формирале су воде потока Велика Пештера, који је узводно од пећине дуг око 1 km, а низводно се после отприлике 200 m спаја са потоком Мала Пештера, творећи реку Кашајну. Велика Пештера је једини спелеолошки објект на Цевринској греди који је у потпуности управан на правац пружања гребена и приближно праволинијски спаја западни и источни контакт.



Сл.21 – Тунелска пећина Велика Пешиера и мала изворска пећина Извор под Великом Пешиером  
 Fig.21 – Through cave Velika Peštera, and a small spring cave Izvor pod Velikom Pešterom

Улаз у пећину, висине 6 и ширине 7 m, развијен је дуж пукотине са оријентацијом 340/40. Већ неколико метара после улаза, са обе стране канала су јасно диференциране ерозионе терасе релативне висине од 1,5 до 2 m, које вероватно представљају остатак ранијег дна канала, и задржавају висину тачке улаза. Карактеристика првих педесетак метара главног канала, осим ерозионих тераса, је и постојање пет кратких бочних канала, од којих су два најузводнија вероватно била повезана, али је веза прекинута калцитним преградама и наносом. Следећа три бочна канала хидролошки су повезана – два узводнија допиру до тока, без могућности даљег пролаза, а ток се коначно у главном каналу појављује кроз кратки, најнизводнији бочни канал. Даље се димензије главног канала још повећавају, на ширину од 7 до 9 m, и висину до 10 m, све до “излаза” на источној страни кречњачког гребена. Укупна дужина главног канала износи 129 m. После излаза, дуж десне, спољне стране гребена долази се до још два пећинска улаза, и канала који се условно могу сматрати и бочним каналима Велике Пештере. Ова два канала су сува, са позитивним нагибом; иако скрећу у правцу севера, не допиру тачно изнад главног канала и нису са њим повезани. Укупна дужина ова два канала је 21 m. Од места где главни канал “излази” на површину, суво корито у матичној стени наставља се још 17 m, до одсека који се под углом од 60°, са висинском разликом од 11 m, спушта до самог источног контакта. У подножју, са око 1,5 m релативне висине, из одсека извире вода, у виду малог водопада из пукотине кроз коју се може ући у изворску пећину. Ова пећина, дуга укупно 27 m (део кроз који протиче вода дуг је 17 m) је веома млада, тек у настајању. Развила се дуж тензионе пукотине са оријентацијом 110/55. Ширина проходног канала је углавном мања од 0,5 m, а стена је веома оштро еродована.

Иако пећина Велика Пештера представља својеврстан сегмент површинског речног тока, јер не мења правац у односу на цео слив тока Велике Пештере и омогућује готово несметан проток површинских вода захваљујући каналу великих димензија, неопходно је напоменути да је током истраживања поуздано утврђено да кроз пећину протичу само бујичне воде. Током највећег дела године, слаби површински ток губи се у наносу већ на самом улазу у пећину. Унутар пећине, кроз најнизводнији од левих бочних канала, јавља се претходно поменути слабији извор, издашности до 1 l/s, али ток готово да се и не формира. Вода се ујезерује у каналу, у удубљењу дугачком неколико метара, и кроз нанос се опет процеђује у дубље проводнике. Не може се са сигурношћу рећи да ли се овај извор у пећини прихрањује само водом која понире код улаза, или можда делимично и из севернијих понора (из претходно описане западне понорске зоне). Ипак, све ове воде се коначно појављују на поменутом извору у подножју низводног одсека испод излаза из

тунелске пећине, тј. на самом контакту са кредним седиментима. На висини од око 15 m од дна низводне долине, такође на контакту (са десне долирске стране) у прошлости је био активан још један слабији извор, који је чак на површини исталожио танак слој травертина. Судаћи по делимично уређеном месту за захват воде (плоча од кречњака), извор је раније био значајан за локално становништво, али данас је сув и прекривен лишћем.

Гавриловић (1988) износи своје гледиште еволуције Велике Пештере и околног терена, и еволуцију тумачи као вишефазну. У првој фази, ток Велике Пештере је текао површински, док “прелом у речном кориту, настао под утицајем селективне ерозије на контакту кречњака и пешчара, није достигао висину од 5 m (...) кад започиње подземна циркулација воде”. Даље се наводи да у другој фази “када је са низводне стране прелом достигао висину од 15 m (...) започиње образовање главног канала”. Према Гавриловићу, после образовања главног канала, дошло је до акумулативне фазе, у којој је наносом засут цео главни канал, као и узводна долина. Тада се ток поново вратио на површину, и то неколико десетина метара јужније од данашње пећине, где је као геоморфолошки траг остала преседлина у кречњачком гребену. Касније, “речни ток поново проналази свој ранији подземни пут кроз кречњаке”, односи материјал, а преседлина, као део некадашњег речног корита, остаје напуштена (Гавриловић, 1988). Иако се наведене фазе могу уклопити у логичну целину, неке од претпоставки нису довољно објашњене. На пример, зашто је у првој фази прелом морао да достигне висину од баш 5 m да би почела подземна циркулација, те на основу чега се тврди да је низводни прелом у време почетка образовања главног канала имао висину исту као данас? Делује да се аутор одлучио за дугачку причу о засипању и акумулативној фази само да би у еволуцију уклопио чињеницу што се ‘други бочни канал’ налази на већој висини него преседлина (па би, по томе, било немогуће да је преседлина била речно корито у првој и јединој површинској фази). Уместо увођења две површинске и две подземне фазе без читих доказа, можда се формирање горњих бочних канала може посматрати и са другачијег аспекта. Иако их сада називамо ‘бочним каналима’ тунелске пећине, није нужно да су они са главним каналом (и током Велике Пештере) генетски повезани. Једна од могућности је да су ти ‘бочни канали’ генетски везани за северније поноре, који су ионако по положају виши, те да су у време површинског тока Велике Пештере и усецања корита на данашњој преседлини, представљали низводне делове канала које је формирао неки од северних понора (рецимо, на Сл. 20 обележен бројем 3). И за ову претпоставку тешко је наћи поуздане доказе. Чињеница да је доминантни правац ‘другог бочног канала’ север-југ (а не исток-запад) не може да буде третирана као доказ, али донекле

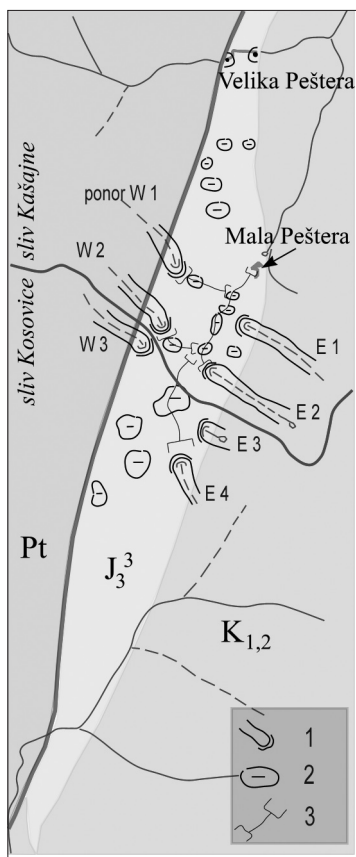


говори у прилог оваквом тумачењу. У сваком случају, било би за очекивати да, уколико је било поменуте акумулативне фазе у главном каналу, има цементованог наноса у вишим деловима канала, што – колико је познато – изостаје. На жалост, у овом случају не могу се изводити никакви закључци на основу састава седимената, јер су кристаласти шкриљци присутни на целом западном контакту. Данас је ток из главног канала премештен још ниже, у за сада непроходне проводнике, те је за очекивати да се у будућности постојећа тунелска пећина сасвим фосилизује, а садашња мала изворска пећина можда проходним каналима споји са местима понирања.

Најјужнију хидрогеолошку целину у области Кашајне представља систем понори на Бачији – извор Мале Пештере. Ова целина се налази на крајњем југу слива реке Кашајне, а делимично залази и у слив Косовице. Из пећине Мала Пештера извире истоимени ток, који је јужна саставница Кашајне.

Локалност Бачија карактерише понорска зона са 7 понора, три на западном и четири на источном контакту (Сл. 22). Осим ових понора, у области се јавља и неколико контактних вртача, које немају изражену узводну јаругу на некарсту, али и у њих вероватно понире мања количина вода које површински отекну са некарста из непосредне близине.

Сливови 7 понорница су мали, попут оних у северној понорској зони (између Велике Пештере и Матовића Крша); највећи слив има површину од 5-6 хектара, а најмањи мање од 1 хектара. Дужине ових повремених токова не прелазе 200 m. Из тих разлога токови и понори немају засебна имена, па су овом приликом означени бројевима (W 1-3 за западни, и E 1-4 за источни контакт). Понор W-1 има највећи слив. Повремени ток понире под одсеком висине 10 m, али не постоји проходна понорска пећина. Најнизовнијих 20-30 m ток је усекао у кречњаку, тако да се сама тачка понора и понорски одсек не налазе на самом контакту. Понор W-2 има мало мањи слив, али за разлику од северног, овде постоји мала понорска пећина. Код понора W-3 не постоји ни одсек ни пећина, а веома слаб повремени ток понире у издухи у наносу. На источном контакту, понор E-1 има релативно велику слепу долину стрмих страна (попут јаруге), а понорски одсек висине 4 m налази се у левој долинској страни. Настао је по веома изразитом пукотинском систему са елементима пада 225/80 (пружање  $\approx 120^\circ$ - $300^\circ$ ). Понорска пећина је потпуно непроходна због великих количина песковитог наноса у подножју одсека. Понорски ток означен као E-2 понире под одсеком висине око 2 m. У подножју постоји улаз у мању понорску пећину, са каскадом висине 4 m, и краћим косим каналом дуж веома узане пукотине.



Сл.22 – Геоморфолошка скица система Баџија – Мала Пешићера (1 – слепа долина; 2 – вршача; 3 – сува долина)

Fig.22 – Geomorphological sketch of the system Bačija – Mala Peštera (1 – blind valley; 2 – doline; 3 – dry valley)

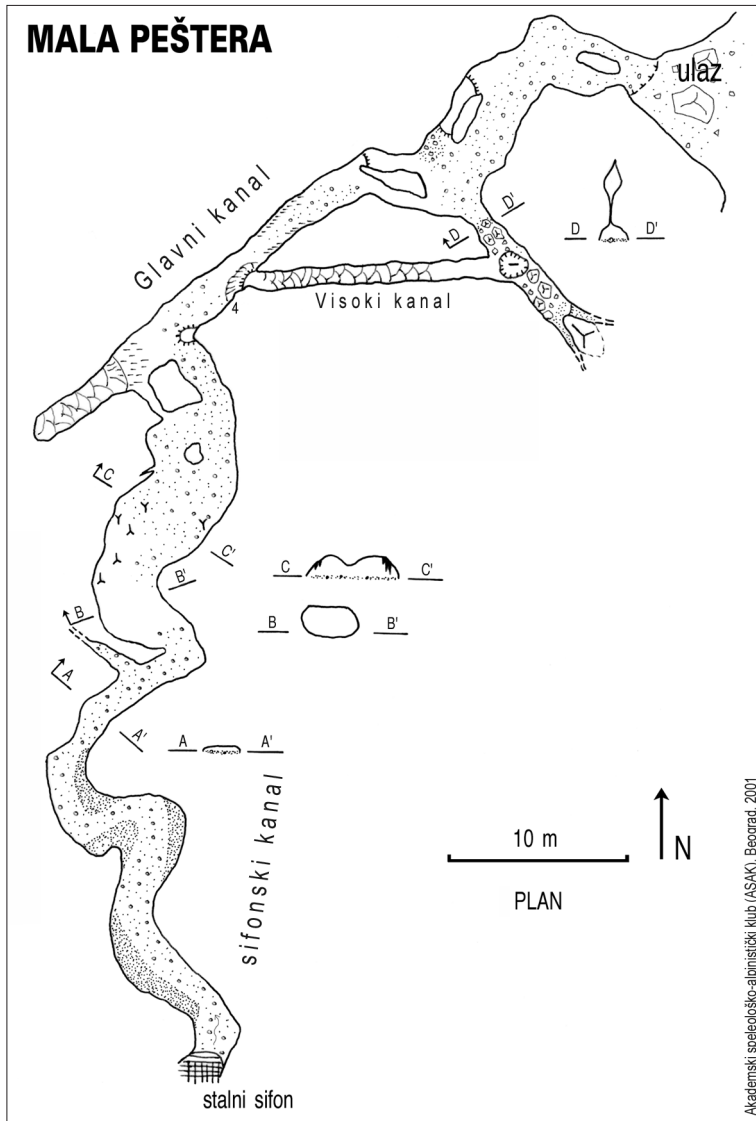
Као и код претходног понора, одсек не оивичава најнизводнији део следе долине, већ се налази у њеној десној страни, развијен дуж система вертикалних пукотина које се пружају по азимуту  $100^\circ$ . Чак је и проходни део пећине развијен по том пукотинском систему, па има “узводни” правац, ка контакту (наравно, тих првих неколико метара не значе да и низводни канали у наставку имају тај правац, јер би то било теоријски немогуће). Код следећег јужнијег понора (Е-3) понорски одсек има исти положај као код Е 2 (у десној страни долине). Пећина у дну одсека проходна је свега око 2 m и запуњена наносом. Понор Е-4 нема понорски одсек, већ само вртачasto удубљење и велику издуху у наносу.

Понори W-1, W-2, E-1 и E-2 налазе се у сливу Кашајне, а W-3, E-3 и E-4 у сливу Косовице. Трасирање вода са ових понора није вршено. Иако се налазе у 2 различита слива (различитих директних притока Дунава), на основу положаја може се очекивати да се сви дренирају према северу, ка току

Мала Пештера, који извире из истоимене пећине. Ипак, треба дозволити да постоји могућност да воде јужних понора гравитирају ка некој од северних притока Циганског потока (лева притока Косовице). Услови за извођење опита трасирања су изузетно неповољни, јер ретко увире довољна количина воде.

Улаз у пећину Мала Пештера се налази у подножју каскадног кречњачког одсека висине око 15 m, на источном контакту. Изнад улаза, на око 5 m висине, у одсеку се налазе очувани фрагменти пећинских канала, од којих један наликује на “тунел” дужине 3 m и има изражен попречни профил у облику “кључаонице” (keyhole profile). То указује да је фаза формирања канала у фреатским условима (потпуна испуњеност канала водом, под притиском, што резултира формирањем кружних попречних профила) замењена вадозним усецањем (делимична испуњеност канала водом, што резултира формирањем кањонских попречних профила). Око 1-2 m испод коте улаза у пећину налази се место истицања воде, а 8-10 m ниже, након низа каскада, већ почиње заравњено корито реке Мала Пештера, где више нема обурваних кречњачких блокова. Сам улаз у пећину подељен је стубом од матичне стене на два дела, од којих јужни има карактеристичан облик ерозијом обрађене зјапеће пукотине, са јужним азимутом пада. Исти елементи пада јављају се и у Високом каналу, који је такође развијен по оваквој тензионој пукотини, иако нигде у близини није видљив расед који би произвео тензију тог правца (расед би морао имати приближно пружање запад-исток, са издизањем јужног крила). Бочни канал развијен је по пукотини (можда је у питању и мањи расед, судећи по здробљеном материјалу,) истих елемената (40/90) као и карактеристична раван испред пећине, испод које је место извирања воде. За ову пукотину такође није јасно ком систему припада.

Првих 55 m пећине је углавном увек суво (изузев у случајевима екстремно високих вода), јер се воде процеђују ка месту истицања испод пећинског улаза. Дно главног канала прекривено је песком и облацима, при чему су заступљени како кристаласти шкриљци, тако и пешчари (понори постоје на оба контакта). У Високом каналу, дно је прекривено сувим травертинским кадама дубине и до 1 m, док у бочном каналу, који је по функцији доточни (видљиво и по облику фасета, иако је нагиб при крају негативан), по дну има, осим обурваних мањих блокова и дробине, доста земље и лишћа донетих са површине.



Сл. 23 – Пећина Мала Пешићера (план)  
 Fig.23 – Plan view of the cave Mala Peštera

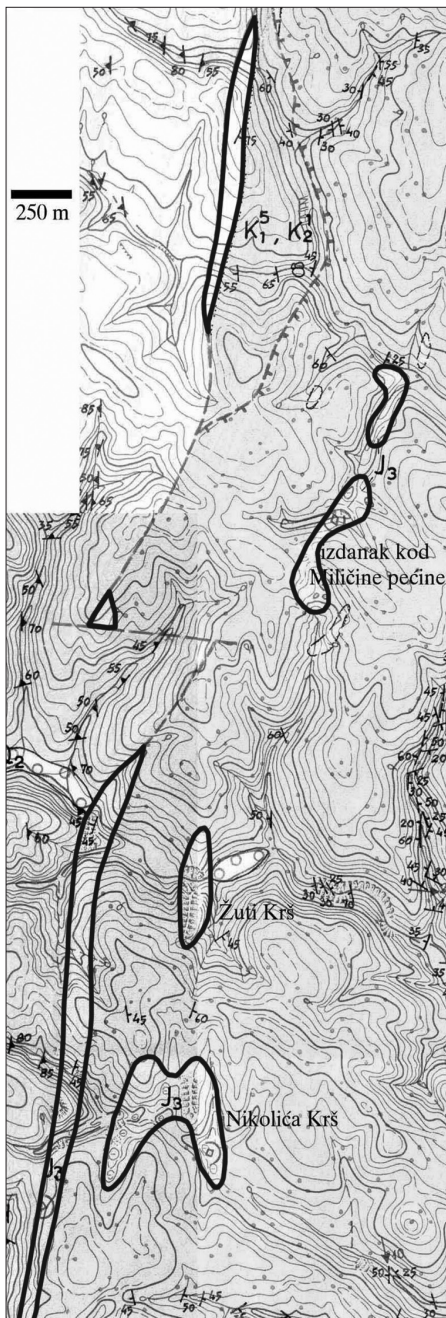
Западни доточни канал, проходан свега 6 m и затворен накитом, и по паду и по азимуту чини целину са главним каналом, док је Сифонски канал спојен са поменутом целином накнадно, под утицајем воде која је била под великим притиском. На то упућује карактеристична ерозиона

морфологија са заобљеним и углачаним облицима, која се на прелазу у главни канал у потпуности мења – из типично фреатске у фосилизовану вадозну. У Сифонском каналу могу се диференцирати два дела, и то не на морфолошкој, већ на хидролошкој основи. Узводних 45 m представљају сифон који је највећим делом године потпуно испуњен водом (чак можемо тврдити да је овај канал сув једино у време екстремних суша, као што је био случај у време истраживања пећине), док низводних 19 m има у основи морфологију сифона, али је видљиво да је овај део испуњен водом само у време веома високих вода. Присуство калцитних творевина поткрепљује ову тврдњу. Као што је већ поменуто, истраживање 45 m узводног дела Сифонског канала било је могуће захваљујући екстремној суши. Овај део канала пружа увид у један од најбољих примера доступних сифонских канала у познатим пећинама североисточне Србије. Попречни пресеци канала су елипсasti и кружни, дно је прекривено механичким седиментима, а таваница и зидови канала у потпуности су прекривени већим или мањим фасетама. На местима где канал оштро скреће фасете су толико изражајне, да се помоћу њиховог облика могу веома јасно реконструисати правци кретања воденог тока, облик вртлога, те начин на који вода под притиском скреће и прати правац канала. Висина канала углавном не прелази 1,5 m, осим на једном месту где је кубе у таваници високо око 3 m. У његовом врху формирале су се калцитне драперије, јер се чак и у време потпуног поплављивања сифона ту образује ваздушни цеп, па кубе остаје стално суво. Од последње тачке мерења, узводно је сифон пун воде чак и током веома сушних периода. Укупна дужина пећине Мала Пештера је 144 m, а денивелација 8,5 m (-3,5; +5).

Око 120 m низводно од улаза у пећину, са леве долиנסке стране тока Мале Пештере (на карсту), налази се извор зван Хајдучки Кладенац. Релативна висина изнад дна долине му је око 20 m, и слабе је издашности (у време суше,  $<0,1$  l/s). На самом извору постоји и сасвим мала пећина, са висином канала од свега 0,2 m, те је готово немогуће ући. Видљиво је око 2 m дужине канала. Западно од извора, на контакту постоји неколико вртача, те се извор вероватно делимично храни малим количинама падавинске воде која у вртачама понире.

Најјужнију тачку предела Кашајне представља кречњачки гребен на локалности Чесма, северно од центра Петровог Села.

## Средњи део греде са источним кречњачким изданцима



Ова регионална целина протеже се од Циганског потока, леве притоке Косовице, па на југ све до северног дела гребена Краку Урлатури. Обухвата главни гребен Џевринске греде, као и три већа изданка кречњака на истоку.

Постоје различита тумачења о томе којој формацији припадају ови изданци – да ли су то јурски кречњаци, тј. истоветни онима на Џевринској греди, или пак кредни кречњаци, у оквиру аутохтоних кредних седимената? У овом раду је усвојено да је реч о кредним кречњацима (Сл. 6). Иако је ова разлика од велике важности кад су у питању стратиграфске и структурне карактеристике овог простора, у интерпретацији карстних појава она није од пресудног значаја.

Ова регионална целина се протеже кроз три слива директних притока Дунава – Косовице, Подвршке реке (на топографској карти је наведен назив Ваља Маре, али становништво користи назив Подвршка река), и Велике реке (“Каменичке”).

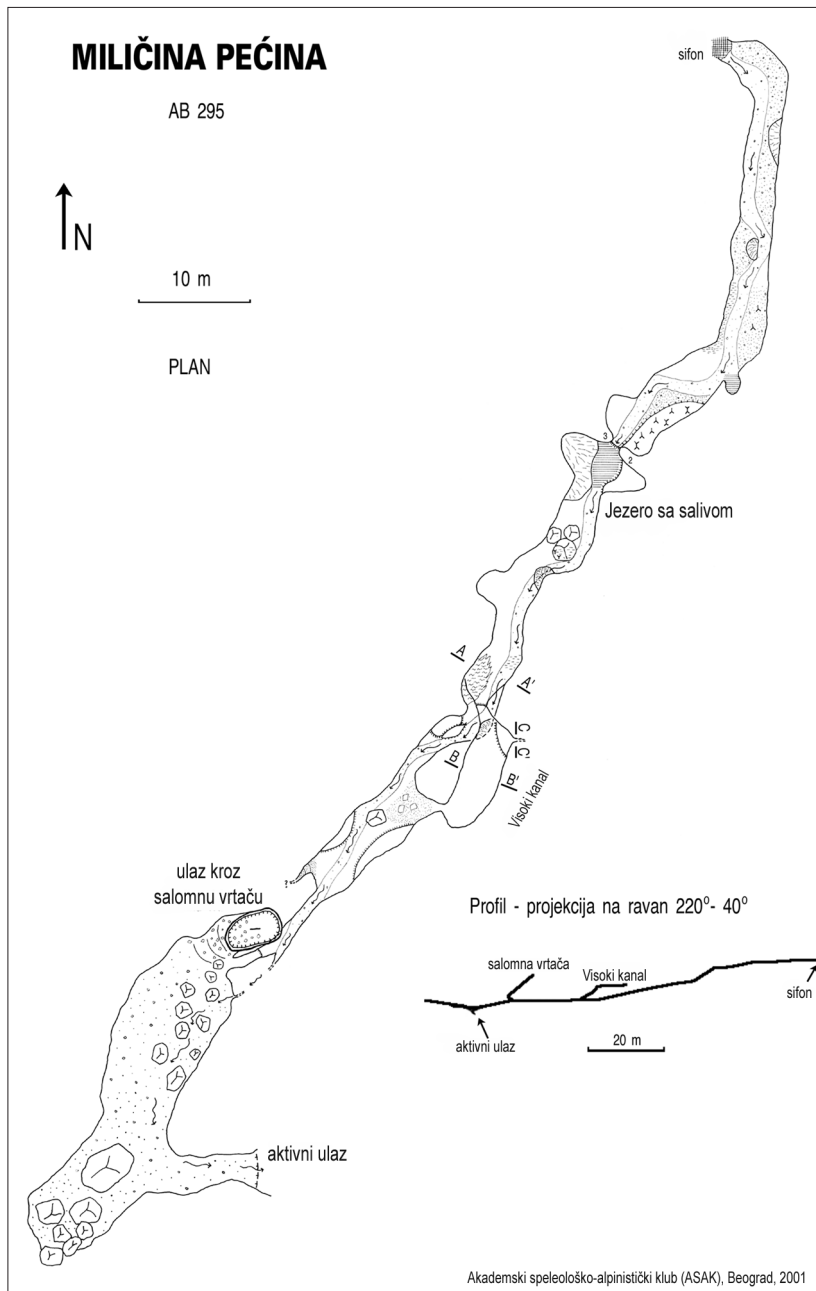
Сл.24 – Средњи део греде и источни кречњачки изданци, представљени на рукописном оригиналу Основне геолошке карте (Богдановић и сар., 1973)(кречњаци додатно наглашени дебљим линијама)

Fig.24 – Middle part of the ridge, with eastern limestone outcrops (manuscript version of the basic geological map; Bogdanović et al., 1973; limestones additionally emphasized by thick lines)

На целом овом потезу ширина Цевринске греде углавном не прелази око 50 m, а између центра Петровог Села и Подвршке реке гребен није видљив на површини. У том делу је чак и пружање Цевринског раседа на ОГК картирано као претпостављено (Сл. 24).

Дуж гребена готово да уопште нема карстних појава. Пет површинских токова усекло је пробојнице, у којима се током сушнијих периода године губе извесне количине воде процеђивањем кроз нанос у речном кориту, али понори у класичном смислу не постоје. Насупрот томе, кречњачки изданци у оквиру кредног аутохтона обилују карстним облицима и појавама, а хидролошки функционишу као целине.

Од три већа изданка, најсевернији је безимени изданак код Миличине пећине, који је уједно и највиши, на надморској висини од 380 до 430 m (највишим делом налази се у нивоу површи, на развођу Косовице и Подвршке реке). Северно и југоисточно од њега јавља се још неколико мањих изданка, који због мале површине нису појединачно разматрани. Они имају површине од око 0,3 до 3 ha, док изданак код Миличине пећине има површину од око 6 ha, и издуженог је облика, по правцу NE-SW. У северном делу изданка, два тока дужине по 300 m (из источног и западног правца) теку један у сусрет другом, спајајући се на кречњаку. Иако при погледу на карту делује да они представљају саставнице потока који даље тече према североистоку (и улива се у Косовицу), то заправо није случај. Поменута два тока су понорнице, које пониру испод јужног кречњачког одсека висине 5 m, баш на месту где се сустичу, а њихове воде даље подземно теку према југу. На понору нема проходног пећинског канала, због велике количине нанетих седимената. Понорнице имају карактер повремених токова и сиромашне су водом, тако да не успевају да однесу седименте, већ их таложе. Отичући подземно према југу, ове воде прелазе из слива Косовице у слив Подвршке реке, где се појављују у изворској Миличиној пећини, кроз коју истичу на површину (дакле, у оквиру истог изданка). Ово је, колико је познато, једини случај дуж Цевринске греде где са сигурношћу знамо да се не поклапају хидролошко и топографско развође директних притока Дунава. Хидролошка веза је, осим што се у датим околностима логички намеће као једина могућа, и експериментално доказана. Мештани Петровог Села утврдили су је застарелом, али поузданом методом трасирања – помоћу пиљевине.

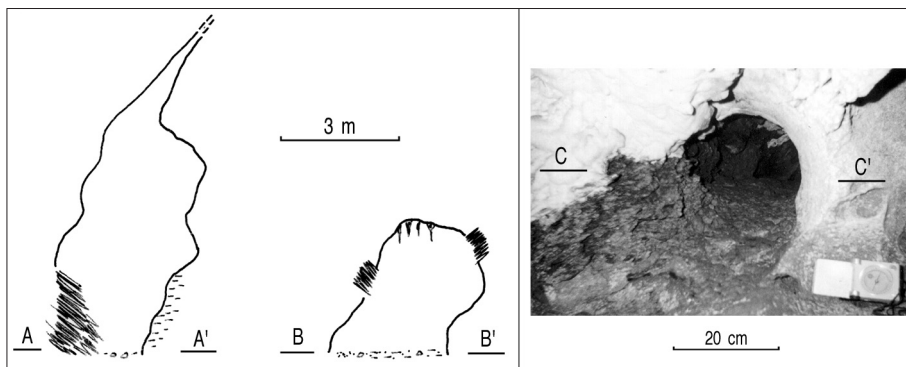


Сл.25 – Миличина пећина (означени попречни профили приказани су на Сл.26)  
 Fig.25 – The cave Miličina Pećina (for indicated cross-sections, see Fig.26)



Миличина пећина има два улаза (Сл. 25). Кроз нижи улаз ток извире из пећине и даље се прелива преко низа каскада, те наставља ток кроз долину стрмих страна и великог пада. Виши улаз је заправо саломна вртача урушеног дна, која се на тај начин спојила са пећином. Својим правилним и уједначеним правцем, пећински канал прати основну оријентацију кречњачког изданка (приближно  $30^{\circ}$ - $210^{\circ}$ ), иако се не налази директно уз његову ивицу. Између два улаза налази се пространа дворана са обурваним блоковима, од којих је највећи саломљен са таванице баш дуж пукотине са оријентацијом 315/65, што такође указује да је овај правац доминантан.

У Миличиној пећини јавља се интересантна појава – један од могућих доказа о припадности овог изданка формацији кредног аутохтона. На неколико места у пећинским каналима, на попречном профилу истиче се појава да матичну стену не представља кречњак, већ веома ушкриљени глинци, који су уобичајена појава у аптско-валендинским слојевима мирочког аутохтона. Ове стене се у кречњаку јављају као прослојци (Сл. 26), ситно услојени и убрани услед интензивне тектонске активности.



Сл.26 – Карактеристични профили у Миличиној пећини, на којима се јављају прослојци глинаца

Fig.26 – Characteristic cross-sections in the cave Miličina Pećina, with occurrences of shale beds

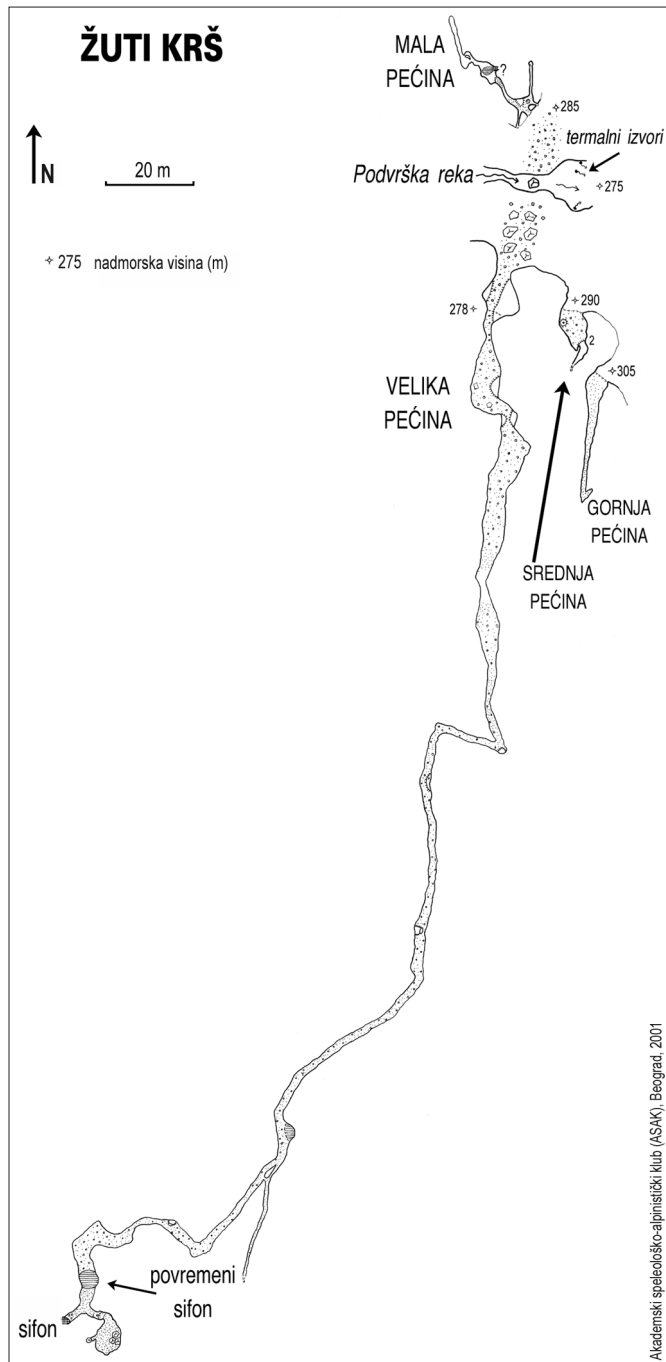
Укупна дужина пећине је 156 m, од чега 15 m отпада на суви високи канал, а 141 m на главни канал, који је целом дужином хидролошки активан. По дну канала углавном се налази шљунак и песак, али на неколико места је веома маркантна појава белих и црвенкастих калцитних превлака на дну канала, по којима тече вода. На једином месту где у пећини постоји већа каскада (5 m) вода се прелива преко великог салива. Очигледно је да дуж пећинског тока већ дуже време долази до излучивања калцијум-карбоната,

јер нигде није примећено да је калцит у било којој мери еродован. И из прокапних вода излучује се велика количина калцита; у целој пећини има доста накита (највише салива, чак и у форми балдахина), што је веома необично за објекат који је стално хидролошки активан. Са друге стране, веома су заступљени и ерозиони облици (нарочито узводно од каскаде) – ерозиони жљебови, висећи меандри, остенајци. Све ово указује на често смењивање ерозионих и акумулативних фаза у хемизму воде у пећини, при чему се на основу неоштећеног калцита у кориту тока може закључити да је садашња фаза акумулативна. Пећина се завршава узводним сифоном димензија 2 x 2 m, у каналу висине 0,5 m. Укупна денивелација канала од улаза до сифона је +14 m. Како се понор налази на надморској висини од 400 m, а извор (улаз у пећину) на 380 m, то значи да је денивелација узводно од сифона још +6 m. При томе је хоризонтално растојање између сифона и извора 125 m (пад 112 ‰), а од понора до сифона (праволинијски) чак 300 m (са само 6 m денивелације, то је пад од 20 ‰), што указује на нагло вадозно усецање изазвано великим износом хидрауличког градијента. Кад овоме придодемо податак да је пад површинског тока који извире из пећине – од тачке извора до ушћа у Подвршку реку (110 m денивелације на 975 m тока) – идентичан просечном паду пећинског канала: 112 ‰, јасно је да је ово пример изразитог алогеног утицаја на карст, овог пута са низводне стране контакта. Токови две понорнице са узводне стране имају пад од по 100 ‰, што значи да део канала од понора до сифона још увек успева да одоли алогеним утицајима и да задржи карактеристике које су предиспониране узроцима у самом карсту. Готово са сигурношћу можемо да тврдимо да понорски канал нема праволинијски пад од математички израчунатих 20 ‰, него највероватније сифонски облик, са десцендентним и асцендентним делом. У овом каналу вода се налази под великим притиском и вероватно се споро креће, чиме се може објаснити појава да успева да се засити калцијум-карбонатом, кога одлаже низводно у вадозном пећинском каналу. Већ поменута чињеница да ове калцитне насlage нису еродоване може указивати на то да је од почетка њиховог талочења засигурно успорен и процес усецања пећинског тока (о разлозима за то не можемо закључивати на основу за сада познатих података). Уколико поступак оцене алохтоног утицаја на карст помоћу упоређивања падова одређених сегмената тока, ради поређења применимо на пећину Мала Пештера у сливу Кашајне, видећемо потпуно другачији случај. Ту ни фреатски ни вадозни сегмент подземног тока нису ни у каквој корелацији са површинским делом слива потока Мала Пештера – површински ток има пад од 60 ‰, у пећини је цео сифонски канал асцендентан, док је у вадозном каналу (од краја сифонског канала до тачке

истицања воде, 1 m ниже од пећинског улаза) пад 42 %. Велики пад вода савлађује у непроходном делу система (266 ‰, од најнижег и хоризонтално најближег понора – северног на источном контакту), кроз канале који се формирају у складу са хидрауличким градијентом од тачака улаза до тачке излаза из карста.

Следећи у низу већих кречњачких изданака источно од Цевринског раседа је Жути Крш. За разлику од изданка код Миличине пећине, који заузима висок положај на развођу Косовице и Подвршке реке, Жути Крш се налази уз само речно корито Подвршке реке, која га је открила и усекла у њему кратку клисуру. Узводно од овог изданка, Подвршка река се усекла и у Цевринској греди. Висински, Жути Крш се простире од 275 m (корито реке) до 360 m надморске висине. Изданак има готово правилан облик издужене елипсе, дужине 500 m и ширине 125 m (5 ha), у облику стрмог гребена, иако терен и северно и јужно има већу апсолутну висину. Овде Подвршка река врши епигенетско усецање, јер је њен ток пре откривања кречњака текао по повлати од седимената кредног пара-флиша (који су “мекши” и еродибилнији од кречњака). У изданку постоје 4 пећине, од којих се само једна налази северно од речног корита (на левој обали) – Мала пећина у Жутом Кршу. Објекат има три улаза, на 10 m релативне висине од дна долине, и укупне је дужине 43 m. Сва три улаза воде у улазну двораницу, из које силазни канал са каскадом у наносу (висине 2 m) води до најниже тачке пећине – језера пречника 1 m. Нема јасних знакова било притицања, било отицања воде из језера, мада се може очекивати да се она полако процеђује. Даље се канал благо пење у дужини од 15 m и завршава снижењем таванице. Карактеристично је да сви делови канала имају кружне и елипсасте попречне пресеке, што указује на то да су формирани фреатским током, под притиском. У малом бочном каналу приметни су трагови потпуног засипања наносом, којег има у великим количинама и у главном каналу, пре језера. У пећини нису видљиви никакви трагови тектонске предиспонираности.

На десној обали Подвршке реке налазе се три пећине, од којих су две краће на релативним висинама 29 m и 14 m од корита реке, а најдужа на свега 3 m релативне висине. Две пећине на већој релативној висини (“Горња” дужине 26 m, и “Средња”, дужине 13 m) су потпуно суве, са једноставном морфологијом канала, ситном дробином и потпуно сасушеним наносом на дну, и обе се завршавају уским пукотинама, додатно затвореним калцитом. Најдужа пећина – Велика пећина на Жутом Кршу – има 355 m канала и улаз на 3 m висине изнад корита Подвршке реке. Једноставне је морфологије, са само једним бочним каналом (Сл. 27).



Сл. 27 – Пећине Жутог  
Крша: Мала, Велика,  
Средња, Горња (план)

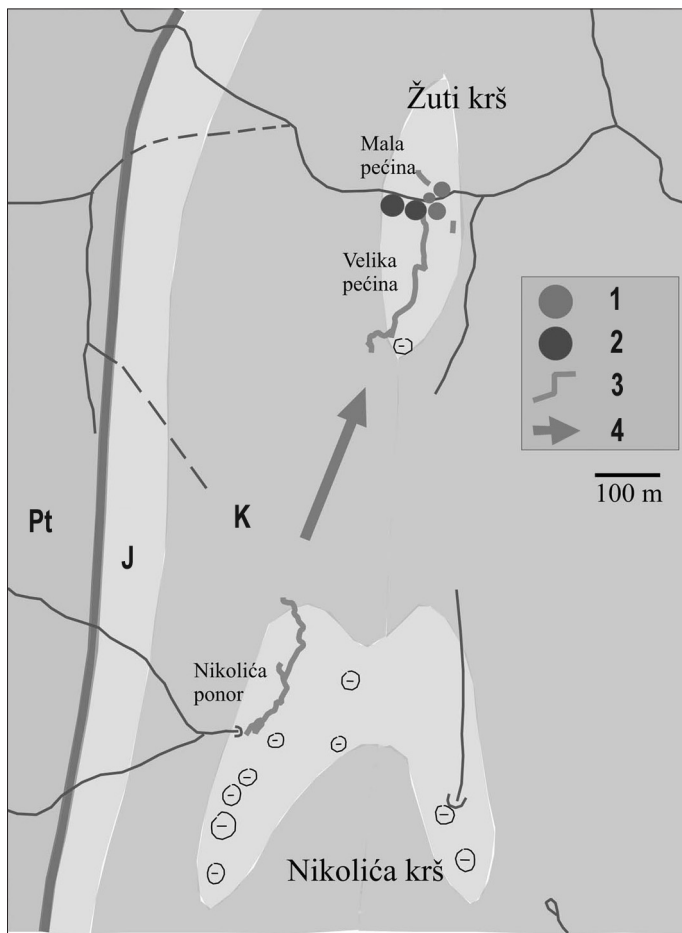
Fig. 27 – The caves of Žuti  
Krš: Mala, Velika, Sred-  
nja, Gornja (plan view)

Улаз је настао на месту укрштања две изразите руптуре, од којих једна пада ка истоку, а друга је готово вертикална. Дуж вертикалне руптуре вероватно је било и кретања, те она представља расед, што се може закључити на основу постојања зоне изразито здробљеног кречњака. Овај расед има готово исте елементе као и Џеврински (уз мало већи угао пада), па вероватно представља један од пратећих раседа.

Пресек ове две руптуре наставља се и даље, у првих 175 m канала (са једним прекидом од 13 m, где канал прати попречну пукотину која пада ка северу), да би се после тога пукотина источног азимута пада изгубила, а до изражаја дошла друга, са оријентацијом 275/70. Велика пећина у Жутом Кршу је по хидролошкој функцији изворска, али је хидролошки активна једино у време екстремно високих вода. Нанос на дну канала углавном нема велику дебљину, а на више места га чак и нема, већ се види дно од матичне стене (нарочито у сужењима). Велика количина шкриљаца у наносу јасно указује на то да пећина има хидролошку везу са понором у следећем јужнијем изданку – ток који понире у пећини Николића понор једина је понорница на овом потезу Џевринске греде, а највећи део слива је на простору текијског кристалина. Велика пећина у Жутом Кршу завршава се сифоном чији ниво варира зависно од сезоне. У последњих 47 m морфологија канала се нагло мења – из тектонски предиспониране, са видљивим пукотинама и оштрим преломима, местимичним појавама накита, те вадозним усецањем, у типичну сифонску, са заобљеним и ниским профилима канала у матичној стени, који указују на деловање воде под притиском. Повремено проходни део сифона по дну је покривен обланицама са танким слојем житке глине. Можемо претпоставити да се током влажних сезона воде процеђују према извору који се налази на 1 m висине изнад корита Подвршке реке, око 50 m узводно од улаза у Велику пећину. Овај извор пресушује једино у време дуготрајних суша. Веома важна карактеристика Жутог Крша је постојање три субтермална извора, на делу тока Подвршке реке између улаза у Малу и Велику пећину. Један субтермални извор налази се на левој обали, непосредно изнад речног корита, други у самом кориту, а трећи на десној обали, где се процеђује кроз нанос на 0,5 m висине од корита. Иако су извори слабе издашности, њихово постојање потврђује да дуж дубоких структура Џевринског раседа и његових пратећих паралелних раседа долази до дубинске циркулације подземних вода. Иако се налази у непосредној близини пећине, овај систем субтермалних вода није ни у каквој вези са циркулацијом хладних вода које понире у Николића понору и извиру на Жутом Кршу.

Жути Крш је хидролошки повезан са јужнијим изданком – Николића Кршем. Овај изданак је готово двоструко већи, површине око 14 хектара,

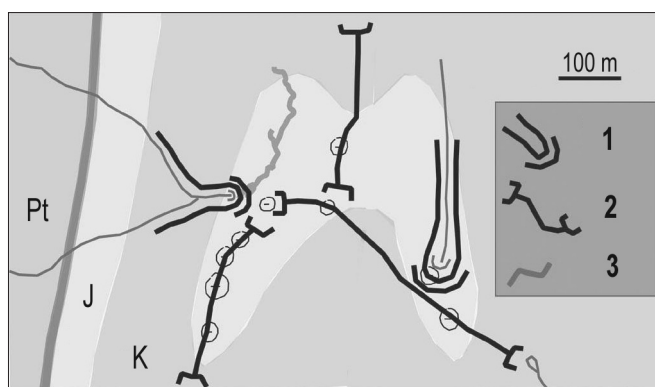
а надморска висина му је у распону од 320 m до 410 m. Овде се јавља јединствен случај на Џевринској греди – да површински ток усеца клисуру у главном гребену гредe (у овом случају су то два тока која се одмах потом спајају у један), а затим, после краћег тока по некарсту, понире у кречњачком изданку, у пећину Николића понор.



Сл.28 – Положај спелеолошких објеката и извора на изданцима Жутии Крши и Николића Крши (1 – субтермални извор; 2 – хладни извор; 3 – пећина; 4 – правац подземног тока; Pt – кристаласни шкриљци; J – кречњаџи; K – пара-флиш)

Fig.28 – Positions of caves and springs on limestone outcrops Žuti Krš and Nikolića Krš (1 – subthermal spring; 2 – cold spring; 3 – cave; 4 – groundwater flow direction; Pt – crystalline schists; J – limestones; K – para-flysch)

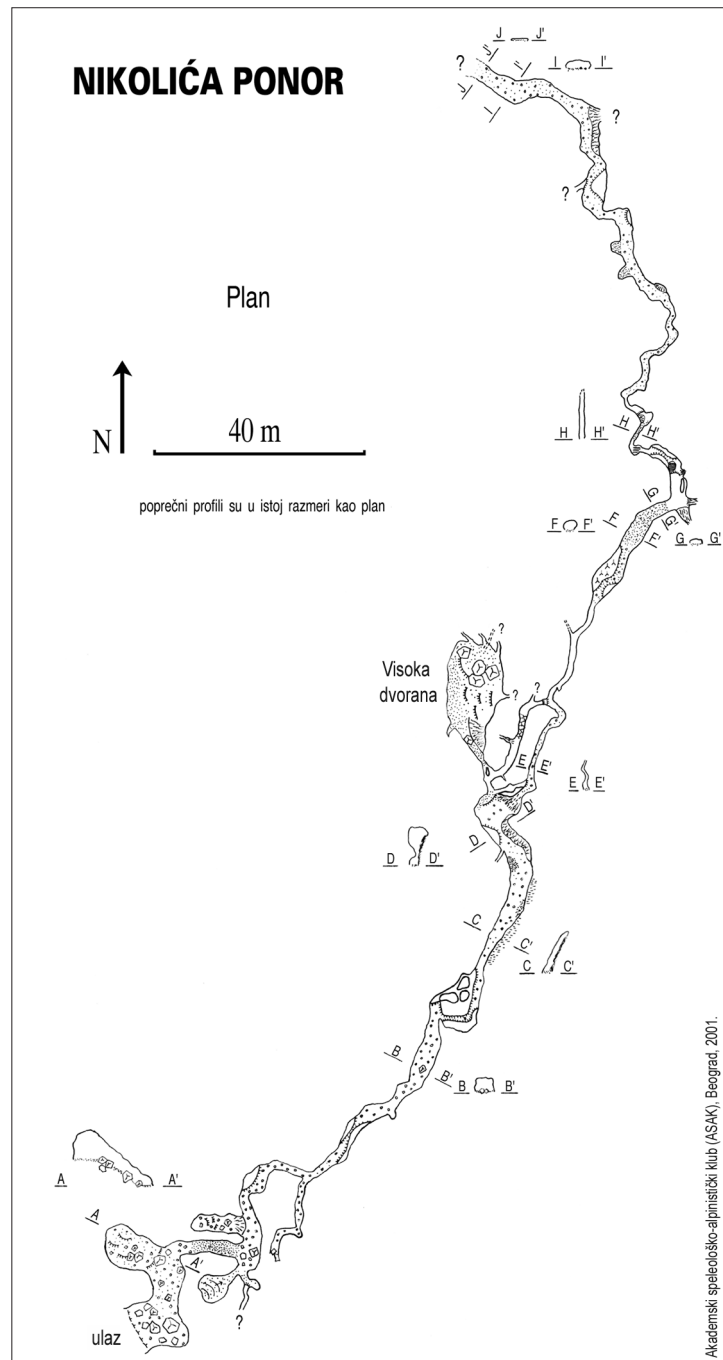
И овде би се, као и у случају токова који хране Миличину пећину, при првом погледу на топографску карту могао донети погрешан закључак о правцу подземног тока. Наиме, изнад понорског одсека, у правцу југоистока се наставља сува долина, на чијем крају извире безимени ток (између локалности Сурдупи и Чипан), који се улива у Ваља Мик, притоку Подвршке реке. Ово би био правац који је “логичан” наставак правца површинског тока, а има и неколико “притока” у виду низова вртача који гравитирају према њему – један са северозапада и два са севера (Сл. 29).



Сл.29 – Геоморфолошка скица Николића Крша (1 – слепа долина; 2 – сува долина; 3 – пећина; Pt – кристаласити шкриљци; J – кречњаџи; K – пара-флиш)

Fig.29 – Geomorphological sketch of Nikolića Krš limestone outcrop (1 – blind valley; 2 – dry valley; 3 – cave; Pt – crystalline schists; J – limestones; K – para-flysch)

Ипак, правац канала пећине Николића понор показује да подземне воде теку у правцу североистока, у правцу Велике пећине на Жutom Кршу! Ово представља својеврсно пробијање развођа, иако је Ваља Мик такође у сливу Подвршке реке. Правац пружања пећинских канала прати доминантну структуру, пружања приближно паралелног Цевринском раседу, по правцу  $200^{\circ}-20^{\circ}$ , иако у завршном делу повија ка северозападу (Сл. 30). Површински ток који понире у пећину је, као и већина сличних дуж Цевринске греде, повремениг и изразито бујичног карактера. У складу са тим, и морфологија пећине је изразито ерозионог карактера, типичног за објекте са јаким вадозним усецањем тока. Сви заобљени облици, из периода фреатске фазе еволуције (када је цео попречни профил био испуњен водом), остали су сачувани у таваници и горњим деловима канала, док је у доњим деловима канала формиран усечени, вадозни део мање или веће висине (кањонског попречног профила).



Сл.30 – Пећина  
Николића понор  
(план)

Fig.30 – Plan view  
of the cave  
Nikolića Ponor



Улазни део пећине има веће количине механичких седимената, укључујући и велике облутке (дециметарских димензија). На зидовима местимично има очуваних фрагмената ерозионих жљебова, а велике површине прекривене су фасетама. Калцитне творевине присутне су на неким местима дуж главног канала, у виду салива, и то искључиво на зидовима, док по дну канала нема калцита. Са северозападне стране главног канала јављају се сасвим мали бочни канали који се после неколико метара поново спајају са главним, и подсећају на анастомотичну мрежу. У завршном делу пећине, ако се изузме сам крај који у основи има сифонску морфологију, доминира кањонски профил канала, висине до 5 m. Бујични ток са површине, осим механичких седимената, доноси и велике количине крупног органског материјала – дебала, грања и лишћа. Како се на више места дуж главног канала јављају сужења и нагле промене правца канала, овај материјал формира “чепове” који повремено делују као бране, и узводно од њих се задржавају веће количине воде. Трагови оваквих плавлјења видљиви су чак и у високим деловима канала (на неколико метара од дна). Током истраживања пећине, један од ових чепова заобиђен је вишим заобилазним каналом, док је један морао бити ручно рашчишћен да би био могућ пролаз даље. Узводно од ове каскаде, један потез канала очигледно представља суви сифон (елипсаст профил, заобљена таваница, по дну песак), али у њему није било задржавања материјала. У пећини постоје три бочна (доточна) канала – два краћа, недалеко од улаза, са десне стране, и један већи, чији је главни део Висока дворана, на стотинак метара од улаза, са леве стране. Висока дворана је по настанку саломна, са великим блоковима од којих су неки накитом спојени са таваницом високом и преко 10 m. Дно је прекривено веома влажном земљом, песком и глином, местимично (у вишим деловима) и травертином, и под падним углом од око 60° нагнуто је према западу. Димензије дворане су 17 m (N-S) x 10 m (W-E). На северном и источном рубу дворане налази се неколико краћих канала, који се углавном сужавају до непролазних димензија. Постоје трагови да је дворана била испуњена већим количинама седимената и стајаћом водом – на око 9 m од дна налази се јасан траг највишег нивоа ујезеравања, док су механички седименти испуњавали дворану барем 2 m изнад садашњег дна. То се може закључити по постојању карактеристичних ерозионих облика који настају у таквим условима – под-седиментном (субкутаном) ерозијом, од којих су овде највише присутни парагенетски пенданци (раније погрешно називани “ерозионим сталактитима”).

Крај проходног дела пећине Николића понор представља суви сифон – део канала где се таваница нагло снижава на 0,1 m висине. Дно је прекривено

крупним облацима и има веома благи пад, у таваници су бројне фасете, а од последње тачке мерења видљиво је још 2-3 m наставка канала. Непосредно узводно од овог места, присутни су морфолошки трагови већег запуњавања канала наносом (парагенетски пенданти и субкутане шкрапе), као и линије ујезеравања све до таванице.

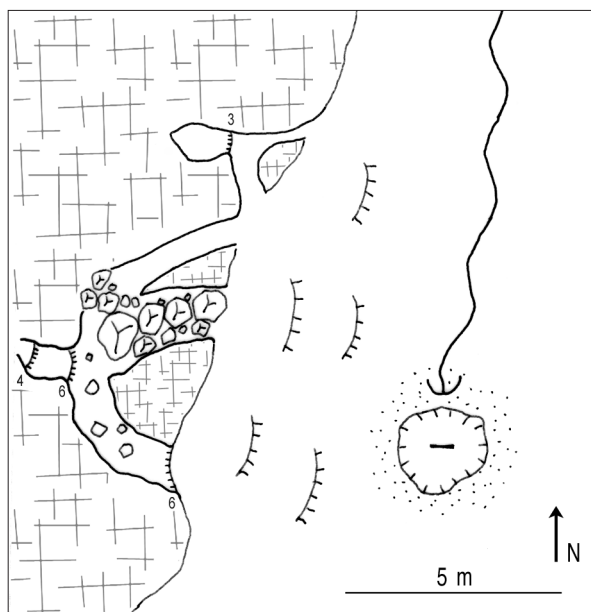
Неоспорно је да ова пећина има веома динамичну еволуцију – како у рецентно доба, када је била изложена бројном наизменичним испуњавањима седиментима и поновним испирањима, периодичним јаким поплавама и вадозном усецању – тако и у ранијим, зачетним фазама еволуције. Наиме, ако усвојимо као тачну претпоставку да је површински ток који данас понире у Николића понору некада текао површински према југоистоку и представљао горњи ток безимене притоке Ваља Мик, можемо са сигурношћу тврдити да је у Николића Кршу дошло до пиратерисања тог горњег тока и одвлачења воде подземним путем у директни слив Подвршке реке. Континуирани површински ток постојао је пре еродовања флишних слојева са кречњака. Већи део воде отицао је површински, а мањи део подземно, у истом правцу. Низ вртача, које данас осликавају правац тог тока, настао је услед процеђивања воде кроз флиш према подини од кречњака, док је подземни ток односио растворени материјал (не треба погрешно закључивати да је ток текао површински по откривеним кречњацима и тако формирао долину, па се тек “касније спустио у ниже пукотине”!).

У склопу разматрања свих кречњачких изданака источно од Џевринске греде, па и самог главног гребена греде, важно је напоменути да је, још и за време док су били прекривени флишем, у кречњацима постојала циркулација воде, при чему је био активан процес карстификације. Кречњаци су прихрањивани од стране пукотинске издани у флишу (из пешчара, конгломерата, лапораца), а циркулација се вршила дуж руптура које су већ тада постојале у кречњаку – између осталих, и дуж руптуре пружања 200°-20°, по којој је развијен данашњи Николића понор. Тако су створени услови да, већ првим откривањем кречњака на површини, горњи ток притоке Ваља Мик буде привучен у већ постојећи карстификовани канал који је настајао дуж поменуте руптуре и одвео ток на север, у правцу Жутог Крша и Подвршке реке. После тога канал је почео интензивније да се развија, под утицајем концентрисаног алогеног дотока. Сада не можемо закључивати о димензијама првобитног канала, али можемо са сигурношћу тврдити да је постојао и тако преусмерио површински ток у поменутом правцу.

У светлу поменуте циркулације воде кроз кречњаке у време док су још били прекривени флишем, треба разматрати и ране фазе спелеогенезе

на Жутом Кршу и изданку код Миличине пећине. У случају Жутог Крша, то значи да је иницијални карстни канал постојао и пре усецања клисуре Подвршке реке, тј. да је река пресекла тај канал и оставила фрагменте који су после наставили одвојено да се развијају. Претпоставка је да је правац циркулације воде био од југа ка северу, што је и доминантни правац кретања карстних подземних вода дуж Цевринске греде. Тако је Велика пећина постала место излаза воде из карстног система Николића Крш – Жути Крш, док је Мала пећина вероватно почела да дренира воде које су се у кречњак северно од Подвршке реке инфилтрирале из кредног флиша. За сада је непознато зашто је Мала пећина фосилизована (у фреатском стадијуму) на 10 m висине изнад корита реке, тј. зашто су ишчезле воде које би наставиле даље вадозно усецање. Ни испод пећине се не јавља извор који би те воде дренирао ка кориту (појаву субтермалног извора на левој обали не треба са овим мешати, јер је субтермални систем Жутог Крша везан за дубинску циркулацију, а не за плитке хладне воде). За очекивати је да и данас постоји циркулација воде у кречњацима који су прекривени осталим формацијама кредног аутохтона, али – изузев за случај између Николића Крша и Жутог Крша – немамо довољно чињеница на основу којих можемо доносити закључке о њиховом тачном положају (дубини!). Још једна занимљивост која је заједничка и карстном хидролошком систему Миличине пећине и систему Николића понор-Велика пећина, је чињеница да се проходни канали у свим наведеним пећинама завршавају (сифонима, или сувим сифоном испуњеним наносом) у непосредној близини вертикалних пројекција линија контакта дуж којих је кречњак огољен на површини. Јасно је да даље хидролошка веза постоји (захваљујући карстификованим провондницима), али канали нису доступни за истраживања. У оба поменута случаја, потези на којима вода циркулише кроз кречњаке са повлатом, имају просечан пад канала од 20 ‰. Да ли је то случајност, или нека законитост, остаје да евентуално буде протумачено хидрогеолошким методама.

Са источне стране Николића Крша постоји мања понорница (такође периодичан ток) за коју такође не можемо бити сигурни да ли припада сливу безимене притоке Ваља Мик. Ток понире у издухи у наносу, а низводно, у правцу југоистока, нема више никаквих карстних појава. Кречњачки одсек, са малом сувом пећином на 5 m релативне висине изнад издухе, налази се са западне стране (Сл. 31). Теоретски, постоји и могућност да воде са овог понора гравитирају ка пећини Николића понор, али то остаје још увек неразјашњено.



Сл.31 – Источни понор на Николића Кршу  
Fig.31 – Eastern ponor on Nikolića Krš limestone outcrop

## Предео Дрењара

Међу регионалним целинама које су издвојене дуж Цевринске греде, област Дрењара је најпространија. Протеже се на дужини од око 6 km, у атару села Киломе; од јужних обронака Краку Урлатури, преко локалности Градић, Бигар, Велики и Мали Дрењар, те на југу завршава на пространој површи код Иба Баре. У пределу између узвишења Великог и Малог Дрењара, Цевринска греда достиже максималну ширину од око 700 m, а цела ова област карактерише се изузетном развијеношћу карста, те бројним спелеолошким објектима, од којих су многи великих димензија.

Предео Дрењара налази се у целости у сливу Велике реке (употребљава се и назив Велика Каменичка река), и то је једини ток у овој регионалној целини који површински пресеца Цевринску греду. Ова пробојница има и највећи слив (мисли се на део слива узводно од наиласка реке на кречњаке) од свих пробојница дуж греде. Крајњи јужни део области налази се у сливу Мале Каменичке реке, која је такође (низводно од кречњачког појаса) притока Велике реке. Дуж западних обронака Малог и Великог Дрењара јавља се највећа понорска зона Цевринске греде, како у смислу бројности понора, којих има чак 7 на дужини од 2,4 km (и један на источном контакту), тако и у погледу величине сливова понорница. Локално становништво за ове поноре нема никакве називе, тј. нема постојећих топонима. Приликом спелеолошких истраживања овог простора, понори су означени бројевима, из правца југа ка северу. Касније су понорима који се налазе на поседу неке породице дати називи по презименима власника, док су осталим понорима задржане бројчане ознаке.

Вода која понире на понорима јавља се поново на површини кроз три извора на карсту – то су извор Мале Каменичке реке, Корњетски поток и Бигар. Захваљујући великом броју и дужини проходних пећинских канала, могуће је са сигурношћу утврдити везе неких од понора са одговарајућим изворима. То се нарочито односи на три северна понора на западном контакту, као и на понор на источном контакту, који се сви дренирају према северу, директно ка Великој реци. Кад су у питању четири јужнија понора дуж западног контакта, ситуација са подземним везама није у потпуности разјашњена, али је највероватније да њихове воде отичу у правцу истока, ка извору Мале Каменичке реке, или њене директне притоке, Корњетског потока.



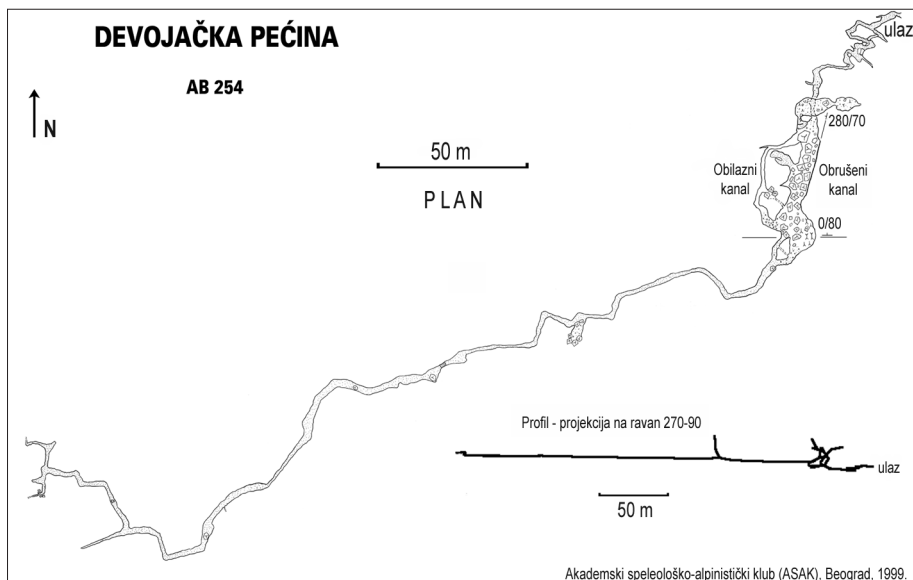
Сл.32 – Геоморфолошка скица Великог и Малог Дрењара (1 – кристаласни шкриљци; 2 – кречњаџи; 3 – пара-флиш; 4 – понор; 5 – извор; 6 – слепа долина; 7 – сува долина; 8 – вршача; 9 – расед; 10 – пећина)

Fig.32 – Geomorphological sketch of Veliki Drenjar and Mali Drenjar (1 – crystalline schists; 2 – limestones; 3 – para-flysch; 4 – ponor; 5 – spring; 6 – blind valley; 7 – dry valley; 8 – doline; 9 – fault; 10 – cave)

Извориште Мале Каменичке реке има облик амфитеатралног удубљења пречника око 100 m, са стрмим, готово вертикалним западним и јужним одсецима. Тако у морфолошком смислу долина Мале реке представља облукасту долину (према терминологији Зеремског, 1988), што је такође појава карактеристична за контактни карст, и то низводни контакт. На простору изворишног облук Мале реке приликом истраживања је регистровано 6 спелеолошких објеката.

Најјужнија, а уједно и најдужа пећина у изворишном делу Мале Каменичке реке је Девојачка пећина. Ова пећина, по функцији изворска, у савремено доба више није хидролошки активна, а вода се у њој јавља углавном у виду прокапница (изузетно, у најузводнијим каналима, има трагова слабог повременог тока).

По простирању канала пећине може се без сумње закључити да су је формирале воде '1. понора' на западном контакту. Укупном дужином канала од 616 m пећина допире на свега 50-ак m од тог понора, где се његов ток, који дотиче са метадијабазне формације Киломе и текијског кристалина, губи у издухама у наносу. Иако постоји понорски кречњачки одсек висине око 10 m, који јасно оивичава слепу долину, у њему нема проходних пећинских канала.



Сл.33 – Девојачка пећина  
Fig.33 – The cave Devojačka Pećina

У долини су видљиви трагови некадашњег знатног запуњавања седиментним материјалом, јер су до 10 m релативне висине од дна долине присутни веома заобљени облаци, пречника и до 20 cm. Димензије и степен заобљености указују на дуг флувијални транспорт. Ово су вероватно преталожени седименти, јер 1. понор, са оваквим сливом какав има данас, није могао на свом кратком току до те мере заоблити облутке међу којима има и кварца. У крајњем делу Девојачке пећине, који је најближи понору, даљи пролаз је онемогућен обрушеном зоном од блокова дециметарских и метарских димензија. Сасвим је јасно да је у том делу пећина под интензивним утицајем Цевринског раседа, што доказује и доминантна пукотина, која има исту оријентацију као и расед. Кратки доточни канал у том делу пећине сужава се до непроходних димензија, а на његовом дну је приметно мало корито повремениог слабог тока. Даље, у низводном правцу, наставља се релативно једноставан пећински канал висине до 1,5 m, чије дно је покривено облацима и песком од кристалстих шкриљаца. По таваници и зидовима местимично има калцитних творевина, а на свим деловима где је откривена матична стена, изразита је појава фасета и ерозионих жљебова у таваници. Овај канал, дужине готово 400 m, представља најдужу целину пећине и има константан благи пад од  $-1$  до  $-3$  степена. Међутим, морфологија и пад канала се нагло мењају наиласком на зону изразитих тектонских структура, где су укрштени маркантан попречни расед пружања запад-исток и једна од већих клизних пукотина која прати Цеврински расед. Обрушени канал, дужине 40 m, испуњен је великом количином дробине, те блоковима метарских димензија. Акумулације дробине местимично су у горњим деловима цементоване калцитом, на коме су већ и формирани сталагмити, што указује на то да су ови тектонски покрети у рецентно време мањег интензитета. Изотопском датацијом базних делова поменутих сталагмита могли бисмо са великом сигурношћу добити податак о времену максималне тектонске активности дуж попречног раседа. Од времена почетка те активности подземни ток је вероватно још неко време текао правцем данашњег Обрушеног канала, односећи здробљени материјал, али је услед слабљења транспортне моћи и немогућности да се пробије управно кроз раседну зону, скренуо у правцу северозапада и формирао Обилазни канал. После изласка из најуже зоне раседа ток се поново вратио на иницијални правац, који је имала претеча Обрушеног канала. У морфологији Обилазног канала јасно се, на попречном профилу, издвајају иницијална фреатска фаза (елипсасти профил таванице) и фаза вадозног усецања. Баш на месту где се спајају Обрушени и Обилазни канал, са севера (североистока) се прикључује и Високи доточни канал, чија је некадашња хидролошка функција само претпостављена на основу положаја.



Због велике количине обурваних блокова, нанетих седимената (песка и глине) и пећинског накита, у овом каналу је готово немогуће видети показатеље (фасете, иницијалне жљебове, тектонске елементе) на основу којих би се о његовој генези или функцији могли доносити озбиљнији закључци.

Тектонски елементи у главном каналу показују да је на овом потезу опет знатан утицај руптура попречних на Цеврински расед (тј. паралелних попречном раседу на почетку Обрушеног канала), са падом према северу. Главни канал се још око 35 m наставља истим благим падом какав је био и узводно, при чему је дно канала прекривено облудима од кристалистих шкриљаца и кратко транспортованом кречњачком дробином. Место где се овакав састав наноса мења у искључиво песковиту и глиновиту фракцију, уједно је и најнижа тачка пећине, одакле почиње и битна промена морфологије. То је уједно и најниводнијих 50 m пећине, тј. излазни део (излаз у хидролошком смислу, док је морфолошки гледано то заправо улазни део изворске пећине!). Канал постаје благо асцендентан, уз типичну фреатску морфологију – са елипастим попречним пресецима, углачаним и уобљеним ерозионим облицима, као и мноштвом мањих канала (*by-pass*) који се испреплићу на различитим висинама. Ово недвосмислено указује на формирање канала деловањем воде под притиском, што је карактеристично за изворске делове, тј. за места излаза воде из система карстних проводника. Са понорске стране долазе велике количине воде, која врши притисак на најниже делове система, те из карста сифонски истиче. Тако се формирају специфични фреатски ‘лабиринти’ или, према Палмеру (2001) – *spongework maze*. Данас је, дакле, у улазном делу Девојачке пећине остао очуван тај асцендентни део система, у коме нису видљиви трагови вадозног усецања. И сам улаз у пећину је елиптичног облика, димензија 2x1 m. Овај део сифонског канала има успон од 2 m, а може се претпоставити да је даљњи, још низводнији део сифонског канала данас уништен ширењем изворишне челенке Мале реке.

Приметно је да се у случају Девојачке пећине не поклапају положаји пећинског канала и “одговарајуће” суве долине. Правац запад-исток им је заједнички, али се сува долина простире 120-150 m јужније, док њен почетак није у наставку изнад понорског одсека, већ око 100 m узводно. Иако је на топографској основи картирано да један понор постоји и на том месту (на почетку суве долине), на терену нису видљиви никакви трагови понирања – нема кречњачког одсека, па чак ни значајнијих издуха у наносу. Крај суве долине није у изворишном делу Мале реке, већ у сливу њене прве јужне притоке. Ово вероватно представља пример истог процеса, као што је већ описан на Николића Кршу – некадашњи површински токови, који су пре

откривања кречњака текли преко танке повлате од кредних седимената, оставили су траг у виду линијски поређаних удубљења (касније вртача) у кречњаку, процеђујући се кроз седименте кредног аутохтона. Еродовањем повлате са кречњака, формирају се понори, који користе иницијалне канале претходно настале у кречњаку дуж најзначајнијих структура.

У западном одсеку изнад извора Мале реке највиши положај заузимају две кратке пећине. На 350 m надморске висине, што је око 30 m изнад тачке сталног извора Мале реке, налази се Пећина у одсеку. Дугачка је свега 8 m, мада јој је улаз маркантан, висине 4 m, развијен по пукотини са елементима пада 16/70. На десном зиду очуван је ерозиони жљеб, на улазу по дну има закалцитисаних облутака, док је канал узлазан, уз дно од наноса. Завршава се непроходним сужењем које је додатно затворено накитом.

Друга пећина западног одсека, Пукотинска пећина, налази се око 40 m северније од претходне. Дужине је 15 m, а цео канал задржава западни правац пружања, дуж веома испуцале зоне у којој доминирају пукотине са падом ка северу.

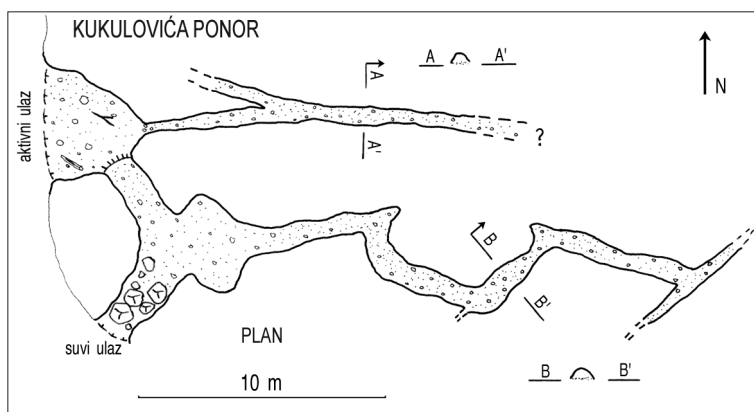
Ове две кратке пећине потпуно су суве, а на основу њиховог положаја могло би се претпоставити да је барем једна од њих раније била хидролошки повезана са "1 а понором" на западном контакту. Од овог понора у правцу истока (према извору Мале реке) пружа се сува долина (уједно и висећа) која завршава баш поврх одсека у коме се налазе улази у пећине. На понору није видљив пећински улаз. Иако се показало да уопште није правило (чак би се могло рећи да је и изузетак!) да се правци површинских сувих долина подударају са пећинским каналима у које понире вода, у овом случају немамо никакав други потенцијални показатељ повезаности, па за сада остаје претпоставка донета на основу положаја у односу на понор и суву долину.

Следећи у низу понора на западном контакту је Кукуловића понор, са убедљиво највећим сливом у овој понорској зони (1,45 km<sup>2</sup>). Ток понорнице формирао је пред понором велику наплавну раван приближних димензија 50 x 50 m, састављену највећим делом од песка и облутака пореклом са метадијабазне формације Киломе и текијског кристалина. Јасно је да је ова акумулативна равна формирана током неког од дужих периода изузетно високих вода, кад понор због своје максимираности (могуће да је осим максимираности карстног канала било и додатних механичких зачепљења) није могао да прими сву количину воде, која се због тога ујезеравала пред кречњачком пречагом. После акумулације, наступила је ерозиона фаза, па је сад у наплавном материјалу усечено преко 1 m дубоко корито меандрирајућег

повременог тока. Највероватније је да укупна дебљина нанетог материјала не прелази 2 m, јер местимично кроз дно сувог корита провирује кречњак који је у подини.

То нам додатно указује на чињеницу да је слепа долина зашла око 50 m у карст, после чега се завршава понорским одсеком висине 10-15 m. Продирање је добрим делом омогућено захваљујући локалној тектонској ситуацији и постојању маркантног рова који зону понора пресеца по правцу 45°-225°.

У слепој долини постоје две пећине. Повремено активна пећина, Кукуловића понор (Сл. 34), налази се у самом дну долине, у подножју најнизводнијег дела одсека. Улаз се налази на апсолутној висини од 335 m, а укупна дужина пећине је 58 m. Одмах на улазу, пећински канал се рачва у два крака – јужни крак је на око 1,5 m релативне висине, и прима само високе воде. Дужина му је 34 m, попречни профил полукружан, са висином која не прелази 0,5 m, и ширином до 1 m. По дну има облутака, дробине, песка од шкриљаца, као и органског наноса (лишћа и грања). Завршава се попречном пукотином која се на обе стране сужава до непроходних димензија.



Сл.34 – Пећина Кукуловића понор (план)  
Fig.34 – Plan view of the cave Kukulovića Ponor

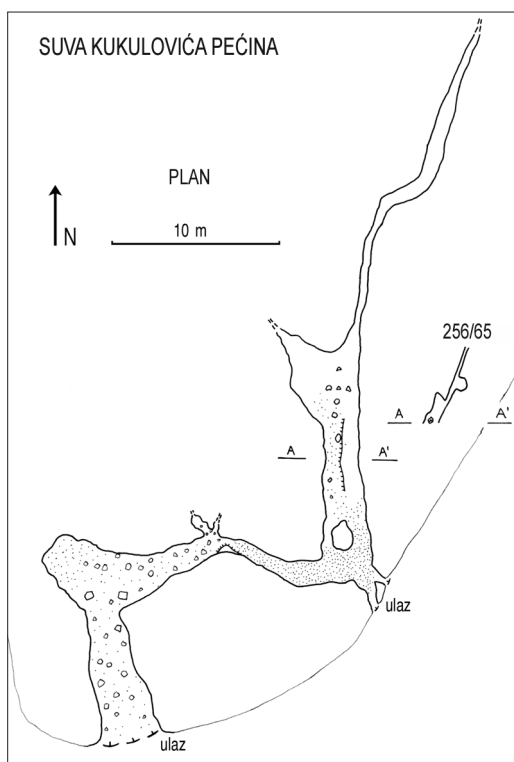
Северни крак пећине представља активни понор, са глатко еродованим зидовима и таваницом, те крупним облацима и грањем по дну. Бројне фасете указују на јак турбулентни ток, а парагенетски пенданци на повремено запуњавање материјалом и под-седиментну ерозију. Због јаких бујичних вода честе су појаве “чепова” од грања и лишћа, а и висина наноса местимично варира зависно од учесталости и јачине понорског тока. Од тога

зависе и могућности истраживања канала – у време мерења било је проходно 15 m главног канала, ширине 0,5 и просечне висине 0,4 m. Уз делимично откопавање и разгртање седимената могло би се проћи и даље, али би канал опет био поново запуњен после првог периода јачих киша.

Сува Кукуловића пећина (Сл. 35) представља некадашњи, узводни понор. Укупне је дужине 65 m и има два улаза. Западни улаз, на 3 m релативне висине од корита потока, представља некадашњи активни понорски улаз, и налази се у северном одсеку слепе долине, док се источни улаз налази у већ поменутом тектонском рову правца пружања североисток-југозапад.

Сл.35 – Сува Кукуловића пећина  
(план)

Fig.35 – Plan view of the cave Suva  
Kukulovića Pećina

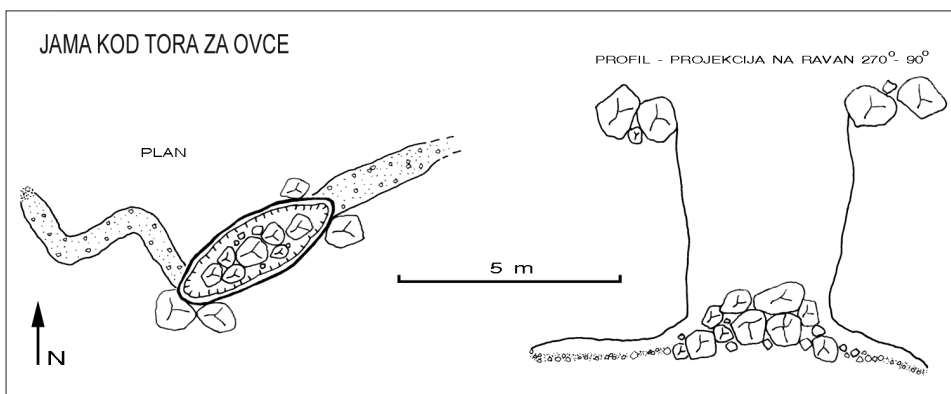


Можемо савеликом сигурношћу да претпоставимо да је интензивирање тектонске активности довело до стварања рова који је пресекао пећински канал, као и до хоризонталног померања понора према месту где се налази и данас (детаљнији приказ на Сл. 72). Тако је од некадашње понорске пећине данас остао само својеврстан “фосилизовани” тунелски канал. Бочни канал (“Пукотински”), северног правца пружања, већим делом је развијен дуж пукотине 265/70. О настанку овог канала за сада се може закључивати

једино на основу његовог положаја, те у складу са тим претпостављамо да је формиран радом вода које пониру на “3. понору”.

Из правца севера ка Кукуловића понору дуж контакта долази кратка сува долиница (низ контактних вртача), која почиње код “3. понора”, 250 m северније. Ток 3. понора губи се у наносу, у издухи дубине 2 m. У омањем низводном кречњачком одсеку постоји пећински улаз висине око 1 m, али је већ после 2 m пећина потпуно запуњена наносом и непроходна. Изнад одсека се не наставља сува долина преко кречњака, већ само поменута кратка долина дуж контакта, према Кукуловића понору.

Кукуловића понор повезан је са изворишном челенком Мале Каменичке реке маркантном сувом долином дужине преко 600 m, готово праволинијског пружања по правцу северозапад-југоисток (Сл. 32). На делу површи између Кукуловића понора и извора Мале реке (на надморској висини од око 380 m) налази се мањи спелеолошки објект – Јама код тора за овце (Сл. 36). Састоји се од кратког хоризонталног канала који је толико близу површине терена да му је на једном месту таваница обрušена и тако створен “јамски” улаз дубине 4 m, са акумулацијом блокова и дробине.



Сл.36 – Јама код тора за овце  
Fig.36 – The cave Јама код Тора за Овце

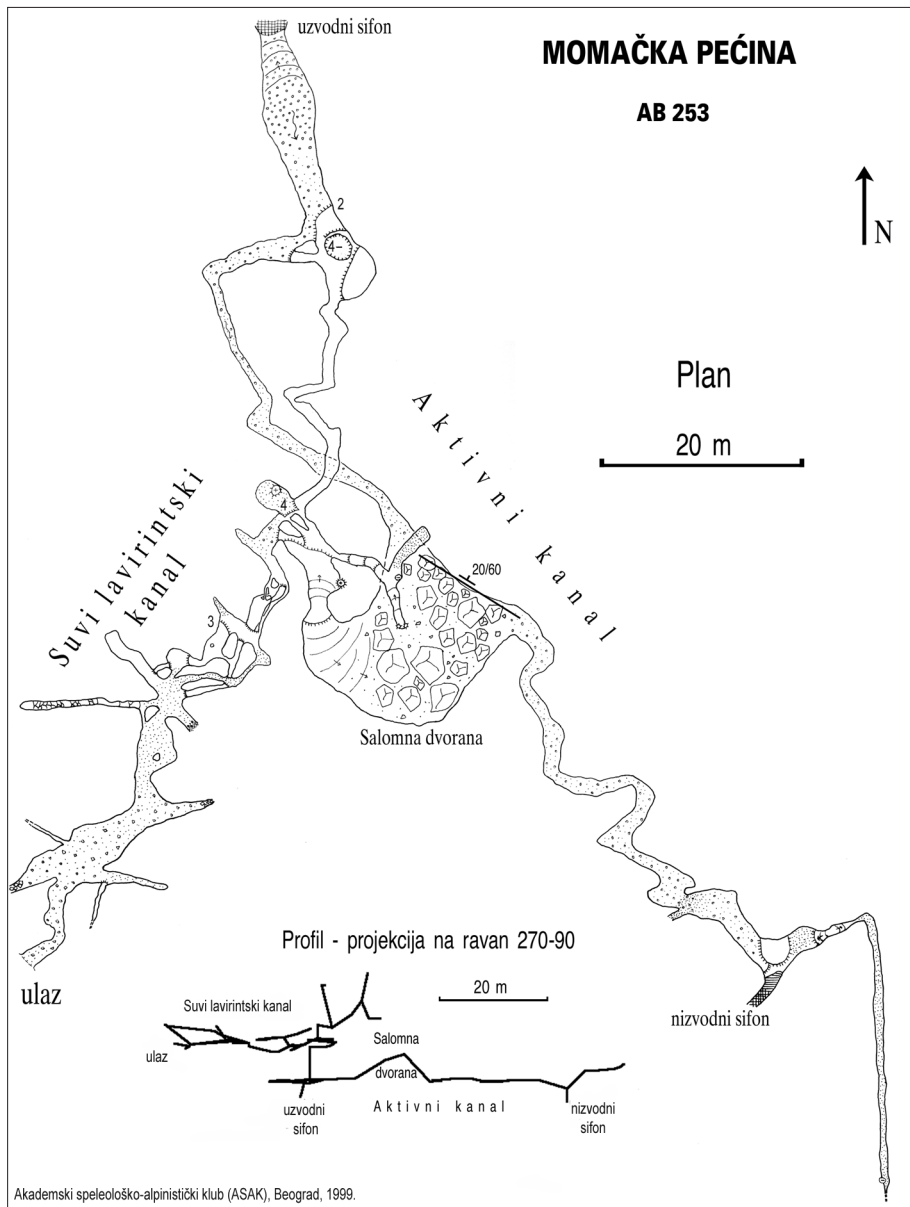
У каналу нема ерозионих облика који би могли указати на правац тока који је формирао канал, али је видљива пукотина оријентације 132/70, по којој је развијен и улаз. Дно је прекривено кречњачком дробином, па тако нема доступних седимената који би указивали на некадашњу хидролошку повезаност овог канала са осталим познатим објектима. Ипак, можемо са сигурношћу тврдити да је канал фрагмент неког већег, сада непроходног система, те да процес обурвавања није играо никакву улогу у његовом

настанку (то доказују попречни профили), већ само у откривању ка површини. Пружање овог фрагмента ( $240^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ) није у складу са очекиваним правцем северозапад-југоисток, што још више отежава његово смештање у познати спелеолошки контекст, али ни та чињеница није од нарочитог значаја с обзиром на веома малу дужину познатог дела канала.

Претпоставка је да воде са Кукуловића понора подземно отичу ка Момачкој пећини, чији се улаз налази у северном одсеку изнад извора Мале реке, на апсолутној висини од 320 m. Ова претпоставка још увек није потврђена, али за сада се ова хидролошка веза намеће као једино могуће решење. Због непроходности не можемо знати куда се пружају пећински канали кроз које се ова веза обавља, али веома је могуће да се ни у овом случају не налазе испод суве долине, већ 100-150 m северније (тачније, североисточно). На то указује правац проходног дела пећине Кукуловића понор (источни, а не југоисточни или јужни), као и простирање канала Момачке пећине, чији узводни сифонски канал има северни правац пружања.

Момачка пећина, укупне дужине 422 m и денивелације 24 m (+13, -11), састоји се од две јасно диференциране целине – Активног канала и 5-7 m вишег Лавиринтског сувог канала (Сл. 37). Улаз је везан за Лавиринтски суви канал, и у њему нема трагова рецентног истицања воде. Међутим, овај канал представља типичан изворски фреатски лавиринт, стваран под великим притиском, са карактеристичним кружним и елипсастим попречним профилима, као и углачаним ерозионим облицима у матичној стени (фасете, анастомозе, остеоњаци).

Само неки од ових канала показују очигледну тектонску предиспонираност, и то тензионим пукотинама са са средњим статистичким елементима пада 300/75. У складу са тим је и генерално пружање целог лавиринтског канала, по правцу  $30^{\circ}$ - $210^{\circ}$ . Канали лавиринта испреплићу се и спајају на различитим висинама, а њихово дно је углавном прекривено тањим слојем очврсле глине и песка од кристаластих шкриљаца, иако има и облутака центиметарских димензија (углавном кварц и шкриљци). Калцитне творевине су ретке, иако их местимично има у виду тањих скрама по зидовима. Највиши делови пећине, Високи канали, нису у строгом смислу део некадашњег изворског фреатског лавиринта, али представљају несумњиво исту генерацију канала, са сличним морфолошким карактеристикама. У најнижим каналима лавиринта уочљиве су линије ујезеравања (или палео-испуне) на 1,5-2 m висине. Попречни профили показују да у овим каналима није било дужег вадозног периода, па можемо закључити да је до преусмеравања подземног тока у правац северозапад-југоисток, по ком се пружа Активни канал, дошло релативно нагло.



Сл.37 – Момачка пећина  
Fig.37 – The cave Момачка Рећина

Лавиринтски канал спојен је са Активним преко вертикалног одсека висине 5 m, у чијој непосредној близини се налази узводни сифон. У влажном периоду године из сифона се вода прелива у Активни канал, док је за време суша део сифона сув на дужини од неколико метара. Одликује се типичном морфологијом, са глатком матичном стеном и изражајним фасетама дециметарских димензија (Сл. 38).



Сл.38 – Узводни сифон у Момачкој пећини, у сезони ниских вода  
(фото: В.Љубојевић)

Fig.38 – Upstream siphon in the cave Momčacka Pećina, during the dry season  
(photo: V.Ljubojević)

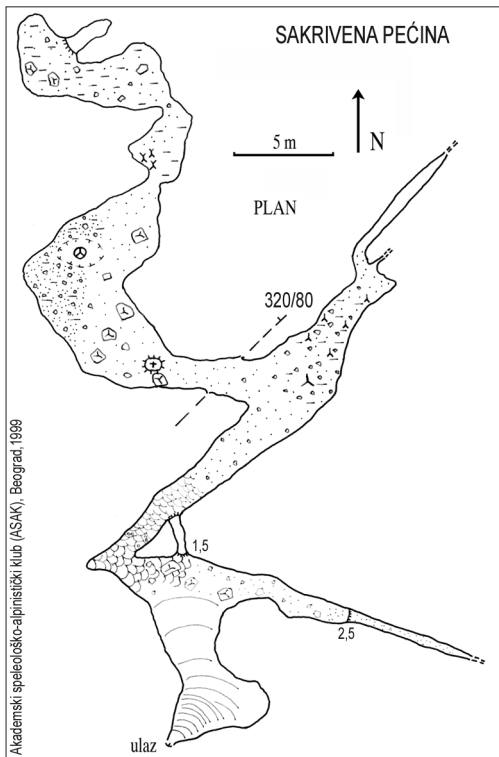
Промена карактеристика канала у активном нивоу је изразита. Дно је највећим делом прекривено крупним облацима, а ерозиони облици који нису глатки, већ оштри и на зубљени (остењаци, пенданци, прозорци) типичне су последице вадозног тока. Просечна ширина канала је око 1 m, а у таваници су местимично видљиве пукотине генералног правца пружања  $310^{\circ}$ - $140^{\circ}$ , дуж којих је формиран цео Активни канал. Најмаркантнија руптура целе Момачке пећине, која одступа од овог правца за десетак степени, је расед са оријентацијом раседне површине 20/70 и јасно видљивом здробљеном зоном са тектонском бречом и глином. Дуж овог раседа формирана је Саломна дворана са обурваним блоковима метарских димензија.

У процесу обурвавања, ова дворана је (готово случајно) повезана са једним од високих канала у горњем, сувом нивоу. Блокови у дворани прекривени су слојем песка и глине, што може указивати на ујезеравање већих количина воде током неког од влажнијих периода, због максимираности низводног сифона. Наставак главног канала благо меандрира и има углавном исте карактеристике као и узводно од Саломне дворане, са местимичним



већим акумулацијама шљунка, песка и глине. Низводни сифон разликује се по морфологији од узводног. Развијен је по субвертикалној тензионој пукотини правца пружања  $40^{\circ}$ - $220^{\circ}$  (исти пукотински систем као у лавиринтском каналу!). Обилазни канал на већој висини наставља још 30-ак метара у јужном правцу, али се непроходно сужава.

Излаз из овог карстног хидролошког система представља периодично активна изворска пећина Извор Мале реке. У влажној сезони ток извире из пећине, а у суво доба године неколико метара ниже, у кориту реке. Дужина пећине је 29 m, од чега 25 m отпада на активни источни канал повезан са сифоном. Сифон у овој пећини готово сигурно представља продужетак низводног сифона у Момачкој пећини. То додатно потврђује и чињеница да су и поменути сифон и активни канал пећине Извор Мале реке развијени по пукотинама исте оријентације ( $130/80$ ), а судећи према локацији ових објеката, није искључено да се заиста ради о једној истој пукотини.



Сл.39 – Сакривена пећина (план)

Fig.39 – Plan view of the cave Sakrivena Pećina

На 35 m релативне висине изнад извора Мале реке налази се Сакривена пећина, дужине 85 m (Сл. 39). Овај објект, попут Јаме код тора за овце, представља фрагмент неког старијег пећинског система, који је стицајем околности постао доступан за истраживање. Улаз у Сакривену пећину је један од тзв. “случајних” улаза – снижавањем топографске површине постао је проходан узани отвор пукотине са елементима пада 41/60, дуж које је формиран један од канала пећине. Тако се у пећину улази “кроз таваницу” канала, силаском по правцу азимута пада пукотине. Источни канал, развијен по истој тој пукотини, завршава се после 14 m, док се Северозападни канал рачва, предиспониран другим руптурама. Најдоминантнији правац је 40°-220°, који је значајан у систему Момачка пећина – Извор Мале реке. Канали кроз које одавно не протиче вода налазе се изнад канала Момачке пећине, а по положају су такође и виши од садашње висине Кукуловића понора. Пећина је испуњена великим количинама цементованог шљунковитог наноса, дробине, глине и песка, преко којих су формиране калцитне превлаке са сталагмитима. Присутни су сви облици пећинског накита, а многи на површини имају слој исушеног “месечевог млека”. По свим карактеристикама, ова пећина је изузетно стара, али се никакве прецизне процене не могу дати без извршених апсолутних датација калцита.

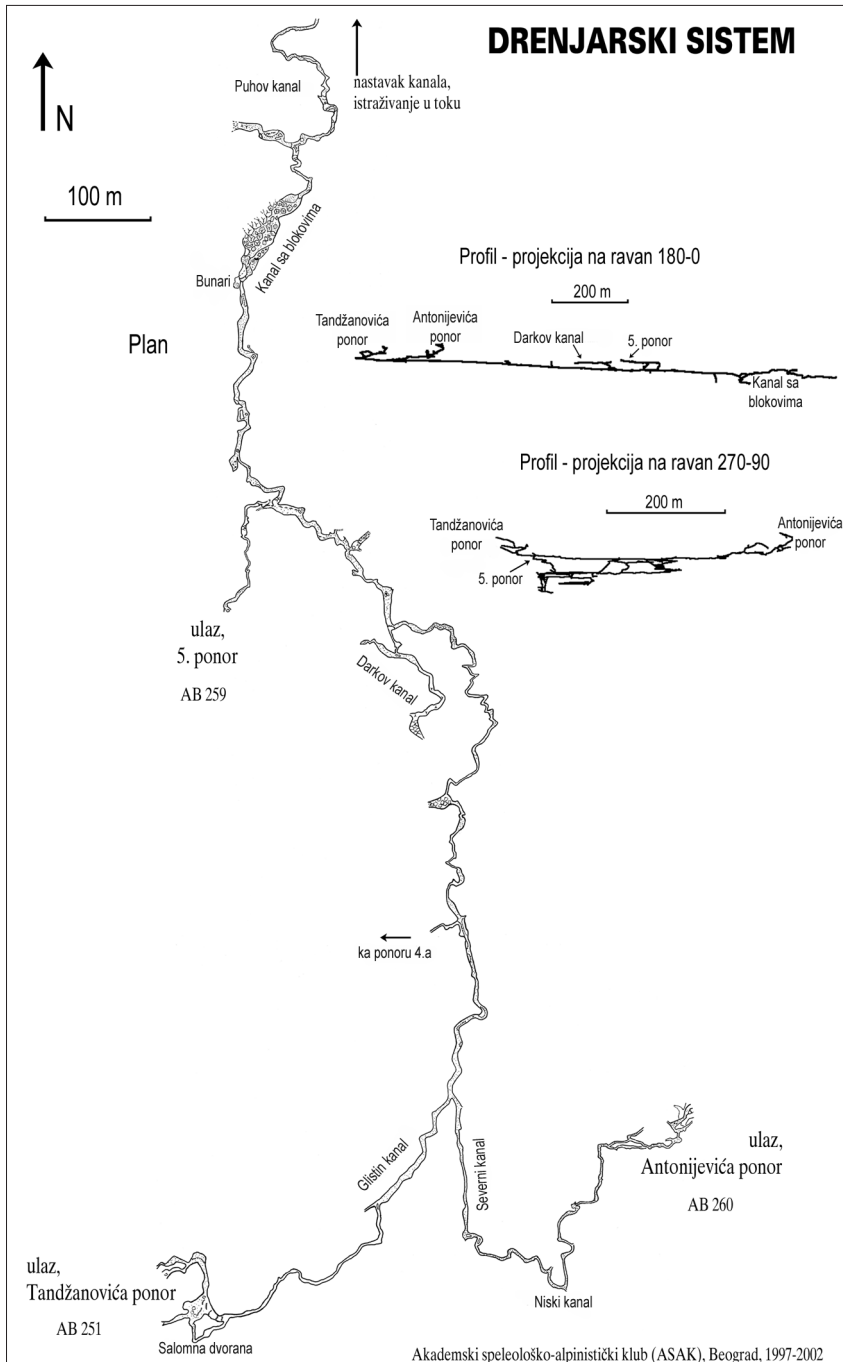
Осим Мале Каменичке реке, на источним обронцима Малог Дрењара јавља се још један извор на карсту – Корњетски поток (“корњет” је влашка реч за “дрењар”). За разлику од Мале реке, извор Корњетског потока, као ни морфологија околног терена, не показују типичне карстне карактеристике. Око извора нема пећина нити кречњачких одсека, а издашност је мала (<0,1 l/s) чак и у влажно доба године. Такође, није јасно одакле се храни овај извор, тј. да ли има хидролошку везу са неким од понора. Теоретски би било могуће да је повезан са 3. понором на западном контакту, иако за сада не постоји ни један аргумент за такву тврдњу. Извор Корњетског потока повезан је плитком сувом долином са Танцановића понором (следећи према северу од 3. понора), али то је још један случај потпуног непоклапања правца суве долине и отицања подземне воде. Воде Танцановића понора отичу у правцу североистока, а затим севера, формирајући део канала најдуже пећине Цевринске греде – Дрењарског система.

Дрењарски систем је дугачак пећински систем у узвишењу Велики Дрењар, са 3731 m измерених и још око 400 m истражених канала, формиран водама четири понора, од којих су три међусобно спојена проходним пећинским каналима: Танцановића понор и 5. понор на западном контакту, те Антонијевића понор на источном контакту. “4-а понор” на западном

контакту има хидролошку везу са пећином, али не и проходне канале који би га укључили у пећински систем. Чињеница да се пећински канали Танцановића и Антонијевића понора, са две стране кречњачког гребена, спајају у један главни канал, од велике је важности јер доказује преклапање зона утицаја алогене контактне карстификације са обе линије контакта. Знатно низводније, са главним каналом се спаја и пећина 5. понора, који је последњи у низу понора на западном контакту у области Дрењара. Пећински канал се даље претеже генерално у правцу севера, према карстном извору Бигар, са којим је Дрењарски систем хидролошки повезан. На Бигру вода извире из сифонског језера, те проходна веза са Дрењарским системом за сада није остварена, али 30 m изнад извора налази се мања пећина звана Канцеларија, кроз коју дува јака ваздушна струја, а топографским снимањем је утврђено да је повезана са каналима Дрењарског система. У овом тренутку је физички пролаз немогућ због велике акумулације обурваних блокова, али постоји могућност да ће и ова веза у будућности бити проходна.

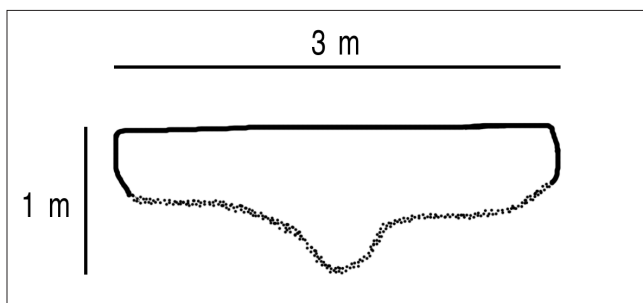
Највиши улаз у Дрењарски систем представља пећина Антонијевића понор (360 m н.в.), у коју на источном контакту пониру воде кратког повремениг тока са сливом на формацији седимената кредног аутохтона. Кречњачки одсек изнад улаза у пећину висок је око 15 m, а и изнад њега се наставља стрма падина све до врха Великог Дрењара (431 m н.в.). Улаз, који је повремено хидролошки активан, се налази у самом дну одсека, док је окапина, на 3 m релативне висине, спојена са главним каналом захваљујући саломљеном делу таванице. Укупна дужина пећине Антонијевића понор је 774 m. У првих 350 m главног канала, до места званог Стари крај, свега један сегмент (у улазном делу) је у рецентно доба повремено активан, што је видљиво по траговима корита тока и присутном органском материјалу (лишће, грање). Остатак главног канала је у тих 350 m сув и има висећи положај у односу на остале делове пећине. У морфологији се издвајају два основна типа канала. Од Активног сегмента, све до дела низводно од Високог бочног канала, у морфолошком смислу доминирају заобљени (кружни и елипсасти) попречни пресеци, који указују на настанак у фреатским условима.

Нагиби канала се мењају (има и позитивних и негативних), па су присутни и уздужни профили сифонског облика. Притом је дно канала покривено компактном песковитом глином (повремено влажном од прокапних вода), а на зидовима и таваници видљиви су трагови потпуног запуњавања наносом. Овакве карактеристике има и 'Високи канал код Т 38' (старија генерација главног канала, приближно паралелног пружања), с тим што је у њему већа заступљеност калцитних форми (у одговарајућем делу главног канала их готово и нема), те високих камина у таваници.



Сл.40 – Дрењарски сисџем  
Fig.40 – The cave Drenjarski Sistem

60 m низводно од улаза у Високи канал, морфологија се мења – канал је развијен дуж пукотина које падају ка западу и северу, са кањонским попречним пресецима и мањим меандрима. У овом делу дно канала покривено је крупним облацима и дробином, а знатно више су присутни разни облици пећинског накита по зидовима и у таваници. Непосредно пред крај овог сегмента од првих 350 m канала, који је висећи у односу на остатак пећине, једна појава указује на директну повезаност са стално активним каналима. То је узани канал формиран у наносном материјалу, нагнут под углом од  $-70^\circ$ , са пресеком у облику два спојена круга (због тог облика место је названо “Двоцевка”). Због малих димензија (пречник сваког круга је  $<0,5$  m) и обрушавања материјала, за човека није могућ пролаз, а канал је видљив у дужини од 2 m. Бачен камен после котрљања пада у воду, а процењена дубина је 6-8 m. 15-ак метара низводно од овог места налази се “Стари крај” – тачка до које је пећина била проходна за време првог истраживања у лето 1999. (година је била изразито кишовита), када је канал у наставку био готово потпуно испуњен водом. То је почетак Ниског канала, који је сезонски плавлѐн, те се морфолошки и хидролошки разликује од узводног, претходно описаног дела пећине. У Ниски канал се у влажној сезони воде преливају из доњих, за истраживање недоступних канала, и то управо кроз “Двоцевку”, при чему узводни, ‘висећи’ део пећине остаје стално сув. До преливања воде долази због максимираности стално активних канала, тј. због њихове немогућности да приме велике количине воде. У највећем делу Ниског канала висина не прелази 1 m, ширина је 2-3 m, а по дну је исталожен крупан песак прекривен слојем fine глине. Овакви механички седименти указују да вода у Ниском каналу има спор ток, а често је и стајаћа, тј. ујезерена (те притом таложи глинене превлаке). Таваница је од матичне стене, на многим местима потпуно равна и глатка попут плоче. То је недвосмислени знак да је канал током еволуције био дуготрајно потпуно испуњен механичким седиментима, јер такве равне таванице настају парагенетским обликовањем изнад седиментне испуне и својствене су за пећине у контактном карсту (Сл. 41). Засигурно није реч ни о пукотини нити о равни слојевитости, јер је прелаз из таванице ка зидовима такође гладак и уобљен, без икаквих дисконтинуитета у стени. Неки делови Ниског канала развијени су дуж пукотина са источним и северозападним падовима; ту се висина донекле повећава и местимично има пећинског накита. Ниски канал губи своја карактеристична обележја код појаве другог стрмог канала у наносу – попут “Двоцевке”, овај канал представља везу са активним хоризонтом. Формиран је у наносу од крупних облутака и дробине, до дубине од 3 m, док ниже прелази у ерозијом обликоване пукотине у матичној стени.



Сл.41 – Карактеристичан појречни профил  
са парагенетски обликованом таваницом

Fig. 41 – Characteristic cross-section with paragenetically shaped flat ceiling

У наставку, главни канал нагло скреће готово праволинијски ка северу, у дужини од 130 m (“Северни канал”), при чему је вођен маркантном тензионом пукотином са просечном оријентацијом 80/75. Овај канал је богат свим формама пећинског накита, а дно је прекривено крупним облацима и песком. Карактерише се сезонском хидролошком активношћу, као и Ниски канал, што је и утврђено на терену, током истраживања која су изведена у време топљења снега. Овај канал води до “Ушћа” – места спајања пећина Антонијевића понор и Танцановића понор.

Воде које понире у пећину Танцановића понор дотичу са запада, са метадијабазне формације Киломе и текијског кристалина. Слив понорнице други је по величини у области Дрењара (0,65 km<sup>2</sup>; двоструко мањи од слива Кукуловића понора). Од свих слепих долина дуж Цевринске греде, долина Танцановића понора је најизражајнија и најјасније морфолошки дефинисана. Одсек изнад понора висок је преко 30 m, а у његовом подножју налази се главни пећински улаз, висине 3 и ширине 6 m, на апсолутној висини од 350 m. Северозападни зид улазног канала представља вертикална раседна површина са оријентацијом 300/85. Осим главног улаза у пећину, постоји и виши улаз, који се налази у северном делу понорског одсека, на релативној висини од 15 m од дна долине. Од вишег улаза наставља се канал дужине 39 m, који се на 28. m главног канала са истим спаја у висини његове таванице. У свим каналима пећине Танцановића понор дно је прекривено крупним облацима и дробиним, уз присуство песка од здробљених кристалистих шкриљаца. У Улазном каналу и Саломној дворани, осим наведених седимената, присутни су и кречњачки блокови, чак и метарских димензија. Са таванице висе сталактити, чак и на самом улазу, што указује да је улазни

део у прошлости имао другачији облик и положај него данас, тј. да се само место понирања тока налазило узводније. После почетног источног правца, Улазни канал скреће ка југу и води до Саломне дворане, где је до обурвавања блокова дошло због укрштања руптура пружања север-југ и југозапад-североисток. Управо после Саломне дворане главни канал нагло скреће у правцу североистока, и тај правац ће, генерално, задржати све до спајања са каналом Антонијевића понора, на Ушћу. Низводно од Саломне дворане канал је формиран дуж пукотине североисточног правца пружања, којој се не могу тачно одредити елементи пада јер је у великој мери маскирана накитом. О постојању пукотине говори једино карактеристичан троугласти попречни пресек канала. Присутни су бројни облици пећинског накита, највише саливи. После 90 m, морфологија канала се мења – висина се нагло смањује, таваница уравнива, канал задобија елипсасти попречни профил без видљиве тектонске предиспозиције. У следећих 250 m висина канала углавном не прелази 0,5 m, а на знатним сегментима је и мања. Ширина варира од 2 до 6 m. Због веома тешког кретања кроз канал (искључиво пузањем), овај део пећине назван је “Глистин канал”. Таваница је углавном прекривена кратким сталактитима, иако је местимично глатка и равна попут оне у Ниском каналу Антонијевића понора. Такви равни делови настали су на исти начин – парагенетским уравнивањем изнад седиментне испуне. Ипак, данашња функција ова два канала битно се разликује. У Глистином каналу нема трагова запуњавања до таванице, као ни било којих показатеља који би указивали на сезонску хидролошку активност. Дно је већином прекривено крупним облацима, песак је слабије заступљен, а глина потпуно изостаје. Местимично су у наносу видљиви трагови плитког сувог корита. Кроз канал протичу једино екстремно високе воде, што је видљиво по местимично присутном нанетом грању, а и практично проверено – чак ни приликом истраживања у време топљења снега, кад су били активни Ниски и Северни канал Антонијевића понора, Глистин канал био је потпуно сув. Непосредно пре спајања са Антонијевића понором, висина канала се донекле повећава, на око 1 m.

Низводно од Ушћа, места спајања Танцановића и Антонијевића понора, заједнички главни канал углавном задржава карактеристике Северног канала Антонијевића понора, на који се по правцу и наставља. По дну су и даље крупни облаци, сада већ комбиновано и пешчари и шкриљци, има пећинског накита (највише салива и стубова), као и видљивих фрагмената ерозионих тераса са остеоцима. Висина канала је од 1,5 до 7 m, а таваница је углавном уобљена или заравњена. Само местимично

видљива је пукотина дуж које је настао канал. После 200 m, са леве стране се налази бочни доточни канал дужине 33 m, захваљујући којем је у главном каналу формиран салив висине 5, а ширине 4 m (“Лепи салив”). Наношењем пројекције пружања канала на топографску карту, јасно се види да је овај доточни канал формиран водама 4-а понора. Овај понор има релативно мали слив, без понорског одсека и пећине, а ток понире у издухи у наносу, на дну вртаче. Иако веза није проходна, у хидролошком смислу можемо и овај понор сматрати делом система. У наставку пећине, попречни профил канала се мења у кањонски, и ширина се смањује на 1-2 m. Знатно је мања количина пећинског накита и механичких седимената (местимично је видљиво дно од матичне стене!), зидови су прекривени фасетама, а канал меандрира, са висином од преко 15 m. У горњим деловима канала очувани су кружни профили, настали пре почетка наглог вадозног усецања подземног тока. Видљиве су бројне пукотинске зоне различитих праваца пружања, које су узроковале нагле промене правца канала. Најизразитији тектонски утицај присутан је у “Дворани необичних блокова”и у њеној непосредној околини. Ту је дошло до интензивног обурвавања, те је дуж левог зида главног канала формирано веће проширење. У овој зони комбиновани су утицаји раседа, са елементима пада раседне површине 308/60 (видљива здробљена зона са тектонском бречом), и пукотинске зоне са оријентацијом 5/85. Обурвани блокови метарских димензија необични су због савршено правилних облика и глатких површина, као да су “одсечени ножем”, што је веома неуобичајен случај кад су у питању обурвавања у спелеолошким објектима. Разлог за то није познат; могуће је да је узрок у специфичним литолошким карактеристикама кречњака у тој зони, а за поузданије одређивање биле би потребне додатне специјалистичке анализе. Преко блокова је исталожен песковити нанос, чак и на већој висини (10 m изнад дна главног канала), те је јасно да је после обурвавања канал барем у једном наврату био изложен знатном запуњавању. У наставку главни канал задржава кањонски попречни пресек, са честим меандрима, на дужини од преко 250 m. Потом нагло губи на висини и снижава се на свега 0,3 m, док се ширина повећава на 3 до 6 m. У овом “Пузењем каналу” је приликом истраживања копан и разгртан нанос да би се омогућио пролаз даље. Дно канала је, уместо шљунком, прекривено крупним песком, док је таваница равна, претежно од матичне стене, иако има и кратких затупастих сталактита насталих услед процеђивања воде кроз мање пукотине. Попречни профили су заобљени, углавном елипсасти. Управо у овом делу главни пећински канал нагло мења смер од доминантног северног у западни, да би после 50-ак m висина порасла, а азимути притом опет постали северни или северозападни. Ово упућује на закључак да је у овој зони



локални руптурни склоп битно другачијих карактеристика, тј. да вероватно постоји нека врста попречног “прекида” (запад-исток) у пукотинској зони правца север-југ. Попречни правац се због слабијих могућности провођења воденог тока спорије развијао и током даљих фаза еволуције представљао стално сужење – препреку нормалној циркулацији воде. Као што се може и претпоставити, у уздужном профилу овај део канала има сифонски облик. Узводно је долазило до акумулације већих количина воде која је испуњавала канал до знатне висине, те из једне од тих фаза вероватно датира и песак који је исталожен по блоковима у “Дворани необичних блокова”. По савлађивању овог попречног правца, ток се поновно везује за доминантне структуре и наставља правац ка северу (у одређеним сегментима ка северозападу). Ту се налази и веза са старијим хоризонтом, који је од главног канала виши за око 20 m. То је “Дарков канал”, укупне дужине 215 m. Из главног канала се у Дарков канал допире кроз узани вертикални оцак, после чега се из омање дворане одвајају узводни и низводни крак. Узводни крак је дужи, али је у њему тешко пратити елементе који указују на генезу, јер је матична стена готово потпуно сакривена било обурваним блоковима, било великом количином пећинског накита, који прекрива дно, таваницу и зидове. Од краја мерења видљиво је да се канал наставља, али истраживање није било даље могуће због неколико калцитних стубова који преграђују пролаз. Низводни крак дужине је свега 41 m и завршава се испуном од наноса.

Наставак главног канала у следећих 250 m има северозападни правац пружања без изразитих знакова тектонске предиспонираности. Попречни профили се углавном карактеришу висинама до 1 m, са уравњеном таваницом, обликом “омега”, те јасно диференцираним коритом тока у наносу (претежно крупни песак и ситни шљунак). Специфичност овог дела су два кратка понорска канала преко којих се вероватно остварује веза са нижим, стално активним хоризонтом. Промена морфологије главног канала долази до изражаја управо у делу где се са њим спаја пећина “5. понор”.

5. понор је најсевернији у низу понора на западном контакту понорске зоне Дрењара. Слив је развијен на формацији текијског кристалина, а површина му износи око 0,3 km<sup>2</sup>. Ток понире у пећину у подножју одсека висине око 10 m, а доминантни правац канала (са изузетком улазног дела) је северни. На површини се иза понора у супротном правцу наставља сува долина (низ вртача), у почетку ка југоистоку, а потом скреће на североисток, у правцу изворишних кракова тока Базар. Правац и положај суве долине не може се корелисати са пећинским каналима. Укупна дужина пећине 5. понор (до споја са главним каналом Дрењарског система) износи 187 m. У првих 100 m канала су присутни бројни трагови запуњавања наносом –

акумулативне терасе, ниске таванице, неколико “обилазница” (*by-pass*), “чепови” од грања, као и “Прокопани део”: у њему се налазе три сужења из којих је приликом истраживања морао бити ископан и изнет материјал да би био омогућен пролаз даље. Дужина тог најнижег сегмента је 27 m, после чега канал добија на висини и пружа се дуж пукотине која представља једну од пратећих клизних пукотина из система цевринског раседа. Највећи део канала 5. понора налази се на истој висини као и “Дарков канал” – старији хоризонт Дрењарског система. На тој висини се у 5. понору одвајају и два бочна канала, од којих јужни гравитира баш ка Дарковом каналу, а северни избија под таваницу главног канала. На жалост, ови бочни канали још нису измерени, већ је познат само њихов правац пружања. 5. понор спушта се у ниво главног канала преко серије каскада, оштро скрећући на исток, у сегменту који због мноштва прозораца и *by pass*-ева има извесне одлике “лабиринта” (*maze*) у смислу Палмера (2001). Веће количине воде доспеле кроз понор повремено су наилазиле у пределу данашњег споја са главним каналом (место спајања је малих димензија, додатно затворено калцитним балдахиним) на препреку која је изазивала акумулацију воде под великим притиском. Будући да је то место 15-20 m ниже од понора, на релативно малом растојању могао се формирати значајан хидраулички градијент. Услед тога, вода се утискивала у све могуће дисконтинуитете и еродовала их, те се формирао својеврстан “*maze*”. Тако је и велик број паралелних пукотина у дну канала проширен корозијом, те је постала веома видљива пукотинска зона правца пружања  $250^{\circ}$ - $70^{\circ}$ .

Низводно од спајања са 5. понором, у главном каналу Дрењарског система састав седимената на дну указује на чешће и обилније токове, што се јасно може довести у везу са прихрањивањем кроз 5. понор. На доста места је у дну видљива матична стена, има и већих облутака, блокова, те еродованих салива. Ти саливи су вероватно формиран у време кад због седиментног чепа није било дотока кроз понор (у време када је формиран горепоменути “*maze*”), те је део главног канала имао смањену хидролошку активност.

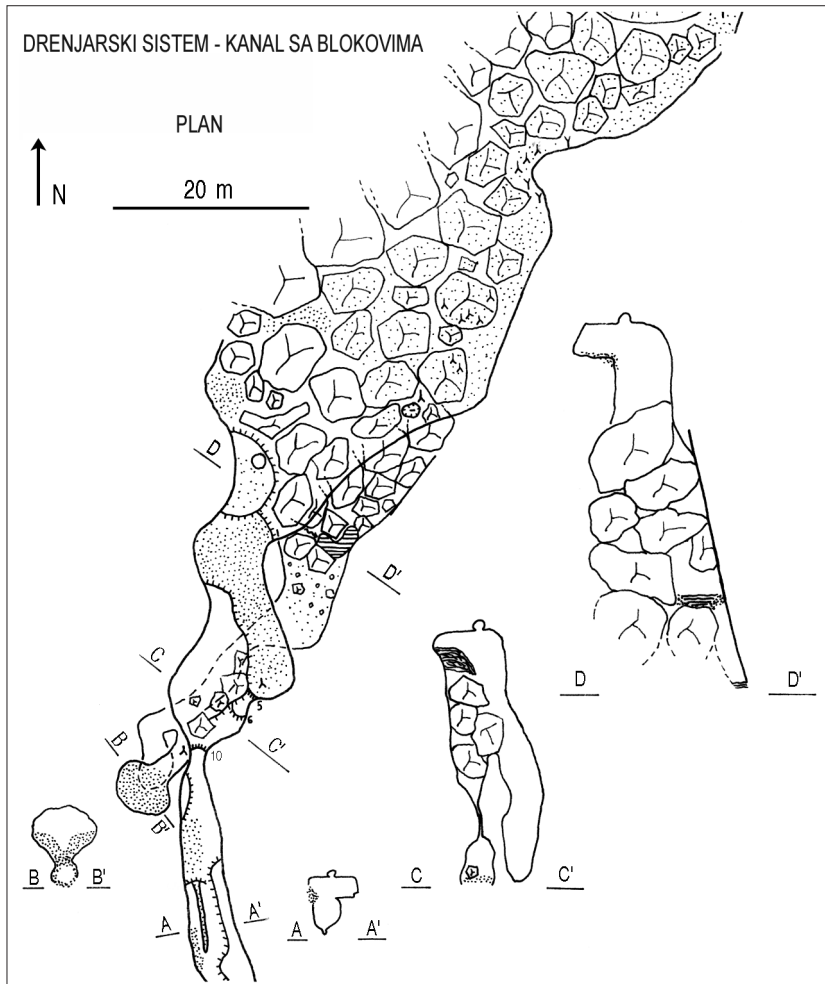
У 5. понору је доминантан северни правац пружања канала, пре његовог оштрог скретања на исток. Некадашњи наставак тог северног правца представља мањи доточни крак у главном каналу, који је и значајан структурни показатељ – низводно одатле, главни канал поново се враћа у строг северни правац, паралелно цевринском раседу, и то на свега 20-50 m удаљености од западног контакта.

Стотинак метара низводно, главни канал долази у зону изражене вертикалне карстификације. Уз десни зид канала, у дну се налази отвор

димензија 2x1 m, чија се дужа оса пружа по правцу 340°-160°. То је улаз у вертикални канал дубине 22 m (током истраживања назван “Котурачина рупа”), који је цео развијен по пукотини приближне оријентације 250/70. Завршава се viseћим језером са устајалом прљавом водом пуном смећа. Директно изнад Котурачине рупе налази се велики оцак пречника неколико метара, који за сада још није истражен, али се претпоставља да има везу са површином терена. Наиме, после преклапања полигоног влака пећине са топографском картом, испоставило се да се поменути оцак и Котурачина рупа налазе испод тзв. Пачје јаме код пута за Бигар, коју су мештани пре 20-ак година затрпали из безбедносних разлога. Евентуалним откопавањем ове јаме и њеним спајањем са главним каналом Дрењарског система могло би се добити више одговора на питања о овој изразитој зони вертикалне карстификације. Елементи пукотине дуж које је развијена Котурачина рупа нису нарочито заступљени у другим деловима пећине, па то додатно отежава разјашњење ове појаве.

55 m низводније, главни канал наилази у зону јаке тектонске активности, која је потпуно изменила морфологију тог сегмента пећине. Ту се укршта правац цевринског раседа са правцем другог раседа, који је једна од најизражајнијих структура у целој пећини и има оријентацију раседне површине 150/78. Дно канала (у матичној стени) преко косина и вертикалних одсека спушта се за 25 m (део са највишим вертикалним одсеком носи назив “Бунар”), док се таваница задржава на истој висини. Тако канал добија велику висину, а дуж попречног пресека има заосталих пречага од матичне стене. Низводно од Бунара започиње Канал са блоковима – зона интензивног обурвавања, где је блоковима од којих многи имају запремину и више хиљада m<sup>3</sup>, испуњен готово цео попречни профил канала (Сл. 42).

Трагови вишеструких запуњавања седиментима видљиви су у свим вишим деловима канала, док су нижи делови, захваљујући повременој или сталној хидролошкој активности углавном “испрани”, са чистом матичном стеном. Изнад Бунара, на свега 1-2 m под таваницом, са зидова штрче велике калцитне коре са цементованим наносом, у коме има и облутака дециметарских димензија (профил С-С’ на Сл. 42). Таваница је уравњена, са удубљеним каналићем ширине 1,5-2 m, чије порекло може бити двојак: или представља остатак иницијалног канала из фреатске фазе развоја, или је пак његово порекло парагенетско, тј. настао је растом према горе, изнад седиментне испуне. Будући да предео Бунара још увек није у зони најинтензивнијег обурвавања, сасвим је могућа и првопоменута могућност, да каналић у таваници представља очувани остатак најранијих фаза у развоју објекта.



Сл.42 – Крујноразмерна скица Бунара и Канала са блоковима;  
са карактеристичним профилима

Fig.42 – Large scale sketch of the passage sections Bunar and Kanal sa blokovima;  
with characteristic cross sections

У Каналу са блоковима, обурвани блокови прекривени су неколико центиметара дебелом наслагом песка од кристаластих шкриљаца, преко које су већ формиране и до 1 m високи сталагмити. Дуж целог канала десни зид представља раседна површина већ поменутог раседа са оријентацијом 150/78, док је леви зид због блокова недоступан.

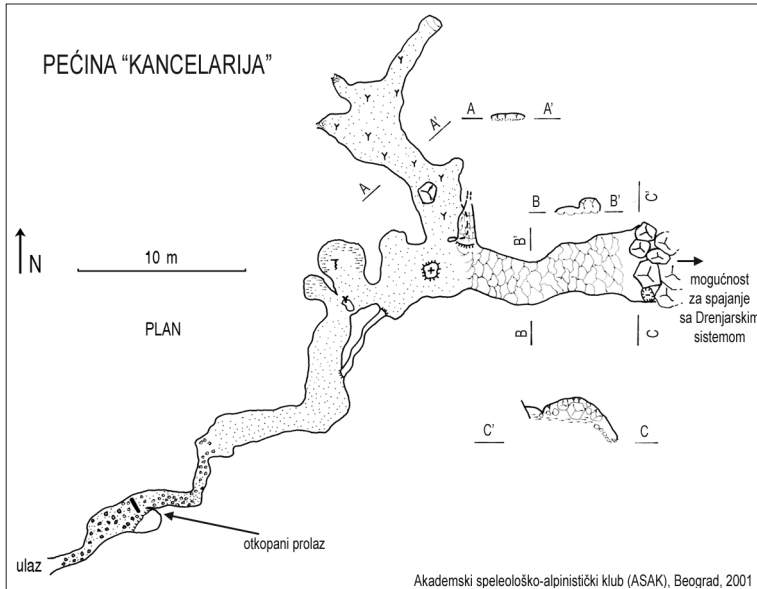
Истраживање овог дела пећине било је у техничком смислу веома захтевно. Захваљујући могућности силаска између блокова за још додатних 15 m у односу на дно Бунара и висеће језеро у његовој близини (што представља “лажно” дно, јер је реч о акумулацији седимената на огромним блоковима), истражено је и стварно дно канала који је у овом делу висок укупно преко 40 m. Активни сегмент проходан је на дужини од 35 m, а низводни сифон онемогућује даље праћење тока. Ипак, ова тачка је још увек око 20 m виша од извора на Бигру, што оставља могућност да је сифон само локална појава (висећи), те да у овом хоризонту и иза сифона има проходних канала.

Генеза Канала са блоковима може се тумачити као спајање два или више различитих хоризоната, који су постојали један изнад другог (евентуално на малој хоризонталној удаљености). Услед активирања раседа (150/78) дошло је до процеса саламања, чиме су различити хоризонти спојени у један канал велике висине. Калцитне коре са цементованим наносом под таваницом датирају из периода пре саламања, када је канал (тј. највиши хоризонт) имао мању висину и био у знатној мери (и дуготрајно) запуњен наносом. Тешко је замислити да је у време после саламања, у условима огромних димензија (пре свега висине) канала могло доћи до толико обимног и толико дуготрајног запуњавања да се на висини од 25 m калцификују облаци дециметарских димензија. Осим тога, још је мање вероватно да је у постојећим условима количина воде, потребна да се толики стуб седимената испере, могла да прође кроз низводне канале, који су знатно мањих димензија. Поменути активни сегмент канала, тј. најнижи део пећине, тек је у рецентно време у развоју и још увек је максимиран за релативно мале количине воде (мале у поређењу са потребним количинама за одношење велике запремине седимената). За разлику од тог запуњавања, за које, дакле, сматрамо да се одиграло пре активирања процеса саламања, песак који је исталожен преко блокова у Каналу са блоковима, очигледно је ту доспео после саламања, у фази привременог смиривања тектонске активности. За таложње песка било је потребно да канал готово до таванице буде испуњен водом, али не и да дође до потпуног и дуготрајног запуњавања седиментима као у претходном случају. Наиме, јасно је да се песак у воденом току може понашати као суспендовани нанос, те је као такав и доспео у високе делове канала, и остао ту после повлачења воде. Апсолутним датацијама калцитне коре која је цементовала шљунак под таваницом Бунара, и сталагмита који расту на наслагама песка на блоковима било би могуће утврдити тачну хронологију поменутих догађаја, а нарочито време најинтензивније тектонске активности, услед које је дошло до обурвавања великих размера.

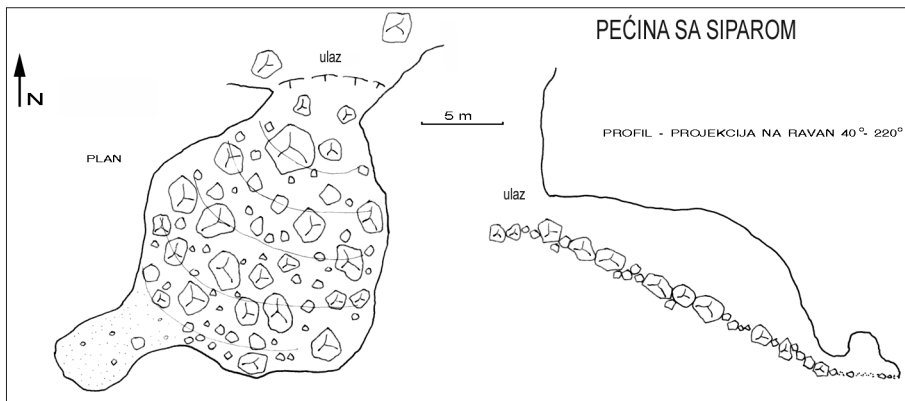
Пред крај Канала са блоковима поново се “појављује” леви зид главног канала, док се таваница нагло подиже. Од “Клизавог салива” на даље попречни профили су поново уски (до 2 m), са кањонском морфологијом, док по дну канала нема трагова скоре хидролошке активности – делови са глином и песком испуцали су (као што се виђа на површини после дуготрајних суша), а на више сегмената дно је прекривено наслагама блатног калцита или сувим травертинским кадама од милиметарских до метарских димензија. Овај канал по висини одговара Дарковом каналу и каналу 5. понора, тј. представља природни наставак тих нивоа. То је још једна од чињеница која говори у прилог тези да је у пределу Бунара и Канала са блоковима дошло до спајања два или више хоризоната услед тектонске активности, што је омогућило приступ у активне делове система. Ипак, ти делови још увек нису довољно развијени (у смислу доступности), те је истраживање морало бити усмерено на високе суве канале. После силаска низ неколико каскада, почиње “Пухов канал”, који по висини одговара главном каналу пре Бунара, док природан наставак претходног сегмента представља бочни канал “Пухов излаз” – не само по висини, већ и по морфологији, те ерозионом жљебу у таваници, који скреће у правцу бочног канала (после 65 m се снижава до димензија непроходних за човека). У овом делу пећине постоји веза ка површини терена, вероватно у виду узаних канала или пукотина. То је једино објашњење чињенице да је приликом првог истраживања овде виђен пух, који је потом побегао у непознатом правцу (каналима малих димензија, који за нас нису проходни). Истина је да надслој кречњака овде има моћност од 50-60 m, али од краја бочног канала Пухов излаз хоризонтална удаљеност до површине (у јарузи – десној притоци Мале реке) износи свега око 60 m.

Пухов канал, који представља наставак главног канала, има доминантно кањонску морфологију, са неколико сужења насталих због формирања пећинског накита. Измерен је на дужини од 222 m, а последња тачка мерења удаљена је од изворишне зоне Бигра мање од 200 m (ваздушном линијом). У наставку је истражено додатних 150-200 m (по процени), при чему је пролаз даље затворен обурваним блоковима између којих је за сада немогуће проћи. У наставку мерења и истраживања очекује се да ће бити потврђена претпоставка да поменути блокови представљају узводну страну истог великог салома који спречава даљи пролаз у малој пећини “Канцеларија”, 30 m изнад извора Бигар. Већ је поменуто да се кроз “Канцеларију” осећа јако струјање ваздуха, које је узроковано постојањем више повезаних улаза у пећински систем, који се налазе на различитим висинама. Пећина Канцеларија представља најнижи од тих улаза. Јачина и смер струјања највише зависе од доба године, тј. од разлике између температура ваздуха на улазима. Наравно,

и кроз цео Дрењарски систем се осећа ово струјање, нарочито на сужењима. Пећина “Канцеларија” је назив добила по легенди која је присутна код локалног становништва, да је некада овде живео и сакривао се народни јунак поп Мартин, који је наводно подно Бигра имао воденицу, а изнад, у литици, у једној пећини била му је “канцеларија”.



Сл.43 – Пећина ‘Канцеларија’ (план)  
Fig.43 – Plan view of the cave Kancelarija



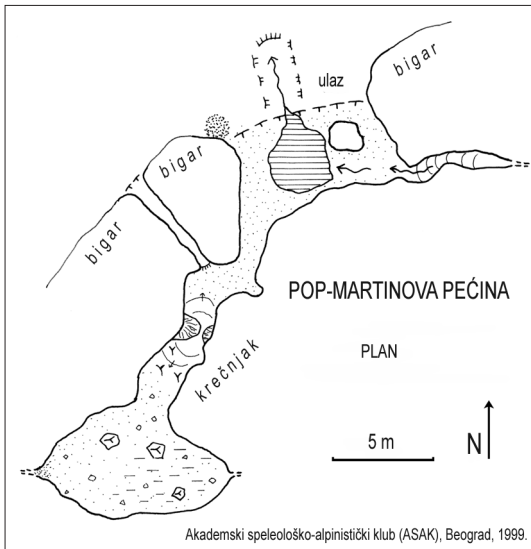
Сл.44 – Пећина са сипаром  
Fig.44 – The cave Pećina sa Siparom

У непосредној близини Канцеларије, на истој висини, постоје још два мала пећинска улаза, где нанос већ на 1. или 2. метру онемогућава даљи пролаз, али очигледно је да се не ради само о окапинама, јер на таваницама има сталактита и фасета. 20 m изнад Канцеларије, и 30-ак m у низводном правцу, налази се Пећина са сипаром – потпуно сув објекат са великом акумулацијом обурваног материјала и кратким каналом подно тог сипара (Сл. 44). Нема показатеља који би директно указивали на генетску повезаност са Дрењарским системом, али се извесна повезаност може претпоставити јер се такође не ради о окапини, већ о сегменту већег пећинског канала који је накнадно делимично уништен обурвавањем.

Пећина “Бигар – извор” представља активни излаз из система. На неколико метара од улаза налази се већа акумулација песка, са преливним сифонским језером пречника око 5 m. Ток који извире из пећине формирао је 25 m високу акумулацију бигра, преко које се у виду слапова прелива, до ушћа у Малу реку. Напомињемо да се, наравно, не ради о Малој Каменичкој реци (у овим крајевима има много случајева истих топонима на релативно малим удаљеностима), већ о току који се формира на падинама Краку Вакарец и Краку Корита, и улива се у Велику Каменичку реку узводно од Цевринске греде (ова Мала река је прва десна притока после Урсојке). При формирању бигрене акумулације било је, као и у већини случајева, и акумулативних и ерозионих фаза, које овом приликом нису детаљно утврђиване. Оно што се намеће као закључак у овом тренутку, јесте да у реценто време преовлађује ерозиони процес, јер ток усеца преко 1 m дубоко корито у сопственој бигреној акумулацији (на Великој бигреној тераси), а осим тога, на простору поменуте терасе долази и до процеђивања дела воде, која поново извире кроз 14 m нижу Поп-Мартинову пећину, делом формирану у бигру, а делом у кречњаку.

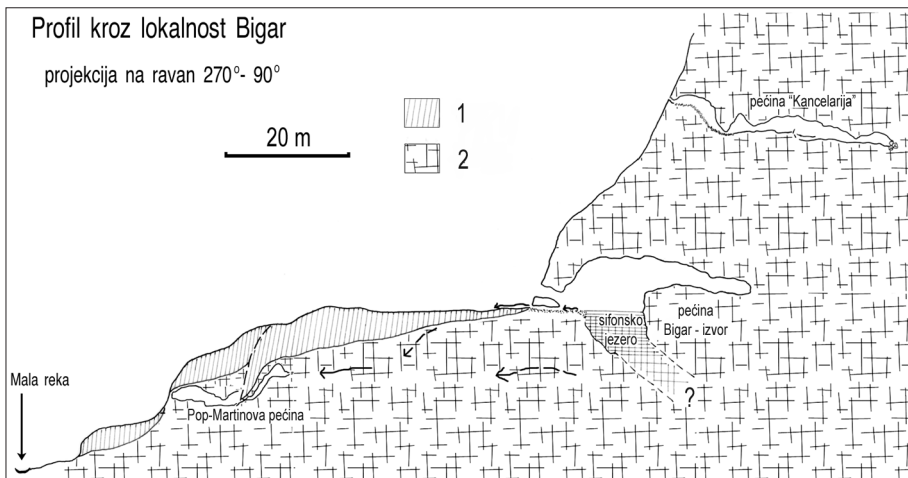
Дебљину бигрене акумулације није било могуће са прецизношћу измерити, али проходни канали Поп-Мартинове пећине доказују да је у основи Велике бигрене терасе заправо кречњак, те да је зараван вероватно формирана регресивном ерозијом извора, а не акумулацијом бигра (Сл. 46). На повлачење кречњачког одсека указују и бројни сипари у његовом подножју, као и већ поменути фрагменти пећинских канала откривени у околини ‘Канцеларије’. Неколико већих бигрених блокова откривених изнад активног извора доказ су различитих места истицања у прошлости.





Сл.45 – Пои-Мартинова пећина (план)

Fig.45 – Plan view of the cave Pop Martinoва Pećina



Сл.46 – Поиречни профил кроз локалности Бигар (1 – бигар; 2 – кречњак)

Fig.46 – Profile through the location Bigar (1 – tufa; 2 – limestone)

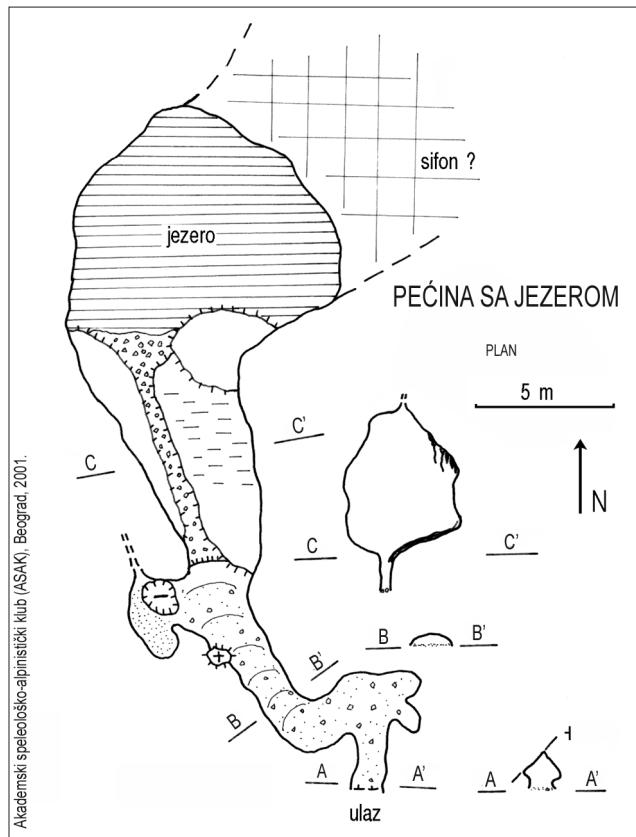
На основу свега изнетог, може се закључити да су воде које су формирале Дрењарски систем, током еволуције пећине следиле доминантне тектонске структуре, те да су ка њима гравитирали понорски канали. Основни правци циркулације подземних вода формирали су се независно од површинског рељефа, те не може бити говора ни о каквим висинским корелацијама са речним терасама или сличним површинским облицима. Чак и кад би постојала таква намера, то не би било могуће, јер су токови који пониру у карст на овом терену бујичног карактера, а њихове долине имају карактеристике јаруга. То важи чак и за слив Велике реке, која је успела да усече клисуру кроз кречњачку греду, али ни у њеном сливу нису диференцирани било какви нивои.

Вишеструка запуњавања канала механичким седиментима, као и појаве одношења и “испирања” тих седимената могу за сада добити само релативну хронолошку одредницу, као што је то изнето у оквиру објашњења Канала са блоковима, док би свака апсолутна одредница захтевала одређивање старости седимената инструменталним методама које за ово истраживање нису биле доступне.

Низводно од ушћа тока са Бигра, Мала река тече ка северу, паралелно са Цевринском гредом, до ушћа у Велику реку, која је кроз греду усекла клисуру – пробојницу. Северну страну клисуре представљају обронци Краку Урлатури, а јужну локалност Градић. Спелеолошких објеката има са обе стране клисуре (као и на Жутом Кршу) – са десне стране два (Велика пећина под Градићем и Узана пећина под Градићем), а са леве један (Пећина са језером). Улази у Узану и Велику пећину налазе се на 20 m релативне висине од речног корита. Узана пећина састоји се од свега једног једноставног пукотинског канала, који после 13 m завршава непроходним сужењем, док Велика пећина, иако са свега 30 m дужине, има посебан значај у интерпретацији еволуције карста овог простора. Непосредно после улаза, висине преко 15 m, канал се рачва на два крака, од којих источни у виду оцака излази на површину, док западни убрзо завршава чврстом испуном од цементоване дробине. Димензије канала говоре у прилог томе да је пећина створена од стране јаког подземног тока са југа, а то не може бити ни један други него управо онај који је формирао и сам Дрењарски систем. То значи да у гребену Цевринске греде између Бигра и Градића вероватно постоји пећински канал који је у потпуности (или већим делом) запуњен наносним материјалом, те стога више није хидролошки активан нити доступан за истраживање. Првобитно је ток протицао дуж целог гребена ка северу, а када је запуњавање достигло толику меру да надлазеће количине воде нису биле у стању нити да отекну кроз

канал нити да нанос однесу, дошло је до отварања новог излаза из система – на месту данашњег Бигра. Један од претходних излаза из система био је и пећински канал Пухов излаз, где су на површини терена (на месту коме канал гравитира) такође нађене мање количине бигра. Детаљна истраживања крајњих доступних делова Дрењарског система можда ће пружити додатне податке за поткрепљивање ових претпоставки.

Пећина са језером, у левој (северној) страни клисуре, налази се на релативној висини од 8 m изнад корита Велике реке. Занимљивост везана за овај објекат је та што је укупна денивелација пећине –13 m, што значи су њени најнижи делови чак 5 m испод нивоа корита Велике реке. Укупна дужина пећине је 42 m (Сл. 47).

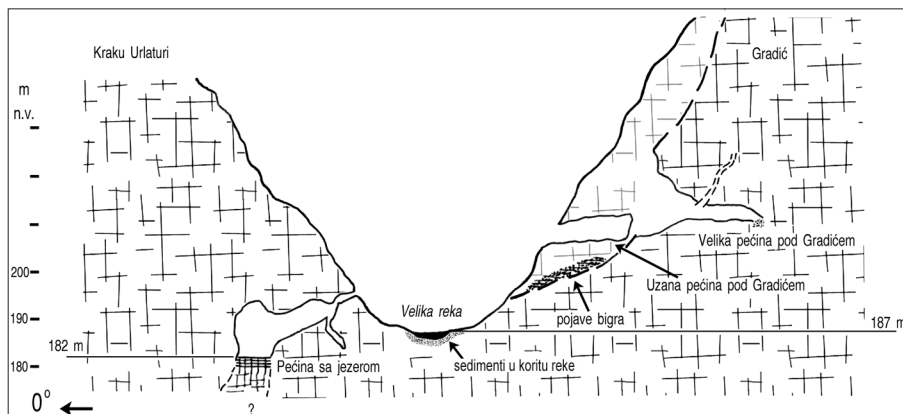


Сл.47 – Пећина са језером (план)

Fig.47 – Plan view of the cave Pećina sa Jezerom

Улазни делови канала су малих димензија, висине до 1 m, али већ после 10 m и висина и ширина се повећавају на неколико метара. Канал на дну има удубљен ерозиони жљеб ширине 0,5 m и видљиве дубине од 1-1,5 m (можда и више, али се због наноса не може оценити), и спушта се праволинијски под углом од  $-37^\circ$  до сифонског језера димензија 8 x 10 m. Нема видљивих знакова било дотицања или отицања из језера, иако је такође евидентно да се не ради о стајаћој води.

Садашња хидролошка функција објекта није у потпуности јасна. Наиме, нема никаквих трагова истицања воде кроз улазне канале, па чак ни знакова већих осцилација нивоа воде у језеру; осим тога, и сама разлика у висини указује на то да језеро није повезано са током Велике реке (Сл. 48). Из тог разлога мало је вероватно да је пећина генетски повезана (тј. да се њен настанак може генетски корелирати) са усецањем клисуре на површини. Уместо тога, решење треба тражити у опцији да су карстификовани канали постојали и пре усецања клисуре, са смером тока од југа ка северу (доминантан правац подземних вода дуж Џевринске греде), те да је клисура прекинула јединствени канал и оставила фрагменте који су у мањој или већој мери наставили засебно да се развијају.



Сл.48 – Поиречни профил кроз иробојницу Велике реке, са сиеолошким објектима

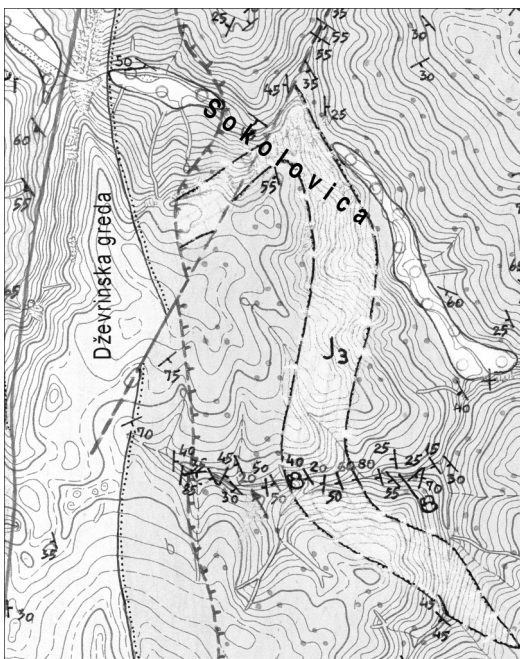
Fig.48 – Cross section through the gorge of Velika Reka, with the adjoining caves

Након што је Велика река клисуром пресекла карстне канале у гребену Градић – Краку Урлатури, Велика пећина под Градићем је једно време била активна као хидролошки излаз из система, о чему сведоче насlage бигра између њеног улаза и корита реке. Количине бигра нису велике; делимично су то насlage, а делимично мањи блокови, али је бигар засигурно *in situ*,

што се такође може сматрати једним од доказа постојања пећинског канала између Бигра и Градића. Извор у пределу Велике пећине који је исталожио бигар морао је имати довољно велико карстно залеђе да би се воде у довољној мери заситиле калцијум-карбонатом, те да би одлагале бигар. То залеђе је могао бити једино систем који данас називамо Дрењарски, те његов северни наставак који је касније фосилизован, због испуњености седиментима и отварања новог излаза из система на локалности Бигар.

### Соколовица

У наставку долине Велике реке низводно од Цевринске греде, дуж десне стране долине, те у сливовима притока Базар и Слатина, на ОГК је картиран појас горњејурских кречњака који захвата првенствено маркантно узвишење Соколовица (висинска разлика до корита Велике реке је око 180 m). Ипак, већ при првом обиласку ове локалности било је јасно да не може бити речи о кречњацима који припадају истој формацији као кречњаци Цевринске греде. Наиме, кречњаци на Соколовици нису једри и сиве боје као цеврински, већ тамнији (браон до зеленкасти), танко услојени, а слојеви су благо убрани. На први поглед делује да је можда реч и о лапоровитим кречњацима. Сагледавањем геолошких карактеристика терена, намеће се закључак да



су то кредни кречњаци, који су једна од компоненти формације аутохтоних кредних седимената дуж источног обода Цевринске греде.

За сада у овим кречњацима нису откривене значајније карстне појаве, па ова регионална целина неће бити посебно разматрана.

*Сл.49 – Приказ Соколовице на рукописном оригиналу ОГК (лист Доњи Милановац – Бељан; Богдановић и сар., 1973)*

*Fig.49 – Sokolovica outcrop (manuscript version of the basic geological map; Bogdanović et al., 1973)*

## Јужни део греде, у сливу Реке

Кречњачки гребен јужно од локалности Иба бара, у сливу реке Реке, представља најјужнију регионалну целину Џевринске греде. Код Иба баре кречњаци се налазе у склопу простране површи апсолутне висине око 370 m, у пределу хидрографског чвора Велике реке, Мртвице и Реке. У највишим деловима јурски кречњаци прекривени су плиоценим седиментима. Даље ка југу, кречњаци се налазе у сливу Мале Равне реке, потом у сливу Личи потока, и на крају у сливу безимене притоке Реке (на локалности Кршија). Ово је једина област дуж Џевринске греде где површински токови нису оријентисани у правцу запад-исток, већ обрнуто, због положаја слива Реке. Сви поменути токови – укупно их има осам – су кратки, повремени и бујичног карактера, а у кречњаку су усекли плитке долине, које су већи део године потпуно суве. Једино су два најдужа тока, код локалности Камену Марко, усекла клисуре са морфологијом пробојница, али су и оне активне само непосредно по јаким падавинама или при топљењу снега.

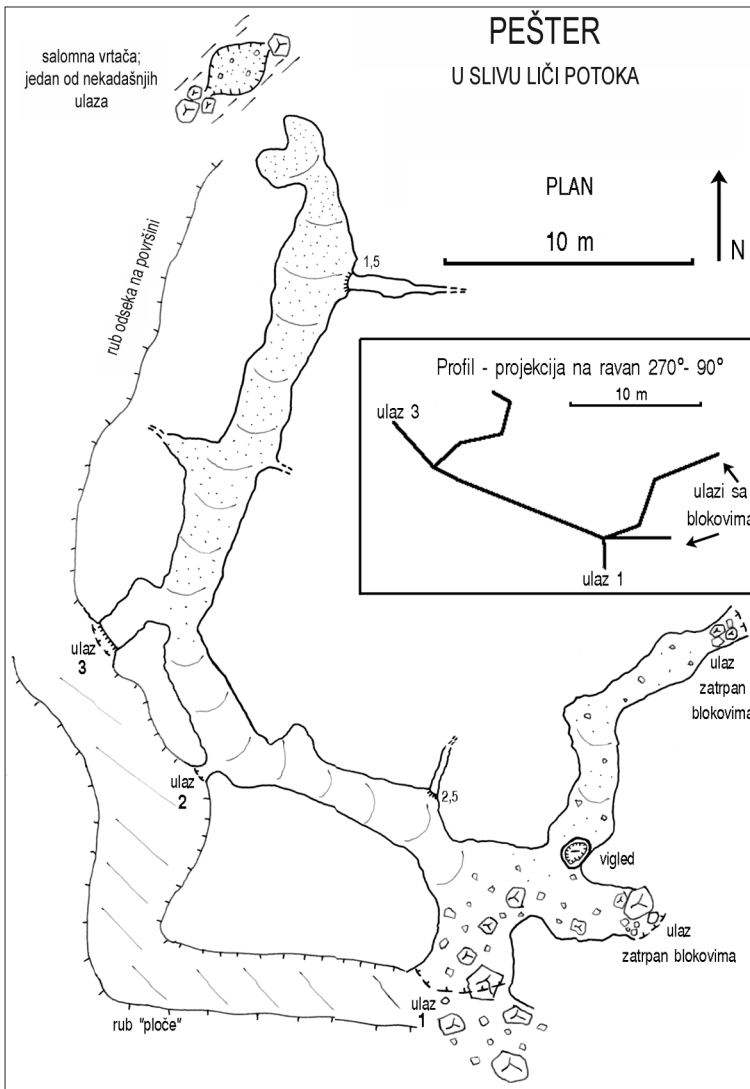
Веома је необичан податак да је на простору јужног дела греде регистрован само један спелеолошки објекат – пећина Пештер. Налази се у десној страни клисуре-пробојнице коју је формирао ток са северних падина Камену Марко. Потпуно је ван хидролошке функције, на око 50 m релативне висине изнад дна клисуре, и представља реликт из времена кад је целокупна морфологија околног терена била значајно другачија него сада. Пештер не само што се налази готово на самом врху гребена, већ и њен кречњачки над-слој штрчи попут капе у односу на околни терен (Сл. 50).



Сл.50 – Кречњачки гребен у области пећине Пештер; поглед са Краку Бибулуј

Fig.50 – Limestone ridge in the area of Pešter Cave (view from the location Kraku Bibuluj)

Пећина има пет улаза (и једну виглед), 72 m канала и укупну денивелацију +14m (од најнижег улаза до највише тачке). Са површине су уочљива још два места која би могла представљати некадашње улазе у овај мали систем, а мерењем пећине потврђено је да и канали имају правац баш ка тим местима (Сл. 51). Пећински накит присутан је у мањим количинама само у крајњим деловима канала; по дну је местимично сува мешавина глине и песка, а већим делом матична стена или мањи блокови и дробина. Кречњак у коме је формирана Пештер веома је тектонски оштећен, иако на то не указују попречни профили (заобљени), већ карактеристике саме стене и пукотински системи видљиви у њој.



Сл.51 – Пећина  
Пештер, у  
сливу Личи  
поттока

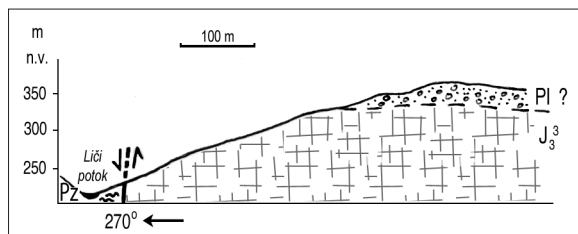
Fig.51 – Pešter  
Cave, in the  
drainage area of  
Liči Potok

На основу заобљених попречних профила можемо закључити да је пећина током већег дела своје еволуције била потпуно испуњена водом (фреатски услови), те да је губљење хидролошке функције наступило релативно нагло (нису видљиви очити трагови вадозног усецања). У одсеку у околини пећине има великих ерозионих жљебова (пречник преко 1 m), за које је могуће да представљају остатке пећинских канала. Уколико то усвојимо као тачно, добивамо још један аргумент у корист формирања пећине у фреатским условима, јер би сви ти канали (постојећи и реконструисани) представљали својеврстан “фреатски лавиринт”, попут оних који су већ описани у Момачкој и Девојачкој пећини у изворишту Мале Каменичке реке. Будући да се Пештер налази на 260 m апсолутне висине, јасно је да су фреатски услови на тој висини могли бити присутни једино у најранијим фазама формирања слива Реке, када је корито претече Личи потока (или претече тока Огашу Кусату на југоистоку) било на барем 100 m већој висини него данас, а највероватније и више. Та фаза везана је за почетак дисецирања површи на потезу између Иба баре (370 m н.в.) и Чока Пештери (356 m н.в.) на истоку, и Великог Бељана (370-400 m н.в.) на западу, као и за почетак процеса еродовања плиоцених седимената са овог простора (судећи по данашњем распрострањењу, јасно је да су тада ови седименти покривали много већу површину). С обзиром на бројна неразјашњена питања у вези са хронологијом формирања и дисецирања ове и осталих површи, као и на упитну одредницу прецизније старости плиоцених седимената, тешко је могуће било шта одговорно тврдити о минималној старости Пештери. У складу са процесом снижавања површине терена карстном денудацијом, за очекивати је да ће у релативно скорој будућности Пештер престати да постоји, јер је већ и сада нејасно како је блок у коме се налази успео да одоли снижавању карстне површине (околни терен је већ за неколико метара нижи).

У јужној области постоји чак осам периодичних токова који попречно пресецају Џевринску греду из правца истока ка западу. Оно што је у овом случају неуобичајено је то што ни један од њих није понорница, већ сви они успевају да површински пређу кречњачки сегмент у свом току. Три најјужнија тока наилазе на греду у пределу где је она већ релативно узана (100 m или мање), те та чињеница олакшава могућност за површинско усецање. Следећа два тока према северу су већ поменуте клисуре-пробојнице са узвишења Камену Марко. Дужине клисура су око 250 m, а њихови узводни сливови већи су од сливова осталих шест токова. Три најсевернија периодична тока, као и сува долина 700 m јужно од Иба баре, имају врло мале, готово занемарљиве сливове узводно од кречњака, на плиоценим седиментима. Ту је греда у



непосредној близини површи, готово на самој вододелници према сливу Мртвице. Просечни падови ових токова су релативно велики (160-280 ‰), а хипсометријски и стратиграфски положај плиоцених седимената у односу на кречњаке такав да седименти прекривају највише делове кречњачке греде. Та ситуација одговара типу 1 са Сл. 2, према класификацији Ford & Williams (1989), са том разликом што је на слици представљено да ток са повлатних слојева наилази на равну кречњачку површину, а у нашем случају реч је о кречњаку са великим падом топографске површине (Сл. 52). Иако у општем случају велики градијент погодује формирању спелеолошких објеката, у овом случају је однос ширине греде, градијента и повлатне формације био такав да је омогућио брзо и интензивно усецање бујичних токова.



Сл.52 – Попречни профил Цевринске греде код локалности Камену Марко (Pz – палеозојски шкриљци; J3 – горњејурски кречњаџи; Pl? – плиоцени седименти)

Fig.52 – Cross section through Dževrinska Greda, at the location Kamenu Marko (Pz – Palaeozoic schists; J3 – Upper Jurassic Limestones; Pl? – Pliocene sediments)

Овоме треба додати још један важан фактор: структурни склоп овог дела терена показује изражене руптуре правца пружања запад-исток, од којих су бројне и оне које су попримиле клизне карактеристике, тј. прерасле у раседе. Здробљена милонитна зона могла је имати знатан утицај у спречавању продирања воде у подземље, нарочито ако су дужине кречњачког сегмента релативно мале (до 500 m).

На крајњем југу ове области налази се трећи термални извор дуж Цевринске греде – Бањица. У околини извора нема никаквих облика карстне морфологије. Греда је у области извора већ веома узана (мање од 50 m), а на површини је кречњак видљив само у виду неколико мањих изданака. То је уједно и најјужнија тачка Цевринске греде, док се даље према југу, са десне обале Реке, наставља миоцени басен Аликсар.

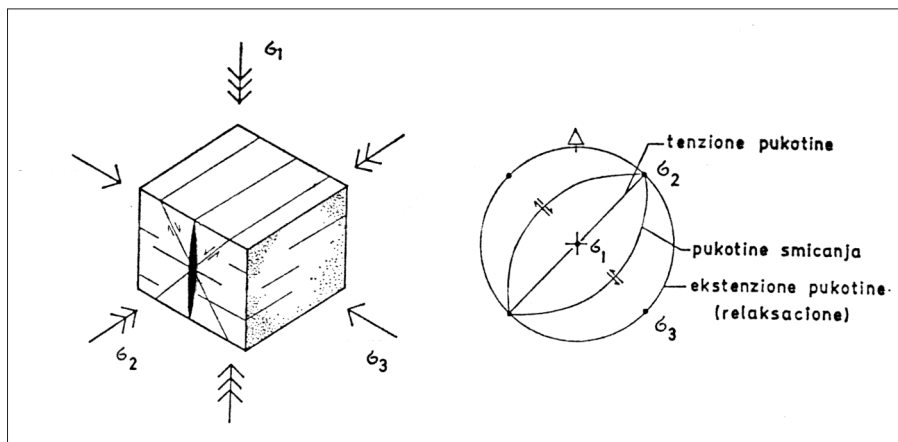
## КИНЕМАТИКА ЦЕВРИНСКОГ РАСЕДА И ЊЕН УТИЦАЈ НА ЕВОЛУЦИЈУ КАРСТА

После навлачења северинске и гетске навлаке преко јурско-кредног аутохтона започео је процес раседања дуж Цевринске дислокације, што је, у комбинацији са еродовањем навлака, довело до откривања аутохтоних (прво кредних, а затим и јурских) слојева на површини. И по престанку вертикалних покрета настављена је активност Цевринског раседа, али у виду десног транскурентног кретања, односно померања источног крила према југу, а западног према северу (Грубић, 1992). Транскурентни покрети ове оријентације карактеристични су за низ најмаркантнијих дислокација Карпато-Балканида западно од Цевринског раседа. Током свих ових процеса (навлачење са набирањем, вертикално и транскурентно кретање и пренабирање) стенски комплекси су знатно тектонски оштећени појавом руптура као последица тих кретања.

За карстолошка истраживања нарочит значај имају руптуре у кречњаку, које омогућују или интензивирају циркулацију воде, а тиме уједно карстификацију и укупну еволуцију карстног рељефа (подземног и површинског). Иако је на сваком карстном терену руптурни склоп од велике важности за еволуцију карста, на Цевринској греди је то нарочито изражено. Кречњаци ове греде су издигнути по Цевринском раседу, а на површини је видљив њихов узани појас, који и не излази из зоне најинтензивнијег утицаја те дислокације. Из тог разлога и проблематика еволуције карста у греди мора да буде разматрана паралелно са тумачењем тектонског склопа истраживаног терена. Чињеница што расед уједно представља и линију контакта карста и некарста додатно говори у прилог овом тврђењу. Притом се типична одлика контактног карста – алогено прихрањивање – јавља као други битан фактор који утиче на карстни процес.

Адекватно разматрање улоге тектонског склопа у карстификацији захтева коришћење метода структурне анализе, а у оквиру тога, анализе типова и просторне оријентације великог броја разних пукотина које су видљиве на терену, као и њихово смештање у логичан оквир који ће помоћи у тумачењу развоја карста. Притом се користи кинематска класификација пукотина (по механизму настанка), која је по правилу у употреби приликом изучавања генералног склопа одређеног терена. По тој класификацији пукотине се деле на тензионе, пукотине смицања (клизне) и релаксационе (компресионе). Димитријевић (1978; 222) и Димитријевић и Петровић (1965; 24) их овако дефинишу: “Тензионе пукотине су управне на осу минималног компресионног

стреса (осу тензије). Обично су зјапеће или испуњене различитим минералним материјалом, неправилног или сочивастиг облика. У наборима прате спољне кривине шарнира, а уз раседе се јављају као продукти секундарних напрезања створених кретањем раседних блокова. *Пукоцине смицања* најчешће леже у зони (h0l), по облику су блиске равнима, и сличне су раседима по томе што су им блокови најчешће померани у извесној мери. Ова кретања са осом максималног стреса заклапају угао од 30°-40°. *Релаксационе* пукотине настају у равнима управним на осу максималног компресионог стреса када његово дејство престане. Тада стена тежи да се врати у првобитни облик, и паралелно са том осом долази до релативне тензије и пуцања.” Положај основних кинематских типова пукотина у односу на осе стреса приказан је на Сл. 53.



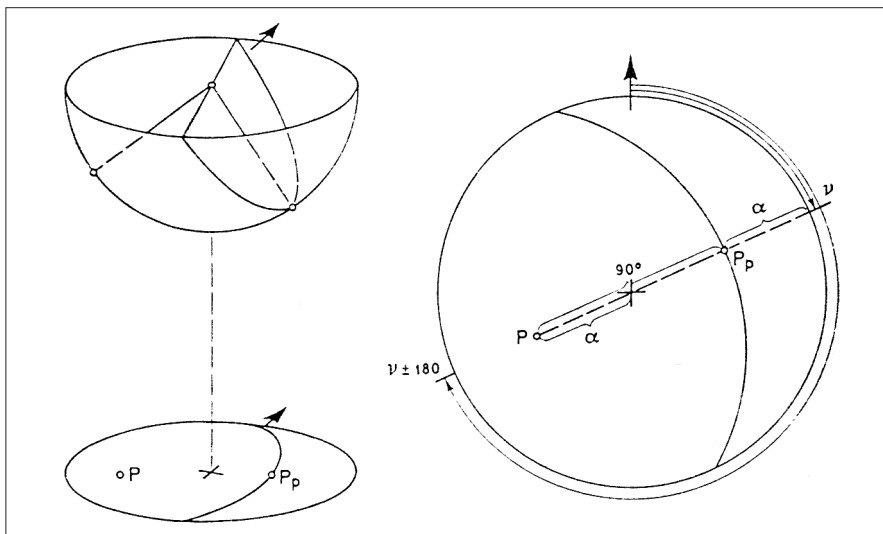
Сл.53 – Положај кинематских типова пукотина у односу на осе стреса  
(Димитријевић, 1978; 224)

Fig.53 – Kinematic types of fractures, in relation to stress axes (Dimitrijević, 1978; 224)

Током истраживања карста Цевринске греде на терену су у кречњаку измерени елементи пада – азимут пада и падни угао – за преко 600 руптура (минимално 100 у свакој од издвојених регионалних целина). Мерење је вршено геолошким компасом марке “Clar”, а у највећем броју случајева мерени су елементи пада равни (планаре, тј. њихове падне праве). Осим тога, за један број руптура је одређен и тип, иако не за све, али су све измерене руптуре статистички обрађене. За статистичку обраду коришћен је метод приказивања добијених вектора на пројекцији положајне лопте, који има предност у односу на приказивање руптура розетама, јер показује њихову стварну просторну оријентацију, у три димензије, док розете приказују једино

азимуте пружања. У геологији је, према предлогу W.Schmidta, у употреби еквивалентна Ламбертова пројекција, те се она најчешће назива Шмитова мрежа (Димитријевић и Петровић, 1965). За представљање елемената пада права и равни (линеара и планара) довољна је једна полулопта (хемисфера) положајне лопте, и уобичајено је да се употребљава пројекција доње полулопте – поларна мрежа. За одређене намене користи се и екваторијална (меридијанска) мрежа исте пројекције.

Свака раван пресеца омотач полулопте по кругу који се зове траса равни. На том кругу се налази пол падне праве равни, док нормала постављена на раван кроз центар положајне лопте својим полом у потпуности одређује елементе пада равни и зове се пол равни (Димитријевић и Петровић, 1965). Приказ равни, пола падне праве и пола равни у положајној полулопти види се на Сл. 54. У статистичкој анализи структурних података за простор Цевринске греде коришћене су пројекције полова равни у доњој полулопти Шмитове мреже, а за обраду је коришћен наменски рачунарски софтверски пакет StereoNett 2.46.



Сл.54 – Раван у положајној полулопти; и њен приказ у прасом, полом падне праве ( $P_p$ ) и полом ( $P$ ) на дијаграму (Димитријевић и Петровић, 1965; 34)

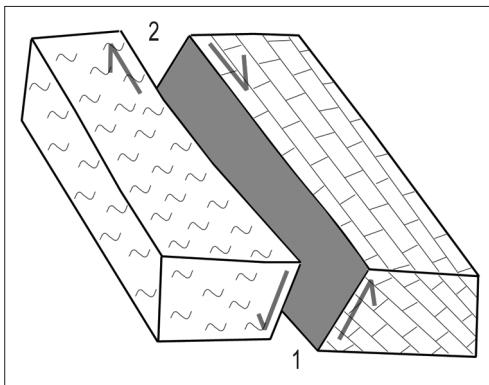
Fig.54 – Plane in a sphere, shown in a diagram as great circle, dip ( $P_p$ ) and pole ( $P$ ) (Dimitrijević & Petrović, 1965; 34)

Тумачење добијених података било је у одређеној мери олакшано чињеницом да су у литератури (Грубић, 1992) постојали подаци о генералном карактеру Цевринског раседа – да је по кретању прво био гравитациони (старије кретање), а затим транскурентни десни (млађе кретање). Осим тога, познато је да траса раседа и тензионе (називају се и “перасте”) пукотине стоје по правилу у одређеном односу, као на Сл. 55 – пукотине и расед образују полу-стрелице које означавају смер кретања крила (Димитријевић, 1978).



Сл.55 – Однос тензионих пукотина и трасе раседа (Димитријевић, 1978; 233)  
 Fig.55 – Relation between tension joints and a fault (Dimitrijević, 1978; 233)

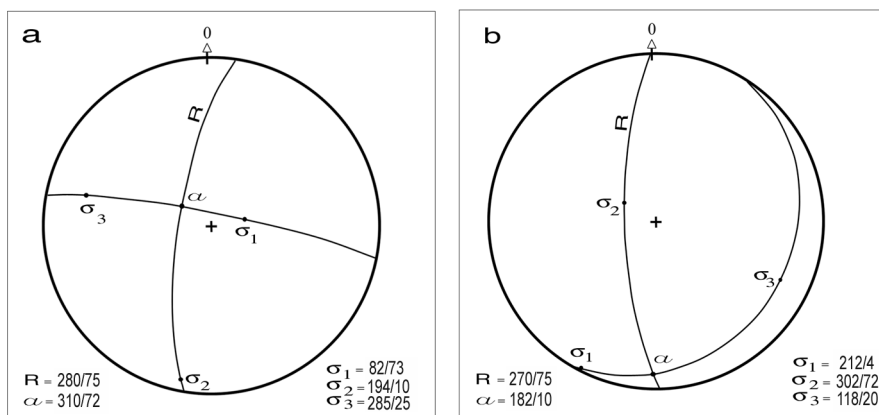
Тако су се, уз основно познавање правила ‘елипсоида напрезања’, одређени резултати могли претпоставити и препознати, а овим мерењима су и претходни литературни наводи додатно потврђени (Сл. 56).



Сл.56 – Блок дијаграм на коме су стрелицама означена старија (1) и млађа (2) кретања дуж Цевринског раседа

Fig.56 – Older (1) and younger (2) movements along the Dževrin fault

Мерењем елемената пада стрија (сопствена мерења и непубликовани подаци А. Грубића) потврђена су кретања дуж Цевринског раседа, а конструкцијом трасе равни раседа и наношењем елемената а-линеације (стрија) на екваторијалну пројекцију Шмитове мреже добијени су елементи оријентације главних оса стреса које су за резултат имале такво кретање (Сл. 57). Измерене стрије налазе се у усеку магистралног пута Текија-Кладово, испод Цевринског брда, на сочивима зеленкастих кречњака у оквиру формације јабуковачких слојева.



Сл.57 – Израчунавање главних оса стреса за вертикално (а) и транскурентно (б) кретање по Цевринском раседу, на Шмитовом дијаграму

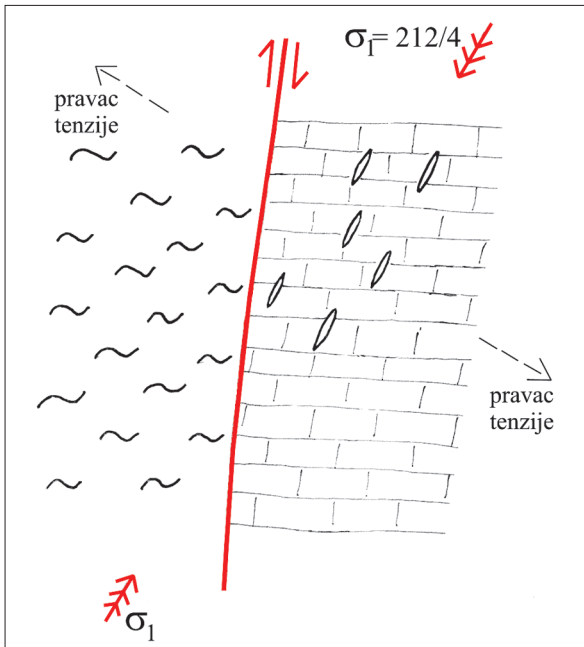
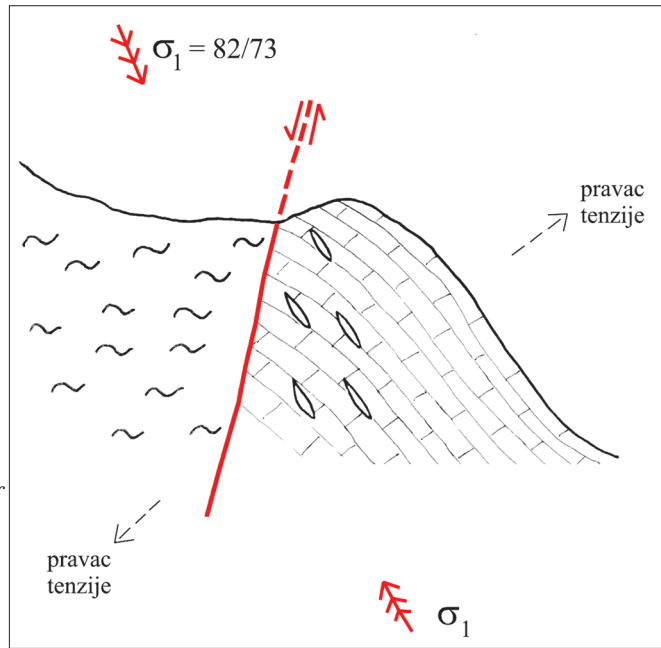
Fig.57 – Stress axes for vertical (a) and transcurrent (b) movements along Dževrin fault (Schmidt's net – equal area projection, lower hemisphere)

За вертикално кретање по раседу, које данас више није активно, нађене су слабо изражене стрије са елементима пада 310/70. Осе стреса добијене конструкцијом на Шмитовом дијаграму показују максималан стрес са елементима 92/73, што се може приказати и на попречном профилу терена (Сл. 58). Падне праве тензионих пукотина оријентисане су паралелно са осом максималног стреса, а управно на осу минималног стреса (тј. тензије). Оса интермедијарног (средњег) стреса је хоризонтална.

Код транскурентног кретања по раседу важе слична правила (Сл. 59). У овом случају тензионе пукотине се пружају приближно по правцу 40°-220°, а падају углавном ка северозападу, местимично ка југоистоку. Оса интермедијарног стреса је вертикална.

Сл.58 – Попречни профил Цевринског раседа, са положајем оса максималног и минималног сипреса при вертикалном кретању, и положајем тензионих цукојина (схематиска скица, није у размери)

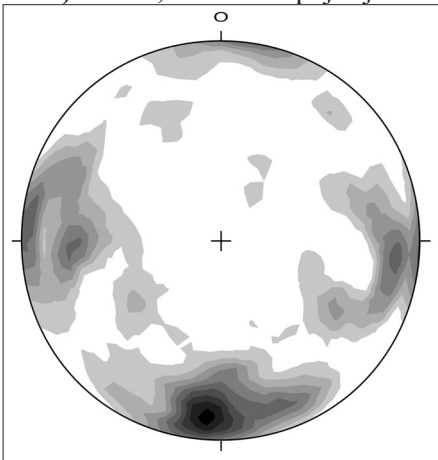
Fig.58 – Cross section of Dževrin fault, with maximum and minimum stress axes in vertical movement, and positions of tension joints (not to scale)



Сл.59 – Положај оса максималног и минималног сипреса при транскурентном кретању дуж Цевринског раседа (план), и положај тензионих цукојина (схематиска скица, није у размери)

Fig.59 – Maximum and minimum stress axes in transcurrent movement of Dževrin fault, and positions of tension joints (not to scale)

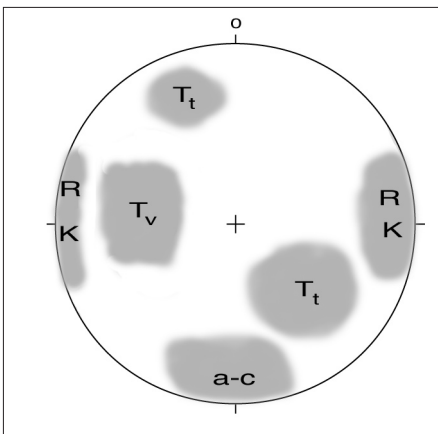
Статистичка анализа неколико стотина измерених пукотина дуж целе Цевринске греде показала је њихово груписање у неколико основних оријентација. Важно је напоменути да су мерења за статистичку анализу углавном вршена на површини терена, док је у спелеолошким објектима извршен знатно мањи број мерења, али су зато та мерења тумачена свако понаособ, због евидентног значаја за морфологију и положај одређеног спелеолошког објекта. Исто тако, све измерене пукотине су у статистичкој анализи једнако третиране, без обзира што су у стварности неке од њих биле изузетно маркантне и “велике”, а друге пак мање изражајне, по димензијама такође мање, али зато бројније.



Шмитов дијаграм са збирно унетим свим подацима (полови равни) показује резултате као на Сл. 60. Тумачење добијених основних групација приказано је на синоптичком дијаграму на Сл. 61.

Сл.60 – Шмитов дијаграм руйиура на Цевринској греди

Fig.60 – Orientation of fractures on the ridge Dževrinska Greda (Schmidt's net)



Сл.61 – Тумачење положаја полова равни, на синоптичком дијаграму (R, K – Цеврински расед и прилеће клизне пукотине; Tv – тензионе пукотине везане за вертикално крећање дуж Цевринског раседа; Tt – тензионе пукотине везане за транскурентно крећање дуж Цевринског раседа; а-с – пукотине из времена крећања навлака, са иружањем у правцу шекшонског трансиорја)

Fig.61 – Explanation of Schmidt's net of fracture orientations (R, K – Dževrin fault, and adjoining shear fractures of same orientation; Tv – tension joints related to vertical movement along Dževrin fault; Tt – tension joints related to transcurrent movement along Dževrin fault; a-c – fractures dating from the period of W→E overthrusting, striking in the direction of movement)



Јасно су препознатљиве области пројекција Цевринског раседа, као и тензионих пукотина насталих како уз вертикална, тако и уз транскурентна кретања. Занимљиво је да највећу бројност имају руптуре са падовима према северу, односно управно на Цеврински расед. Ове руптуре нису последице ни вертикалног нити хоризонталног кретања дуж Цевринског раседа, већ је њихово порекло везано за фазу тектонике навлачења на овом простору. Будући да је у време навлачења главни притисак долазио са запада, а ове пукотине имају правац пружања запад-исток, можемо закључити да су то тензионе пукотине типа "а-с", са пружањем у правцу тектонског транспорта. Тензионе пукотине таквог правца пружања помиње Злоколица (1986) у Пећини код врела Грзе, која је формирана у зони чела навлаке пермских пешчара на кредне кречњаке. Оне су субвертикалне до вертикалне, под приближно правим углом у односу на пружање чела навлаке. На Цевринској греди, ове пукотине су на површини терена заступљене у знатној мери, иако су мале по димензијама, а и често чине пукотинске системе, те се вишеструко понављају на малим растојањима. Са друге стране, у спелеолошким објектима готово да и нису присутне, изузев у Девојачкој пећини на Малом Дрењару, где је по овом правцу дошло и до клизања блокова, тј. формирања раседа.

Пукотине које по оријентацији одговарају Цевринском раседу (односно, које представљају његове пратеће клизне пукотине са већим или мањим износом смицања), заступљене су како на површини терена, тако и у спелеолошким објектима, где представљају водеће руптуре за велики број значајних и дугачких канала. Ова чињеница нимало не чуди, с обзиром на то да Цеврински расед представља најважнији млађи структурни елемент целе области.

Системи тензионих пукотина везаних за вертикална и транскурентна кретања по Цевринском раседу у одређеној мери су присутни на површини терена, али су знатно више изражени у спелеолошким објектима, где су дуж њих развијени знатни делови канала. Ово се нарочито односи на тензионе пукотине настале услед транскурентних кретања која су и данас активна. Ове пукотине су на неким местима попримиле и клизни карактер, тј. прерасле у раседе, а по тим правцима су формиран неки од морфотектонски и генетски најзначајнијих канала у пећинама Цевринске греде.

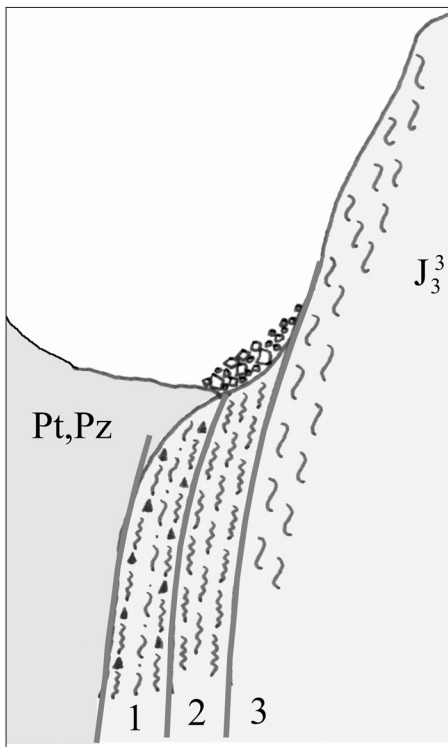
Дакле, из претходно изложеног може се видети да картирање пукотина и раседа мерењем на површини терена не даје увек исте резултате као картирање у спелеолошким објектима, тј. у подземљу.

Трећи аспект проучавања руптурног склопа представља даљинска детекција, која може открити неке крупне структурне елементе чије појављивање није тако изразито кад се посматра из перспективе теренског

картирања. Фотогеолошку карту руптурног склопа овог терена урадила је Р. Павловић, у оквиру “Хидрогеолошке студије појава термалних и термоминералних вода на територији СО Кладово” (Филиповић и сар., 1985). Наравно, и на овој карти доминантну структуру представља Цеврински расед и његове пратеће пукотине, али такође и неколико добро изражених раседа правца пружања северозапад-југоисток, нарочито у области Малог Дрењара. Ови раседи добро су видљиви не само на аерофотоснимцима, већ и на топографској карти. Делимично је тај правац заступљен и у Момачкој пећини, али на површини готово да и нема руптура које би на њега указивале (или су малобројне и слабо изражене).

У последњих двадесетак година у делу карстолошке литературе присутна је анализа тектонских утицаја на карстификацију поделом раседних зона на здробљену, порушену и пукотинску зону, с обзиром на степен оштећености стенске масе уз раседне равни. Ову поделу предложио је Čar (1982), а касније је примењивана и употпуњивана, највише у словеначкој литератури (Šebela, 1998; Čar & Šebela 2001; Šušteršič et al., 2001). Здробљене зоне карактеришу се присуством већих количина милонита – здробљеног материјала који је производ трења маса приликом кретања раседних блокова. У овој зони велик је проценат глиновите фракције, као и више или мање цементоване тектонске брече. Порушене зоне препознатљиве су по густим системима “хаотично” распоређених пукотина које деле стену у мање блокове – од центиметарских до метарских димензија, али без тектонске глине и брече. Ова зона је по правилу веома добро пропусна и изузетно погодује карстификацији. Пукотинске зоне представљају снопове блиских паралелних пукотина, где су кретања незнатна, а ширина зоне може да достигне и више стотина метара.

На великим потезима дуж Цевринске греде, нарочито у областима Кашајне и Дрењара, здробљена и порушена зона Цевринског раседа уопште нису видљиве у кречњаку на површини (нити у спелеолошким објектима чији су канали непосредно дуж западног контакта). Разлог томе највероватније лежи у томе што су те зоне еродоване, засуте материјалом од кристаластих шкриљаца које површински токови носе у правцу греде, али и маскиране сипарима од кречњачких блокова који покривају подножја одсека (ово је нарочито изражено на простору између Бигра и Градића у области Дрењара). На поменутих локалностима у кречњаку је видљива само пукотинска зона (Сл. 62).

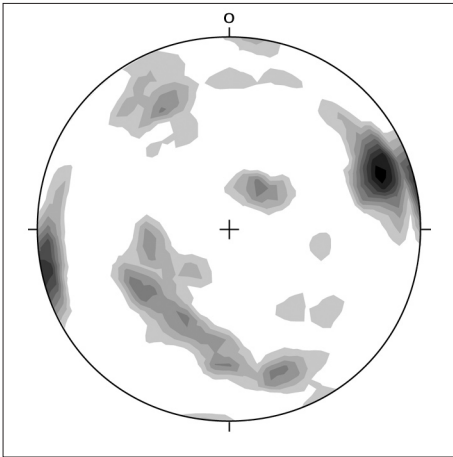


Сл.62 – Појречни пресек кроз зоне ошшећења степенске масе уз Цеврински расед (према терминологији: Ćar, 1982): 1 – здробљена зона; 2 – порушена зона; 3 – црковинска зона

Fig.62 – Cross section through tectonic zones of Dževrin fault, using the terminology of Ćar (1982): 1 – crushed zone; 2 – broken zone; 3 – fissured zone

У оквиру структурне анализе кречњака Цевринске греде, на терену су мерени елементи пада већег броја руптура – у свакој од издвојених регионалних целина извршено је више од 100 мерења. Као и на синоптичком дијаграму, тако су и на појединачним дијаграмима препознатљиве области пројекција Цевринског раседа, као и тензионих пукотина насталих током вертикалног и транскурентног кретања.

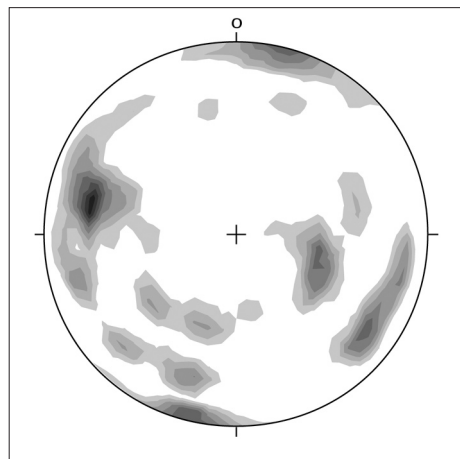
Резултати које је дала структурна анализа Цевринског камена видно одступају од резултата свих осталих појединачних области, као и греде у целини (Сл. 63). Доминантне су руптурне планаре са елементима пада 245/75 (пружање 335°-155°), што није карактеристичан правац за овај простор. Елементи Цевринског раседа на Цевринском камену уопште нису заступљени, као ни пукотине које би биле очекиване у складу са његовом кинематиком. Стога можемо сматрати да резултати структурне анализе говоре у прилог тврдњама о томе да је сам Цеврински камен олистолитски блок, те да није везан за гребен Цевринске греде. Отуда је јасно да и сам назив греде није адекватан, али је због одомаћености у литератури ипак задржан.



Сл.63 – Шмидов дијаграм њукојина на Цевринском камену

Fig.63 – Orientation of fractures in the area of Dževrinski Kamen (Schmidt's net)

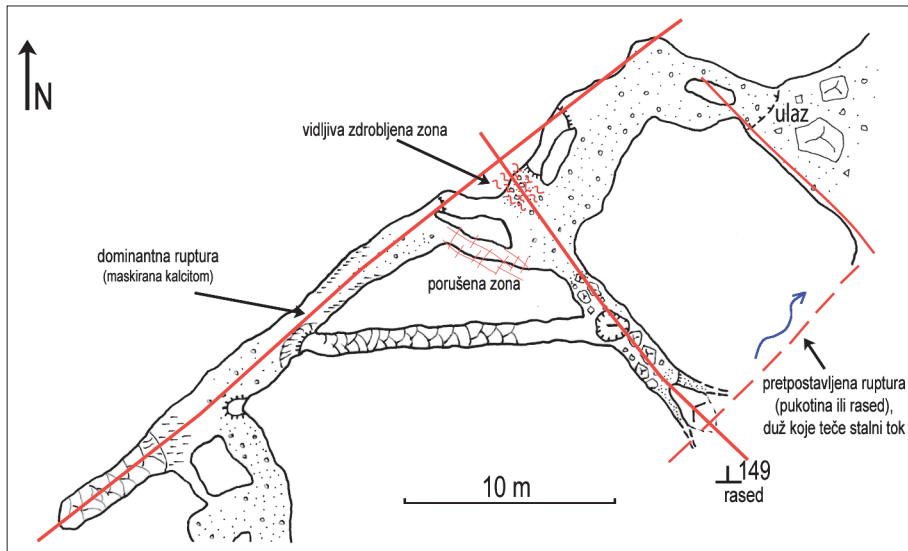
У области Кашајне елементи Цевринског раседа јасно су уочљиви, а изражене су и тензионе пукотине везане пре свега за вертикално, али и за транскурентно кретање дуж раседа. Присутне су и пукотине приближног правца пружања запад-исток, о којима је било речи у оквиру објашњења резултата на нивоу целе греде. Оне овде за десетак степени одступају од поменутог правца (падају у правцу  $10^\circ$  и  $190^\circ$ , уместо  $0^\circ$ ), али се може сматрати да припадају том систему (Сл. 64). На жалост, на овом простору спелеолошки објекти су релативно кратки, те није било довољно могућности да се резултати добијени површинским мерењима упореде са ситуацијом “у унутрашњости” карста.



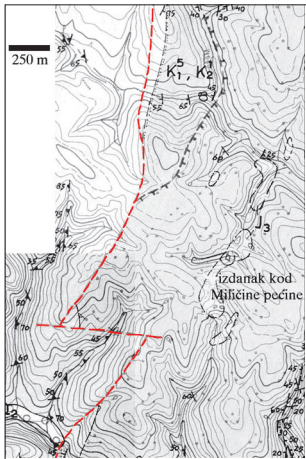
Сл.64 – Шмидов дијаграм њукојина у области Кашајне

Fig.64 – Orientation of fractures in Kašajna area (Schmidt's net)

Изразиту тектонску предиспонираност има Јама у Лазаревом Кршу, чији је већи део развијен дуж зоне тензионих пукотина (100/70) која је генетски везана за вертикално раседање. Исто важи и за малу изворску пећину у подножју Велике Пештере. У улазном делу Мале Пештере могу се пратити правци по којима је развијан главни канал, као и модификације које су узроковане пратећим структурама (Сл. 65). Ту је приметна учесталост пукотина са падом ка североистоку које су се показале и на Шмитовом дијаграму, а забележене су и на фотогеолошкој карти руптурног склопа (Филиповић и сар., 1985). Сифонски канал има генералан правац југ-север, што је и правац циркулације подземних вода које пристижу из правца понорске зоне на Бачији и хране извор Мала Пештера.



Сл.65 – Структурна скица улазног дела пећине Мала Пештера (план)  
Fig.65 – Sketch of tectonic structures in the entrance part of the cave Mala Peštara (plan view)



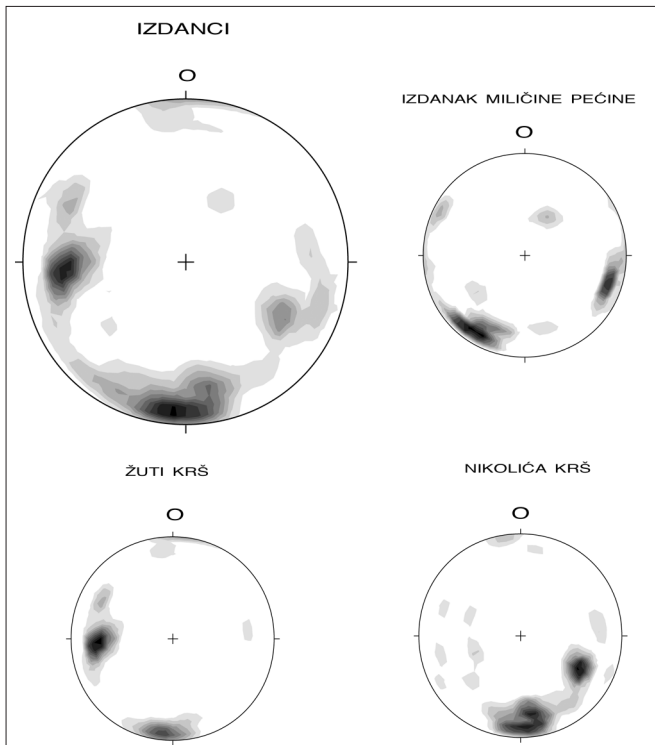
Сл.66 – Претпостављени дисконтинуитет у јуржању Цевринског раседа, према ОГК (Богдановић и сар., 1973)

Fig.66 – Suspected discontinuity in strike of the Dževrin fault, according to official geological map (Bogdanović et al., 1973)

Средњи део греде, јужно од области Кашајне, занимљив је по томе што је на дужини од преко 3 km Цеврински расед на ОГК означен као “претпостављен“, са одступањем трасе од доминантног правца N-S (или NNE-SSW). Северно од Подвршке реке претпостављено је да расед нагло повија ка североистоку, у правцу кречњачког изданка код Миличине пећине, да би потом био “пресечен” једним претпостављеним попречним раседом пружања запад-исток дужине од око 500 m (Сл. 66).

Пажњу привлачи чињеница да се на сектор раседа са претпостављеним североисточним пружањем наставља доминантна структура код Миличине пећине – велика маркантна пукотина са оријентацијом 310/70. Ова пукотина настала је тензионо при транскурентном кретању дуж Цевринског раседа. То је видљиво и по изгледу пукотине (отворена, главни проводник подземне воде у изданку) и по њеним елементима пада, који су у складу са теоријским вредностима очекиваним на основу конструкције елипсоида напрезања (види Сл. 59 и осу минималног стреса).

Будући да су кречњаци Цевринске греде на овом потезу (између области Кашајне и Дрењара) изразито узани, те да на њима нису добро испољене ни структурне ни морфолошке одлике, главна пажња у истраживању контактнoг карста усредсређена је на три источна кречњачка изданка, у оквиру кредног аутохтона.

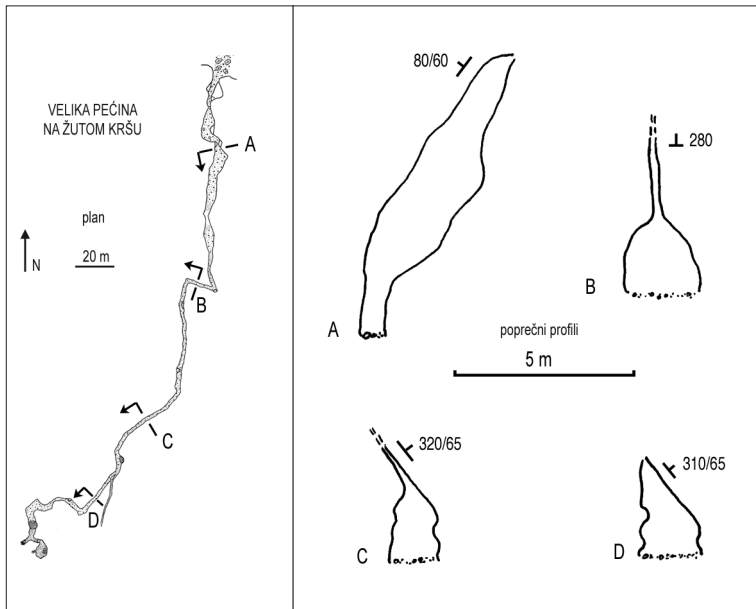


Сл.67 – Шмидтови дијаграми руйшура на источним кречњачким изданцима

Fig.67 – Orientation of fractures on eastern limestone outcrops (Schmidt's net)

На овим изданцима вршена су и мерења у оквиру структурне анализе. Они се не налазе непосредно уз Цеврински расед, нити су повезани са јурским кречњацима, тј. главним гребеном Цевринске греде, али пошто су и кредни седименти, попут јурских, део аутохтона, сасвим је нормално и очекивано да су на њих на исти начин деловали тектонски покрети дуж Цевринског раседа. То је јасно видљиво и из Шмитових дијаграма (Сл. 67) – готово потпуно изостају пројекције равни које би одговарале самој раседној равни, што је и нормално јер се изданци не налазе уз сам расед, док су веома заступљене тензионе пукотине везане за вертикално кретање (са источним падовима, најприсутније на Жутом Кршу), као и тензионе везане за транскурентно кретање (северозападни падови, на Николића Кршу и у Миличиној пећини).

Осим тога, на Жутом Кршу и Николића Кршу приметна је знатна заступљеност пукотина које падају према северу, а вероватно датирају још из времена активности великих навлака (северинске и гетске). Изузетак чини субвертикални расед који се пружа дуж Жутог Крша – готово је паралелан са Цевринским и представља доминантну структуру дуж које је формирана Велика пећина (Сл. 68).

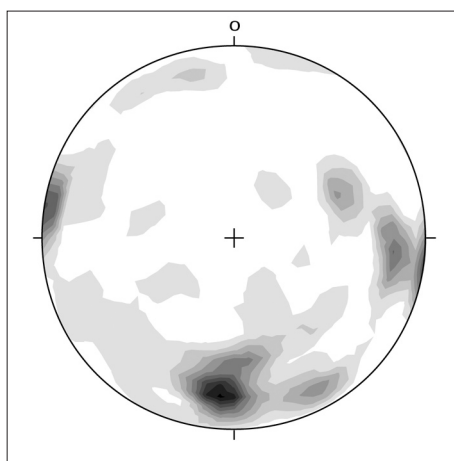


Сл.68 – Карактеристични тектонски предиспонирани попречни профили у Великој пећини на Жутом Кршу

Fig.68 – Tectonically guided cross sections in the cave Velika Pećina na Žutom Kršu

Ипак, због већ поменуте проблематике везане за бројност и димензије руптура, пројекције овог раседа нису доминантне на Шмитовом дијаграму, јер се он не јавља у виду паралелних система који би изразито повећали бројност ових елемената пада. Главни канал Николића понора формиран је у пукотинској зони, при чему су пресудну улогу имале тензионе пукотине са средњим статистичким елементима пада 300/70, слично као и у Миличиној пећини. С обзиром да долазе као системи паралелних пукотина, а има их и на површини терена, јасно су груписане на дијаграму.

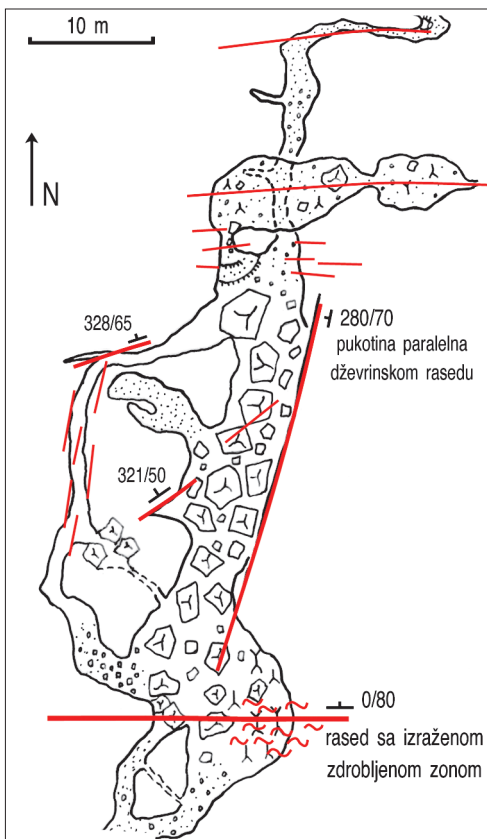
Област Дрењара идеалан је полигон за анализу утицаја тектонског склопа на развој карста. Захваљујући релативно великој површини под кречњаком (у поређењу са осталим областима Цевринске греде) било је могуће извршити велик број површинских мерења раседа и пукотина, а велике дужине проходних пећинских канала омогућиле су и “поглед изнутра”, тј. непосредно утврђивање тектонске предиспонираности у самим спелеолошким објектима. Током првих истраживања, руптуре су у објектима картиране и beleжене, да би после извршене структурне анализе целог терена и утврђивања кинематике Цевринског раседа постало могуће готово све те руптуре и дефинисати с обзиром на њихов механизам стварања и место у систему кретања по раседу. У додатним истраживањима проверене су (и већим делом потврђене) претходне претпоставке, те прикупљени и нови подаци.



Сл.69 – Шмитов дијаграм пукотина у области Дрењара  
Fig.69 – Orientation of fractures in the area of Drenjar (Schmidt's net)

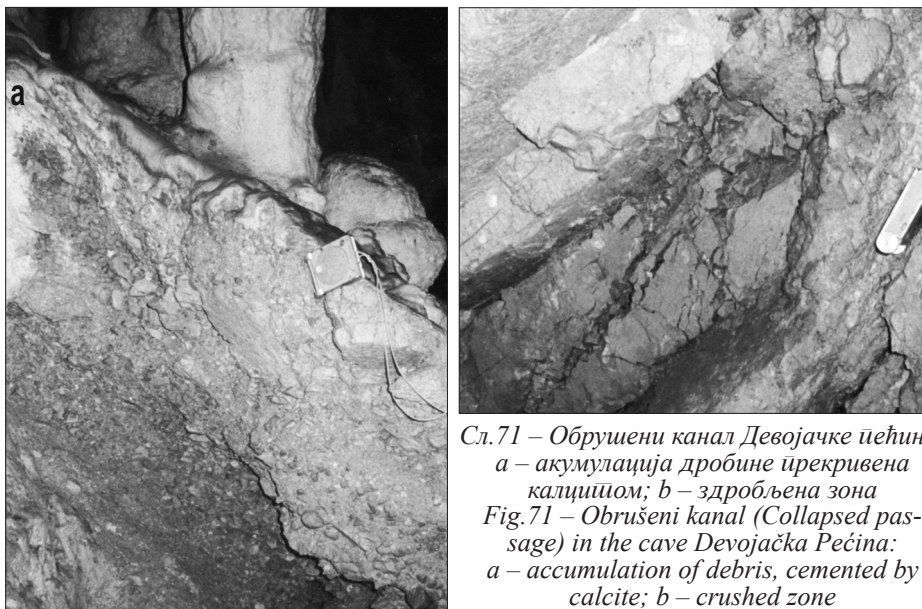


У Девојачкој пећини тектонски склоп је имао пресудан утицај на морфогенезу Обрушеног и обилазног канала. У пределу укрштања маркантног попречног раседа пружања запад-исток и једне од већих клизних пукотина, која прати Деврински расед, дошло је до знатне промене морфологије и хидролошке функције канала. Попречни расед има елементе пада 0/80. Интересантно је поменути да је издвојен и на фотоголошкој карти руптурног склопа (Филиповић и сар., 1985). Можемо претпоставити да је иницијална руптура настала тензионо, услед стреса који је довео до навлачења (пукотине које се пружају у правцу тектонског транспорта), а потом прерасла у клизну пукотину, тј. у расед. Овде су јасно видљиве и све три зоне оштећења стенске масе – здробљена, порушена и пукотинска (Сл. 71).



Сл.70 – Структурна скица Обрушеног канала у Девојачкој пећини (план)

Fig.70 – Sketch of tectonic structures in Obušeni kanal in the cave Devojačka Pećina (plan view)

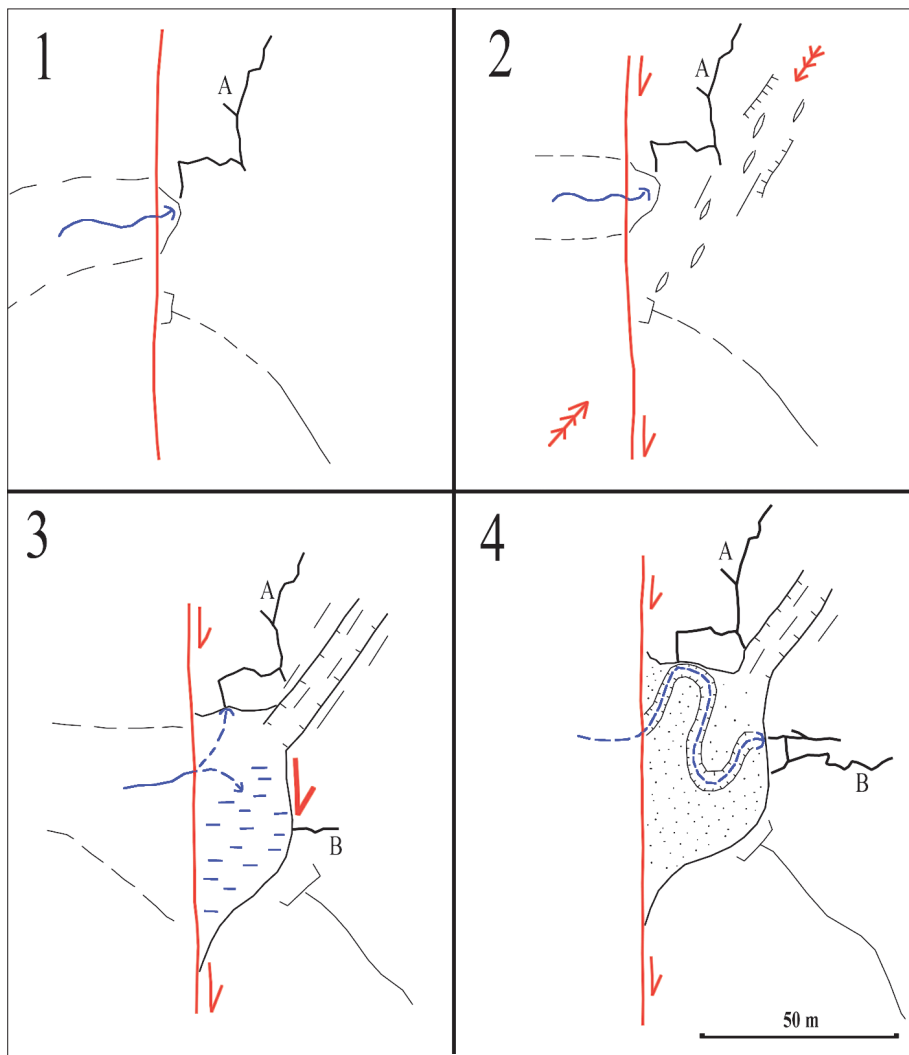


Сл. 71 – Обрушени канал Девојачке пећине:  
*a* – акумулација дробине прекривена  
 калцијом; *b* – здробљена зона  
 Fig. 71 – Obrušeni kanal (Collapsed pas-  
 sage) in the cave Devojačka Pećina:  
*a* – accumulation of debris, cemented by  
 calcite; *b* – crushed zone

У порушеној зони, дуж Обрушеног канала, цео источни зид представља раван велике клизне пукотине паралелне са Цевринским раседом. Ова структура имала је за последицу формирање Обилазног канала, куда је подземни ток заобишао зону најинтензивнијег обурвавања (а тиме и зачепљавања наносним материјалом). На крају Обрушеног канала, пећина поновно долази у зону пукотина са северним падовима, које су местимично присутне и даље у каналу, као и на површини, у пределу изворишне челенке Мале реке.

У пределу Кукуловића понора на Малом Дрењару, постојеће структуре су узроковале знатне измене морфолошких и хидролошких особина слепе долине. У непосредној околини понора доминантне тектонске елементе представљају субвертикалне клизне пукотине са претежно западним падовима које су заправо руптуре из система Цевринског раседа. Као и у осталим областима дуж греде, присутни су системи пукотина са северним падовима, али и још једна појава која нарочито карактерише Кукуловића понор. То је постојање мањег тектонског рова дужине око 50 m, просечне ширине 20 m и висине 5-10 m. Ров се пружа по азимуту 45-225° и настао је као последица тензије при деловању стреса ( $\sigma_1=214/4$ ) приближно исте оријентације. Пре него што је формиран тектонски ров, морфологија области понора била је знатно другачија. Крајњи низводни део слепе долине, тј. кречњачки одсек који је затвара био је ближи контакту са кристалистим шкриљцима (узводнији), а понорски ток увирао је у данашњу Суву Кукуловића пећину. Постепеним достизањем критичног износа тектонског напрезања, и формирањем рова, пресечен је понорски канал и прекинута хидролошка активност пећине, док је сам понор хоризонтално померен ка

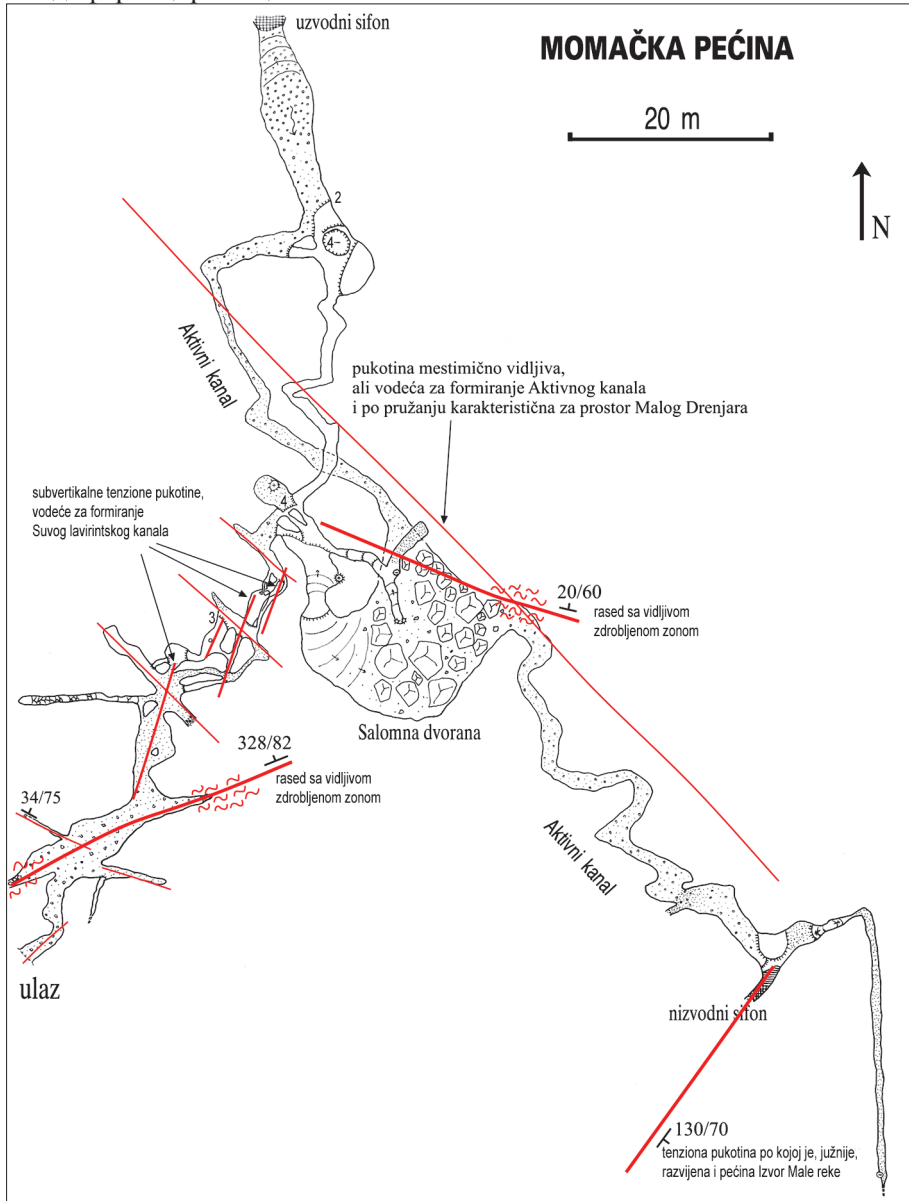
југу. У том контексту, данашња наплавна раван са кречњацима у подини се може сматрати као нека врста минијатурног *pull-apart* басена насталог на транскурентном раседу. Наравно, ово се мора узети са извесном оградом, јер су уобичајени *pull-apart* басени по правилу регионалних размера, али механизам настанка је готово исти, па је израз употребљен да би то било јасније наглашено (Сл. 72).



Сл.72 – Скица морфолошке еволуције слеје долине Кукуловића понора  
(A – Сува Кукуловића пећина; B – Кукуловића понор)

Fig.72 – Morphological evolution of the blind valley of Kukulovića Ponor, with elements of pull-apart structure (A – the cave Suva Kukulovića Pećina; B – Kukulovića Ponor)

Момачка пећина, за коју претпостављамо да се у њој јављају воде са Кукуловића понора, састоји се од две морфолошки, хидролошки и тектонски јасно диференциране целине.

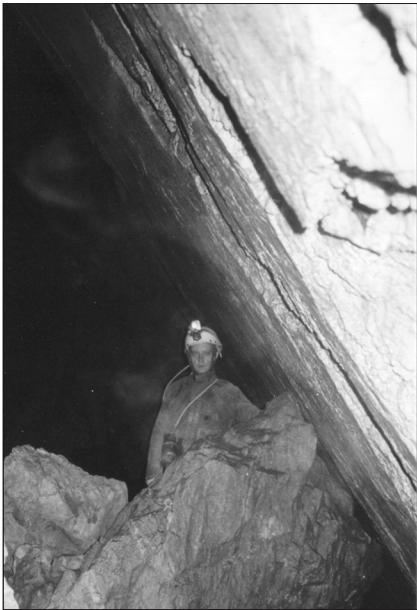


Сл.73 – Структурна скица Момачке пећине  
 Fig.73 – Sketch of tectonic structures in the cave Момачка Пећина

Суви лавиринтски канал, некада фреатски, а потом нагло фосилизован, већим делом је развијен дуж тензионих пукотина чији елементи пада (средњи 300/70, иако има и одступања до 325/85, нарочито у улазном делу) указују на везаност за транскурентно кретање.

Овај правац се поново јавља у пределу низводног сифона, као и у изворској пећини Извор Мале реке, са којом је поменути сифон хидролошки спојен (Сл. 73).

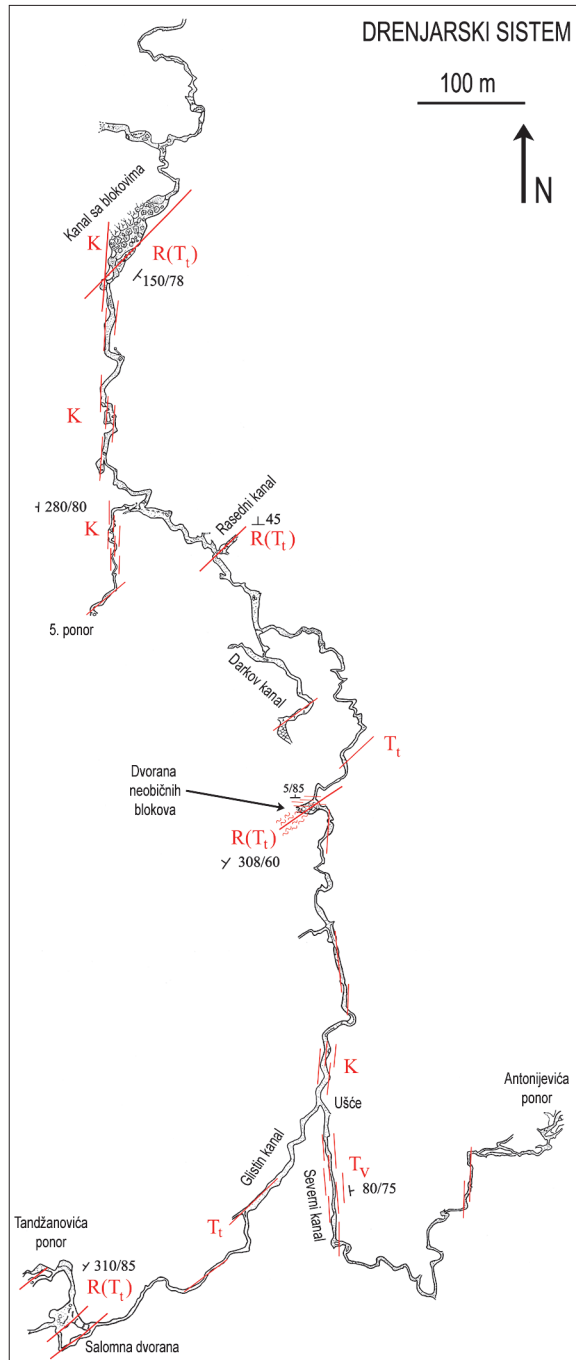
Доњи, активни канал развијен је дуж пукотинског система са пружањем северозапад-југоисток, који је јасно изражен у морфологији Малог Дрењара (две паралелне суве долине, које крећу од Кукуловића и Танцановића понора). Најзначајнији структурни елемент овог дела пећине је расед (20/60) у североисточном ободу Саломне дворане, са великим раседним огледалом и видљивом здробљеном зоном (Сл. 74). Ова два доминантна правца која су одредила простирање Момачке пећине присутна су и у Сакривеној пећини, у истом одсеку али на већој висини.



Сл. 74 – Расед (20/60) у Саломној дворани у Момачкој пећини

Fig. 74 – Fault (20/60) in the Collapse chamber of the cave Момачка Пећина

Дрењарски систем, као најдужа пећина Цевринске греде, пружа најбољи увид у тектонску ситуацију на Великом Дрењару. У највећем делу објекта могуће је одредити генетски тип руптура које су утицале на положај и, у извесној мери, морфолошку еволуцију канала. Доминантан правац њиховог пружања је од југа ка северу, у складу са пружањем Цевринског раседа.



Сл. 75 – Структурна скица Дрењарског система ( $T_v$  – тензионе цукошине настале у склоју вертикалног крепања дуж Цевринског раседа;  $T_t$  – тензионе цукошине настале у склоју транскурентног крепања дуж Цевринског раседа;  $K$  – клизне цукошине, по елементима пада паралелне Цевринском раседу;  $R(T_t)$  – расед, заснован тензионим цукошинама  $T_t$ )

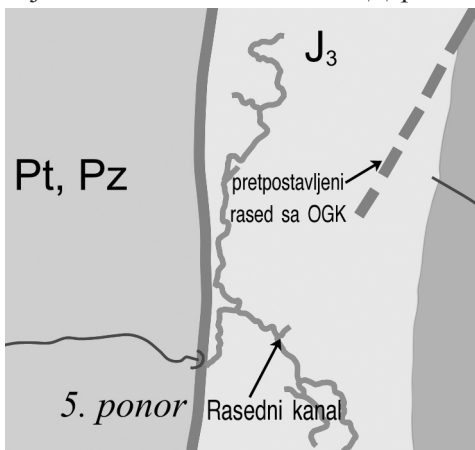
Fig. 75 – Sketch of tectonic structures in the cave Drenjarski Sistem ( $T_v$  – tension joints formed during vertical movements along the Dževrin fault;  $T_t$  – tension joints formed during transcurrent movements along the Dževrin fault;  $K$  – shear fractures parallel to the Dževrin fault;  $R(T_t)$  – tension joints  $T_t$  transformed to faults)

Велики делови канала развијени су управо дуж пукотина које и по елементима пада одговарају том раседу, тј. представљају његове пратеће клизне пукотине. Будући да се оне налазе у пукотинској зони (у смислу оштећења стене; Ћар, 1982), немају велике износе смицања, па стога нису формиране секундарне здробљене зоне које би спречиле циркулацију подземне воде. Дуж пукотина овог типа формиран је велики део Главног канала од Ушћа до ‘Пузећег канала’, затим готово цео 5. понор, као и потез Главног канала од спајања 5. понора до дела код ‘Бунара’.

Исти правац пружања, али са супротним – источним падом, карактеристичан је за тензионе пукотине које су настале у време вертикалне активности Цевринског раседа. Дуж ових пукотина формиран је Северни канал Антонијевића понора.

Пружање југозапад-североисток није у пећини заступљено дугачким сегментима, али зато канали тог правца пружања показују најизразитије тектонске предиспозиције. То је карактеристична оријентација тензионих пукотина које прате транскурентно кретање дуж Цевринског раседа. Многе од ових пукотина, иако тензионо засноване, прерасле су касније у клизне, а потом и у раседе. С обзиром и на неотектонску транскурентну активност Цевринског раседа, јасно је да су током еволуције пећине ова кретања донекле мењала првобитно засноване правце циркулације подземне воде, и активно утицала на морфолошку еволуцију канала. Заступљеност ових руптура у Дрењарском систему видљива је на Сл. 75.

Тензионо заснован расед (308/60), са видљивом здробљеном зоном, узроковао је обурвавање у Дворани необичних блокова, а његов утицај наставља се и на низводнијем сегменту Главног канала. У Раседном каналу, који се налази низводно од Дарковог канала, такође је изразито присутан

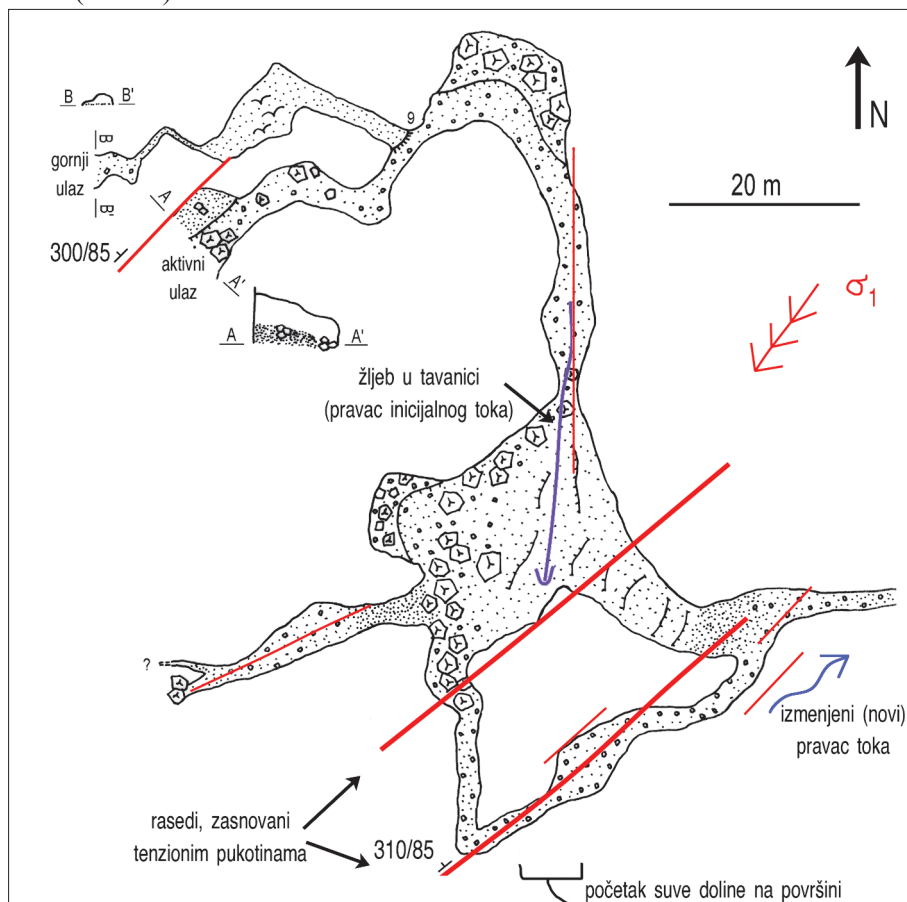


правац паралелан претходно поменутом. Управо на том месту са сигурношћу је утврђено постојање раседа који је на ОГК картиран као претпостављен (Сл. 76).

*Сл. 76 – Приказ претпостављеног раседа на ОГК и положај пећинског канала у коме је тај расед поузвано утврђен*

*Fig. 76 – Suspected fault on official geological map (dashed line), and passage of the cave Drenjarski Sistem (Rasedni kanal), where the same fault was observed*

Утицај транскурентног кретања и одговарајућег тензионог напрезања и пуцања на преусмеравање правца циркулације подземне воде најбоље је видљив у улазном делу Танџановића понора. На око 40 m од улаза главни канал скреће ка југу, и потом улази у простор Саломне дворане, после чега нагло мења правац ка североистоку. У југоисточној страни Саломне дворане јасно је видљива зона паралелних раседних површина са елементима пада 310/85, дуж којих је дошло до овог наглог скретања канала. Притом је у северном делу дворане, у њеној таваници видљив ерозиони жљеб правца север-југ, који указује на иницијални правац канала у ранијим стадијумима еволуције. Интересантно је и да је то уједно и правац суве долине која се од Танџановића понора површински наставља у правцу извора Корњетског потока (Сл. 77).



Сл.77 – Структурна скица Саломне дворане у Танџановића понору (Дрењарски систем)

Fig.77 – Sketch of tectonic structures in the collapse chamber (Salomna dvorana) in the cave Tandžanovića Ponor (part of Drenjarski Sistem)

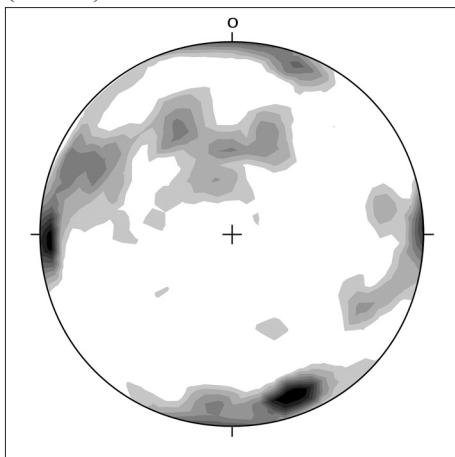


Ове чињенице указују на то да је иницијално подземни ток (и пећински канал) имао правац у складу са пружањем суве долине, ка југу и југоистоку, а потом под утицајем транскурентног раседа и његових тензионих пукотина променио правац у североисточни. То наравно не значи да је до ове промене дошло “одмах” по активирању транскурентног раседа, већ кад је пуцање под утицајем тензионог напрезања достигло одређену меру, а потом и задобило клизни, тј. раседни карактер, што је пресудно утицало на промену правца циркулације вода. У прилог оваквом тумачењу иде и морфологија канала Дрењарског система у пределу споја Танџановића и Антонијевића понора. Јасно је видљиво да у генетском и морфолошком смислу Северни канал Антонијевића понора и Главни канал низводно од Ушћа представљају једну јединствену целину сличних морфогенетских карактеристика, док је Глистин канал Танџановића понора, судећи по стадијуму развоја и морфологији, накнадно прикључен, управо као последица промене правца циркулације у зони Саломне дворане. Иако и Глистин канал има правац пружања ка североистоку, и у том смислу би одговарао правцу тензионих пукотина транскурентног раседа, у њему тектонска предиспонираност није јасно изражена. Таваница је делимично парагенетски уравњена, а делимично прекривена кратким сталактитима који су маскирали пукотине у матичној стени.

Део Дрењарског система где је неотектонска активност најјаче изражена свакако је Канал са блоковима. Расед са оријентацијом 150/78 је, као и претходно поменути раседи, заснован тензионим пукотинама које су последице транскурентног кретања Цевринског раседа. Интензивна тектонска активност је у одређеном тренутку изазвала обурвавање великих размера, чиме је више хоризоната пећинских канала спојено у јединствен канал висине преко 40 m.

Можемо закључити да су у области Дрењара у спелеолошким објектима најзаступљенији правци канала предиспонирани руптурама са западним и источним падовима, тј. клизним пукотинама које прате Цеврински расед, и тензионим везаним за вертикално кретање по том раседу. Ипак, што се тиче новије тектонске активности и маркантних руптура које су имале директног утицаја на измене правца кретања подземних вода и измене морфологије канала, најзначајније су тензионе пукотине које су последица транскурентног кретања по Цевринском раседу, од којих су неке прерасле у раседе. Пукотине северних падова веома су присутне на површини терена, углавном у виду пукотинских система, док у објектима (са изузетком Девојачке пећине) нису присутне, тј. нису битно утицале на правце карстификације.

Најјужнији део Цевринске греде, у сливу Реке, такође се карактерише великим бројем ових пукотина, насталих још у време активности навлака. Азимути њихових падова се крећу од  $340^{\circ}$  до  $10^{\circ}$  (Сл. 78), а местимично су по тим правцима видљиве и мање здробљене зоне које указују на прерастање у клизне пукотине са мањим или већим износом смицања. Постојање здробљених зона уз пукотине значајнијег смицања (које већ можемо назвати правим раседима) олакшало је површинским токовима да кречњачку греду пређу без понирања. Осим поменутог правца, у јужној области су јасно изражени и елементи из система Цевринског раседа, те местимично тензионе пукотине које прате његово транскурентно кретање. Једини спелеолошки објекат у овој области – Пештер (у сливу Личи потока), формиран је у тектонским условима донекле необичним за овај простор. Основна руптура по којој је пећина формирана има релативно благи јужни до југоисточни пад (Сл. 79).

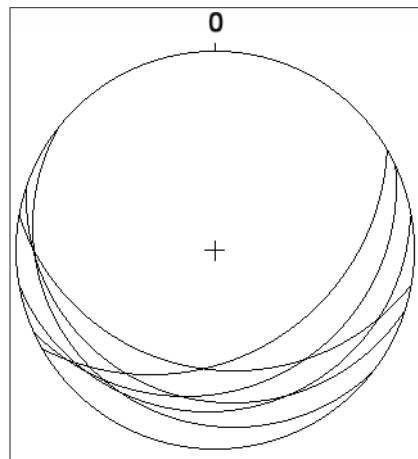


Сл. 78 – Шмидов дијаграм руптура у јужној области Цевринске греде, у сливу реке Реке

Fig. 78 – Orientation of ruptures in the southern part of Dževrinska Greda, in the drainage area of the river Reka (Schmidt's net)

Сл. 79 – Трасе руптуре по којој је развијена пећина Пештер (површина руптуре је неравна)

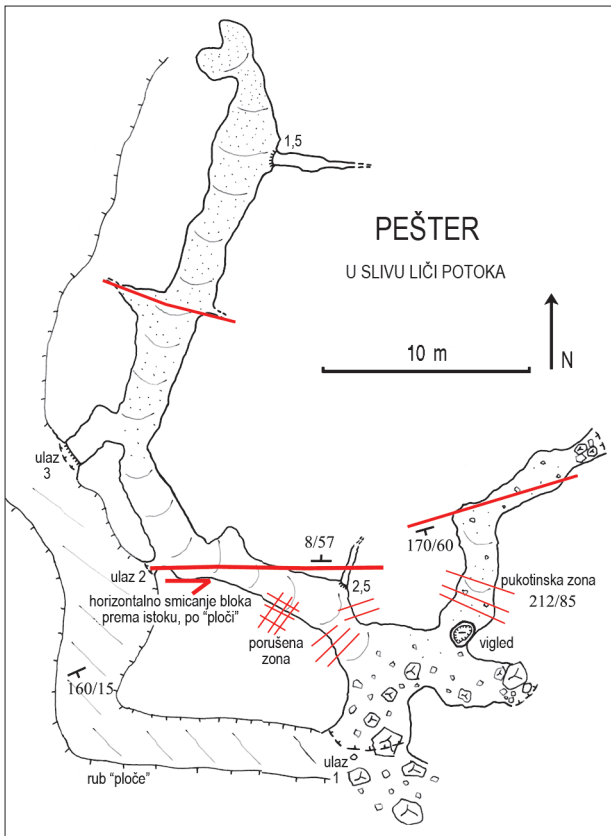
Fig. 79 – Great circles of the fracture that guided the development of the cave Pešter (surface of the plane is uneven)



Према садашњим сазнањима ова структура се не може уврстити у кинематску схему Цевринског раседа, а по типу је – барем у новије време – пукотина смицања (клизна), јер је приметно да је по њој дошло до кретања јужног блока у правцу истока. Износ кретања је мали (око 1 m), тј. строго локалних размера, и датира из времена након настанка пећинских канала, јер је и у пећини видљив прегиб на месту смицања (Сл. 80).

У том смислу у пећини постоји још једна клизна пукотина са елементима пада 8/57, која дели северни и јужни блок. Пукотине северних падова присутне су и у виду густо збијених пукотинских система, али треба напоменути да је на овој локалности стена у великој мери тектонски оштећена и изломљена у свим правцима.

И у близини околини пећине доминантне су исте руптуре као и унутар ње, док у јужној области као целини преовлађују субвертикалне пукотине северних и западних оријентација.



Сл.80 – Структурна скица пећине Пештиер

Fig.80 – Sketch of tectonic structures in the cave Pešter

## ХИДРОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

Хидролошке карактеристике Цевринске греде имају типичне одреднице контактнoг карста и флувиокарста. Алогено прихрањивање водама понорница врши се већим делом преко западног, а у мањој мери преко источног контакта, што је условљено општим нагибом терена, тј. правцима токова непосредних притока Дунава. Токови који су успели да усеку клисуре пробојнице и тако површински пређу кречњачку греду, узроковали су фрагментацију карстног водоносника, те сада на греди постоји неколико улазно-излазних (понорско-изворских) карстних хидрогеолошких система. Они су према садашњим сазнањима независни, а о некадашњој међусобној хидролошкој повезаности неких од тих јединица (система) можемо претпостављати на основу морфолошких показатеља (на пример, индиције о повезаности Велике пећине под Градићем и Пећине са језером, са две стране клисуре Велике реке). У самој Цевринској греди постоји пет улазно-излазних система: Мали Дрењар – извор Мале реке; Велики Дрењар – Бигар; понори на Бачији – Мала Пештера; Велика Пештера: понор – извор; те Матовића понори – Пепељави поток. У источним кречњачким изданцима постоје још два оваква система, који су независни и у односу на главни гребен греде и међусобно: Николића Крш – Жути Крш; и Миличина пећина: понор – извор (Сл. 81).

О подземним везама закључивано је на основу праваца пружања пећинских канала, а у случајевима где нема дужих проходних канала, усвојене су логичне претпоставке које произилазе из просторног положаја понора и извора. Треба напоменути да осим ових “плитких”, епифреатских веза на релацији понор – извор, постоје индиције и о дубинској циркулацији подземних вода дуж Цевринског раседа, независно од површинског рељефа (о томе ће бити речи касније). Доминантан правац циркулације епифреатских подземних вода је од југа ка северу (прате руптуре мање или више паралелне Цевринском раседу), што је најбоље изражено у пределу Великог Дрењара, Бачије, и делимично на Матовића Кршу, као и на изданцима Николића Крш и Жути Крш. Циркулација подземних вода која прати правце површинских токова (генерално запад – исток), јавља се на Малом Дрењару, Великој Пештери и делимично Пепељавом потоку, док је једино познато место са правцем кретања подземних вода од севера ка југу изданак Миличине пећине. Опити трасирања вода нису вршени, јер трасирање тражи услове какви су овде веома ретки – довољно велике и барем вишедневно стабилне протицаје

на понорима, који би омогућили адекватан транспорт трасера. Насупрот томе, на греди је доминантан повремени и бујични карактер понорских токова, који после јачих падавина великом брзином отекну у подземље, а већи део године су потпуно суви. Приликом истраживања није било објективних техничких и логистичких могућности да се организује вишенедељно дежурство на терену, у ишчекивању довољно јачих падавина за трасирање. Поред тога, с обзиром на то да су подземни проводници (пећински канали) засути огромним количинама кластичних седимената, чак и при јачим падавинама се не може увек очекивати брз одзив јер кроз такве канале вода спорије протиче, нарочито уколико је претходио период суше.

Просечне количине падавина у двадесетогодишњем периоду (1961-1980) на падавинским станицама у околини Цевринске греде дате су у табели 1.

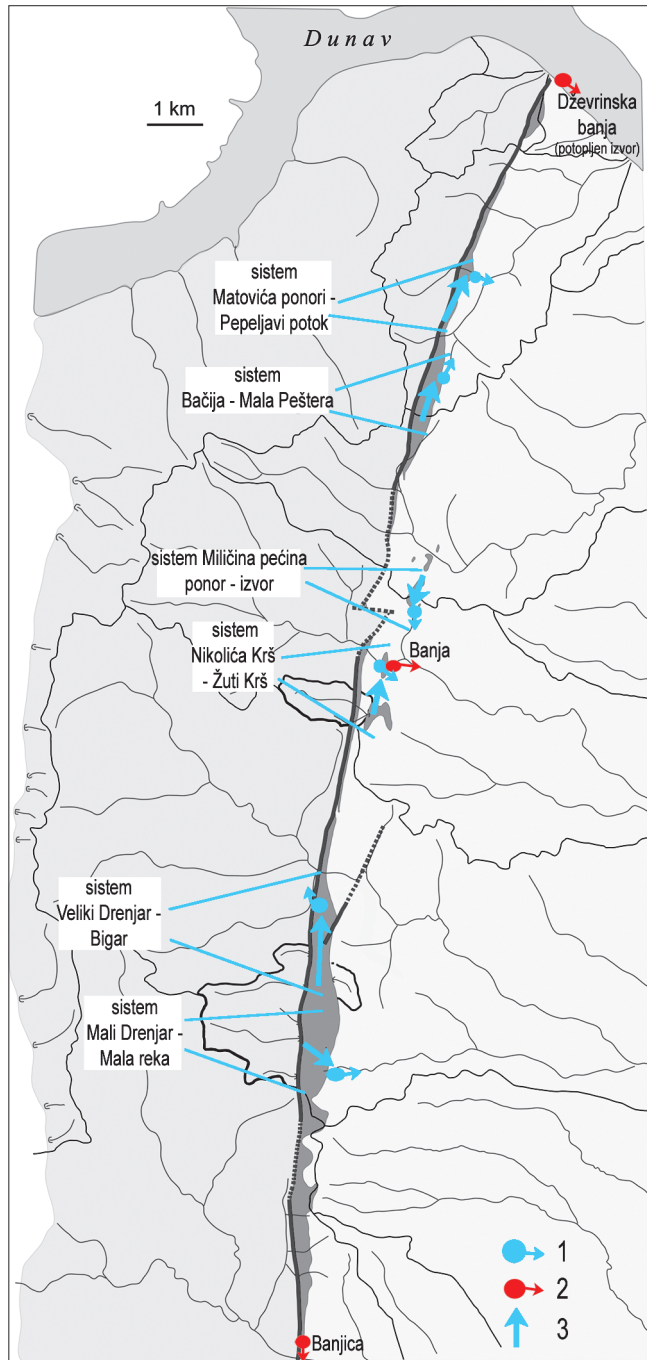
*Tab.1 – Просечне количине падавина у периоду 1960-1981 (подаци преузети из: Филиповић и сар., 1985).*

*Tab.1 – Average precipitation for the period 1960-1981 (data from Filipović et al., 1985)*

кишомерна станица и надморска висина / rain gauge and altitude	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Σ
Кладово / Kladovo (45)	44	51	52	65	88	76	62	39	39	56	66	64	718
Текија / Tekija (50)	67	57	61	75	90	95	62	53	51	72	84	77	834
Петрово Село / Petrovo Selo (395)	65	63	65	76	98	90	65	52	51	74	92	78	863
Подвршка / Podvrška (115)	51	48	52	65	75	78	62	38	42	59	79	50	702
Брза Паланка / Brza Palanka (60)	54	56	59	72	89	80	57	52	45	64	76	66	773

На жалост, током деведесетих година све станице осим Кладова престале су да раде, чиме су могућности за нова хидролошка истраживања (прорачун водног биланса, праћење одзива извора на појачане падавине, реакције карстних вода на дуготрајне суше, итд) знатно смањене.

У оквиру хидролошких истраживања карста Цевринске греде одређено је седам локалности (понора и извора) које су обилажене једном месечно у току једне календарске године (мај 2001. – април 2002.), при чему је вршена процена протицаја, мерење температуре и кондуктивности воде, те узорковање воде ради вршења основних хемијских анализа. Те локалности су: понор и извор Велике Пештере, Бања на Жутом Кршу, хладни извор на Жутом Кршу, Танцановића и Антонијевића понор на Великом Дрењару, и извор Бигар.



Сл.81 – Карсијне хидрогеолошке целине и подземне везе на Девринској греди (1 – хладни извор; 2 – субтермални извор; 3 – правци широкe подземне воде)

Fig.81 – Karst hydrogeological units and groundwater flow directions on Dževrinska Greda (1 – cold spring; 2 – subthermal spring; 3 – groundwater flow direction)

Два улазно-излазна система (понор-извор) одабрана су са намером да се оквирно утврди међузависност протицаја на понорима и одговарајућим изворима (у том смислу и груби прорачун биланса), те да се утврди колико је изношење растворених минералних материја из карста, тј. којим интензитетом се кречњак хемијски еродује. Вредности протицаја су одређиване на основу процене, јер су за тако мале износе инструменталне методе теже примењиве, а могућности грешке у процени су релативно мале. Температура и кондуктивност воде мерени су кондуктометром. Од основних хемијских анализа, одређивање концентрација јона калцијума, магнезијума и гидрокарбоната рађено је методом титрације са EDTA (за  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ ) и раствором HCl (за  $\text{HCO}_3^-$ ), на терену, а одређивање концентрације јона натријума и калијума потенциометријском методом у Лабораторији физичке географије на Географском факултету. Треба напоменути да је година у којој је вршено ово хидролошко истраживање била потпуно атипична, те се, на жалост, ни у ком случају не сме узети као репрезентативна за хидролошке прилике овог простора. Вишемесечна суша, која је била изражена највише од касне јесени 2001. до пролећа 2002, узроковала је изузетно дуг период у коме је практично изостало алогено прихрањивање карста кроз поноре (наравно да је и аутогено прихрањивање директним падавинама било знатно смањено). Ипак, истраживање током овако сушне године дало је и неке драгоцене резултате, што се пре свега односи на осматране изворе, који не само што су активни у сувим сезонама сваке године, већ је утврђено да нису пресушили чак и у овако неуобичајено дугом периоду без падавина.

Тако можемо закључити да се извори дуж Цевринске греде готово по правилу карактеришу сталношћу и релативно малим варијацијама издашности. Односи минималних и максималних издашности не прелазе вредност од 1:10, што ове изворе никако не сврстава у групу типично карстних (код којих је тај однос знатно већи, а по правилу се јавља и периодично пресушивање). Извори дуж Цевринске греде, напротив, немају строгу зависност од протицаја на понорима са којима су хидролошки повезани. То указује на више могућих објашњења. С једне стране, регионална структура као што је Цеврински расед свакако омогућује дубоку циркулацију подземних вода и у том смислу делимичну независност (и успорен одзив) у односу на прихрањивање падавинама; било да се оне излуче директно на кречњаке и инфилтрирају, или увиру као понорнице. Осим тога, позиција карста између околних терена са пукотинском издани (протерозојски текијски кристалин и кредни пара-флиш и флиш), под одређеним условима омогућује његову хидролошку комуникацију са тим водоносницима, те у том смислу и могућност делимичног прихрањивања из њих, уколико се у карсту јави

мањак воде. То се нарочито односи на пукотинску издан у кристаластим шкриљцима, јер генерални нагиб терена и правци површинских токова имају оријентацију од запада ка истоку. Ова појава прелажења карстних вода у околне издани и обрнуто, позната је у хидрогеологији, а под термином “релативни загат” описао ју је и геоморфолог Д. Петровић (1968). Још један од фактора који доприносе релативно стабилном режиму издашности извора је и чињеница да су, захваљујући положају дуж контакта, знатни делови карстних канала испуњени великим количинама кластичних седимената нанетих са површине, од стране понорница. Будући да се ради о ‘појасном’ карсту, где се алогени утицаји са обе контактне стране преклапају, практично нема делова система где је наношење алогеног материјала изостало. Захваљујући тим седиментима, карст је добио неуобичајено велике ретенционе способности, јер се у њему јављају својеврсна “сочива” збијене издани у наносном материјалу.

Посебна специфичност карста Цевринске греде су три суб-термална извора са температурама воде од 17 до 19°C: Цевринска Бања, на самој обали Дунава (данас потопљена Ђердапском акумулацијом); извор Бања на локалности Жути Крш, тј. у једном од источних кречњачких изданака; и извор Бањица на крајњем југу греде, готово у дну долине Реке. Цевринска Бања и Бањица налазе се на самој Цевринској дислокацији, а Бања на Жутом Кршу уз расед који је паралелан са Цевринским. Ови извори обрађени су у литератури (Филиповић и сар., 1985; Драгишић и сар., 1988; Драгишић и сар., 1992), а повишена температура воде објашњена је појавом дубоке сифоналне циркулације подземних вода дуж тектонски активних структура. Осим тога, у поменутих радовима је изнета теза да су утицај на загревање вода имале и магматске стене, као што је излив спилита који се налази на око 1 km удаљености од Бање на Жутом Кршу. Осим ових магматита који су откривени на површини, може се очекивати да сличних тела има још (иако се не јављају као изданици), те да утичу на загревање вода. У том смислу може се повући паралела са термалним карстним изворима који се јављају у Румунији, у долини Черне (код места Баиле Херкулане). Они су такође везани за велику дислокацију Јужних Карпата (интра-карпатски расед, дуг преко 300 km), који представља северни наставак Поречког раседа. Вода са извора у долини Черне (са температурама од 35 до 55°C) знатно је топлија од воде са цевринских извора, а греје се под утицајем велике геотермалне позитивне аномалије у грабену Черне. За ову аномалију је утврђено да је 2-6 пута већа од нормалног геотермалног градијента, и износи 110-200°C/km (Povară, 1992). Осим дубоких структура, на загревање воде утичу и магматска



тела (гранит) у аквиферу. Већина ових извора има повећан садржај хлорида, што је такође и карактеристика вода Цевринске Бање и Бањице.

Цевринска Бања налази се испод Цевринског камена, на ушћу Цевринског потока у Дунав. Будући да је потопљена Тердапском акумулацијом, данас више није доступна за хидролошка истраживања. Једине доступне информације о овом извору су подаци М. Лека из 1922. (преузето из Филиповић и сар., 1985): температура воде износи 18°C, а издашност 0,6 l/s. По хемизму, воде Цевринске Бање спадају у сумповито-муријатичне. Главни део сувог остатка је NaCl, и то чак 880 mg/l, а садржај CaO од 113 mg/l указује да се ради о карстном извору (тачније, да воде пролазе кроз кречњаке). То се уједно може сматрати доказом да се главни кречњачки гребен Цевринске греде наставља на извесној дубини и северно од брда Слатина, испод Цевринског камена, и даље ка Румунији и платоу Мехединци.

Под самим Цевринским каменом, на његовим западним обронцима налази се повремени хладни извор мале издашности (<0,1 l/s), коме садржај јона калцијума (115 mg/l) такође указује на карстно порекло (Филиповић и сар., 1985). С обзиром на положај, повремени карактер и малу издашност, можемо закључити да се извор храни у самом олистолитском блоку Цевринског камена и да није повезан са главним кречњачким гребеном, који се ту налази на већој дубини.

У складу са тим, можемо сматрати да се најсевернији хладни карстни извор Цевринске греде налази у клисури Пепељавог потока, тј. у десној страни низводног одсека клисуре. То је Извор под Матовића Кршем, за који локално становништво тврди да никад не пресушује. Пошто током овог истраживања тај извор није редовно осматран, остаје да се ослонимо на тачност овог тврђења. У време обилазака у пролеће 2000. и 2001. године протицај је износио око 5 l/s, а на основу ситуације на осталим сличним изворима, може се очекивати да се у сушним периодима издашност смањује на око 0,5 l/s или чак мање. Пепељави поток само у време екстремно високих вода протиче целом дужином клисуре, а уобичајено је да готово сву воду изгуби постепено кроз нанос у кориту, у узводним деловима клисуре. Наравно, претпоставка је да се управо те воде јављају на Извору под Матовића Кршем. Ипак, будући да ток Пепељавог потока није сталан, јасно је да мора постојати и друга врста прихрањивања извора, било из пукотинске издани текијског кристалина, или из самог карста, захваљујући његовим ретенционим могућностима. Неизвесно је да ли према овом извору отичу и воде неког од понора из западне понорске зоне између Матовића Крша и Велике Пештере, али чињеница је да

су ови понори активни једино у време јаких падавина, те се не могу сматрати за један од фактора који доприноси сталном режиму истицања Извора под Матовића Кршем. Слинови понора су веома мали, а кратке долине чак нису ни морфолошки нарочито диференциране, те више подсећају на контактне вртаче него на типске поноре са слепим долинама.

Такође је неизвесно да ли се неки од тих понора дренира ка Извору под Великом Пештером. Као што је већ речено у регионалном прегледу, кроз тунелску пећину Велика Пештера протичу само високе воде, док истоимени повремени ток са текијског кристалина највећим делом године понире на самом улазу у пећину, да би се после појавио на извору у подножју 11 m високог низводног одсека. У случају Велике Пештере јавља се готово идентичан проблем дефинисања порекла изворске воде, с обзиром на чињеницу да је понорски ток бујичан и повремен, а извор сталан, и то на свега стотинак метара хоризонталне удаљености. У овом случају је режим извора поуздано утврђен редовним осматрањем на терену, у оквиру поменутих једногодишњих хидролошких осматрања. Притом је понорски део Велике Пештере био често или сув или са протицајима мањим од 0,2 l/s. Истовремено, извор под низводним одсеком чак и током екстремно сушне године био је стално активан, што поуздано значи да није директно зависан од прихрањивања са понора. У табели 2. унети су подаци о протицајима понора у време обилазака, али се никако не може сматрати да ови подаци рефлектују стварно стање, због већ поменутог бујичног режима.

Извор Мала Пештера није редовно осматран, али треба напоменути да је у априлу 2002, дакле после зиме са изузетно мало падавина, ипак било слабог истицања ( $<0,1$  l/s, али не потпуно суво). Иако није вршено трасирање, нити има дужих пећинских канала који би могли бити показатељи правца тока подземних вода, основана је претпоставка да се извор Мала Пештера прихрањује од понора на Бачији. То се нарочито односи на неколико најсевернијих понора, који су чак и у површинском сливу Кашајне, док за јужније поноре, у сливу Косовице, треба оставити извесну оgradu, јер су могуће обе опције. Понори су запуњени наносом и суви већи део године, а с обзиром на мале сливове, тешко је очекивати високе воде које би биле довољне да исперу седименте и/или омогуће трасирање.

Таб.2 – Физичко-хемијске карактеристике вода понора и извора Велика Пештера (1 – измерена кондуктивност воде ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ); 2 – коригована кондуктивност на референцину температуру  $10^\circ\text{C}$ ; 3 – температура воде ( $^\circ\text{C}$ ); 4 – осмањени проток ( $\text{l}/\text{s}$ ); 5 – концентрација  $\text{Ca}^{2+}$ ; 6 – концентрација  $\text{Mg}^{2+}$ ; 7 – концентрација  $\text{HCO}_3^-$ ; 8 – концентрација  $\text{K}^+$ ; 9 – концентрација  $\text{Na}^+$ ; 10 – концентрација  $\text{CaCO}_3$ ; 11 – концентрација  $\text{MgCO}_3$ . Све концентрације су у  $\text{mg}/\text{l}$ )

Tab.2 – Physical and chemical characteristics of water from ponor and spring Velika Peštara (1 – measured water conductivity ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ); 2 – water conductivity standardized to the common temperature of  $10^\circ\text{C}$ ; 3- water temperature ( $^\circ\text{C}$ ); 4 – observed discharge ( $\text{l}/\text{s}$ ); 5 –  $\text{Ca}^{2+}$  concentration; 6 –  $\text{Mg}^{2+}$  concentration; 7 –  $\text{HCO}_3^-$  concentration; 8 –  $\text{K}^+$  concentration; 9 –  $\text{Na}^+$  concentration; 10 –  $\text{CaCO}_3$  concentration; 11 –  $\text{MgCO}_3$  concentration. All concentrations are in  $\text{mg}/\text{l}$ )

понор Велика Пештера / ponor Velika Peštara:

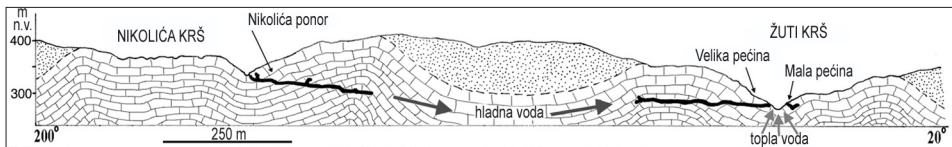
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
V '01	249	244,5	10,9	0,2	68,1	18,2	219	15,4	24,3	170,0	47,5
VI	256	243,2	12,5	0,3	63,3	38,2	214,1	16,5	25,2	158,1	99,7
VII				0							
VIII				0							
IX				0							
X	273	257,7	12,8	0,2	58,1	14,6	189,1	18,1	18,4	145,1	38,1
XI	214	248,2	2	0,2	56,1	12,2	192,2	19,5	19,1	140,1	31,8
XII	210	246,1	1,4	0,1	60,1	9,7	183	19	19,9	150,1	25,3
I	217	250,9	2,2	0,1	56,1	10,9	186,1	19,5	21,4	140,1	28,4
II	226	250,4	4,6	0,5	58,1	12,2	183	21,5	18,4	145,1	31,8
III	256	272,9	6,7	0,1	60,1	12,2	173,9	20	22,1	150,1	31,8
IV '02				0							
просек/ average	<b>237,6</b>	<b>251,7</b>	<b>6,6</b>	<b>0,1</b>	<b>60,0</b>	<b>16,0</b>	<b>192,6</b>	<b>18,7</b>	<b>21,1</b>	<b>149,8</b>	<b>41,8</b>

извор Велика Пештера / spring Velika Peštera:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>V '01</b>	254	265,7	7,7	0,7	77,0	16,3	234,2	9,5	25,2	192,3	42,5
<b>VI</b>	247	255,4	8,3	0,2	81,0	19,7	233,6	11,1	23,5	202,3	51,4
<b>VI</b>	259	256,9	10,4	0,1	66,1	14,6	216,6	13,7	8,5	165,1	38,1
<b>VI</b>	268	262,6	11,0	0,2	70,1	13,4	207,4	15,2	10,1	175,0	35,0
<b>IX</b>	254	250,4	10,7	0,2	62,1	14,6	204,4	16,6	13,1	155,1	38,1
<b>X</b>	243	246,4	9,3	1,0	66,1	15,8	207,4	16,6	14,6	165,1	41,2
<b>XI</b>	247	256,9	8,0	0,5	60,1	13,4	213,5	17,1	14,6	150,1	35,0
<b>XII</b>	250	262,0	7,6	0,2	68,1	10,9	198,3	17,1	15,3	170,0	28,4
<b>I</b>	249	262,4	7,3	0,2	64,1	13,4	204,4	17,6	16,8	160,1	35,0
<b>II</b>	251	263,6	7,5	1,0	60,1	14,6	207,4	17,6	17,6	150,1	38,1
<b>III</b>	259	271,4	7,6	0,5	64,1	14,6	201,3	17,6	18,4	160,1	38,1
<b>IV '02</b>	251	261,5	7,9	0,5	70,1	13,4	210,5	19,2	10,3	175,0	35,0
просек/ average	<b>252,7</b>	<b>259,6</b>	<b>8,6</b>	<b>0,4</b>	<b>67,4</b>	<b>14,6</b>	<b>211,6</b>	<b>15,7</b>	<b>15,7</b>	<b>168,3</b>	<b>38,0</b>

Изданак код Миличине пећине представља јасно ограничену карстну хидролошку целину. Два повремена тока која се спајају и пониру у северном делу изданка подземно пробијају површинско развође и прелазе у слив Подвршке реке, где се јављају као ток који извире из Миличине пећине. Као и у претходном случају, овај извор није редовно осматран, али је посећен у време суше и био је активан. Истовремено, са понорске стране није било увирања. У овом случају теже је давати поузданије процене о факторима који и поред неактивности понора омогућују стално (или готово стално) истицање, јер нема сазнања о подземном простирању кречњака. Ипак, највероватније је да се мали кречњачки аквифер прихрањује од стране пукотинске издани која постоји у околној пара-флишној формацији.

Кречњачки изданак Жути Крш у хидролошком смислу је веома сложен. Наиме, ту постоје два потпуно одвојена система – хладни и топли, који егзистују један поред другог, без међусобног утицаја (Сл. 82). Слична ситуација јавља се и на источном контакту карста Мироча, на извору Бледерија, где су топли и хладни извор удаљени свега десетак метара (Драгишић и сар., 1988).



Сл.82 – Уздужни профил кроз кречњачке изданке Николића Крши и Жути Крши, са правцима кретања подземне воде

Fig.82 – Longitudinal section through limestone outcrops Nikolića Krš and Žuti Krš, with groundwater flow directions

Највеће количине хладне воде Жутом Кршу стижу из јужнијег изданка – Николића Крша, где повремени површински ток бујичног режима увире у понорску пећину и даље тече према североистоку, у правцу изворске Велике пећине на Жутом Кршу. Приликом обилазака локалности у оквиру једногодишњих хидролошких осматрања, из пећине никад није извирила вода. С једне стране, то се може објаснити екстремном сушом, али треба нагласити да и локално становништво тврди да је пећина активна једино у време изузетно високих вода. Међутим, педесетак метара узводно од пећине, такође на десној обали Подвршке реке, налази се још један хладни извор, на 0,5 m изнад речног корита. Овај извор активан је током целе године, са издашношћу од 0,2 до 1,5 l/s, док се за време екстремних суша вода не јавља на самом месту извора, већ око 0,5 m ниже, у самом речном кориту. Из тог разлога је у овим ситуацијама теже проценити издашност и узети узорак ради хемијске анализе. Празна поља у колони бр. 4 (протицај) у табели 3 не односе се, дакле на пресушивање извора, већ на немогућност диференцијације изворских вода од вода у кориту Подвршке реке.

Тешко је очекивати да је овај извор независан од Велике пећине, која доминира Жути Кршем, већ је реалније претпоставити да се просечне воде из правца узводног сифона Велике пећине процеђују у правцу овог извора, док само екстремно високе воде протичу кроз пећински канал. Свака друга могућност била би тешко објашњива због начина прихрањивања. Истовремено, баш испред Велике пећине, у кориту Подвршке реке јављају се три места истицања субтермалне воде, по чему локалност носи име Бања: на левој обали (из пукотине у матичној стени); на десној обали (из ниске акумулативне терасе); и у самом кориту.

Таб.3 – Физичко-хемијске карактеристике хладног извора на Жутим Крш  
(легенда као у Таб.2)

Tab.3 – Physical and chemical characteristics of the cold spring on Žuti Krš outcrop  
(legend like in Tab.2)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>V '01</b>	369	380,1	8,5	0,5	109,4	20,9	378,2	14,9	22,6	273,2	54,5
<b>VI</b>	371	379,9	8,8	0,5	141,5	5,1	370,3	16,5	23,5	353,3	13,3
<b>VII</b>											
<b>VIII</b>											
<b>IX</b>											
<b>X</b>											
<b>XI</b>	306	351,9	2,5	1,0	90,2	7,3	335,5	20,5	40,2	225,2	19,1
<b>XII</b>	292	338,1	2,1	0,5	108,2	8,5	350,8	17,1	34,2	270,2	22,2
<b>I</b>	279	322,5	2,2	0,2	102,2	9,7	347,7	15,6	25,9	255,2	25,3
<b>II</b>	295	329,8	4,1	0,5	86,2	8,5	320,3	14,7	22,9	215,2	22,2
<b>III</b>	268	300,7	3,9	0,5	78,2	10,9	308,1	15,6	23,6	195,3	28,4
<b>IV '02</b>											
просек / average	<b>311,4</b>	<b>343,3</b>	<b>4,6</b>	<b>0,5</b>	<b>102,3</b>	<b>10,1</b>	<b>344,4</b>	<b>16,4</b>	<b>27,6</b>	<b>255,4</b>	<b>26,4</b>

Извор на десној обали је стално активан, на левој обали повремено пресушује, док се за извор у кориту реке не може са сигурношћу утврдити да ли има сталног истицања. Мерењем температуре и кондуктивности потврђена је претпоставка да се на сва три места ради о истој води. Физичке и хемијске карактеристике приказане су у табели 5. Издашност је релативно слаба, али стабилна, а приметна је њена обрнута пропорционалност са температуром. Према Драгишићу и сар., (1992), то је доказ мешања топлих и хладних вода. Осим тога, истицање је праћено избијањем повећаних количина гасова (видљиво у виду мехурића, нарочито на месту истицања у самом кориту реке).

Управо у близини Бање налази се изданак спилита, са којима је доведена у везу појава воде повишене температуре. Док су преостала два топла извора (Џевринска Бања и Бањица) везана директно за Џеврински расед, Бања се налази на раседу који је по елементима паралелан са Џевринским, на удаљености од око 500 m. Иако су температуре воде ових извора истог реда величине (од 17 до 19°C), Бања се разликује по хемијском саставу: нема повећан садржај хлорида (Драгишић и сар., 1992), док је концентрација јона калцијума знатно мања (76 mg/l; а на Џевринској Бањи и

Бањици прелази вредност од 110 mg/l), те се поставља и питање да ли су те воде уопште карстног порекла. У односу на хладни извор на Жutom Кршу, Бања (осим, наравно, више температуре) има знатно мању кондуктивност (ако се прерачуна на референтну температуру од 10°C) и такође знатно мању концентрацију јона калцијума.

Таб.4 – Физичко-хемијске карактеристике воде субтермалног извора Бања – Жути Крш (легенда као у Таб.2)

Tab.4 - Physical and chemical characteristics of subthermal spring Banja on Žuti Krš outcrop (legend like in Tab.2)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>V '01</b>	310	269.7	16.5	1.5	88.2	23.6	281.8	15.4	24.3	220.2	61.6
<b>VI</b>	305	264.1	16.7	1.5	103.4	17.7	281.2	13.8	22.6	258.2	46.2
<b>VII</b>	327	275.3	17.9	0.5	78.2	17.0	247.1	14.2	13.8	195.3	44.4
<b>VIII</b>	335	278.1	18.5	0.1	82.2	15.8	241.0	13.2	11.6	205.3	41.2
<b>IX</b>	329	278.3	17.7	0.5	72.1	14.6	259.3	13.2	21.4	180.0	38.1
<b>X</b>	332	282.2	17.5	0.5	60.1	10.9	250.1	14.2	16.8	150.1	28.4
<b>XI</b>	343	294.3	17.1	0.5	68.1	9.7	256.2	13.2	13.8	170.0	25.3
<b>XII</b>	319	275.0	16.9	0.2	70.1	12.2	265.4	12.2	13.8	175.0	31.8
<b>I</b>	325	278.9	17.1	0.2	76.2	8.5	268.4	12.2	13.8	190.3	22.2
<b>II</b>	334	285.9	17.2	0.2	76.2	10.9	265.4	11.8	14.6	190.3	28.4
<b>III</b>	345	293.3	17.5	1.0	68.1	8.5	256.2	13.7	15.3	170.0	22.2
<b>IV '02</b>	339	290.2	17.2	1.0	74.1	12.2	268.4	15.9	7.4	185.0	31.8
просек / average	<b>328.6</b>	<b>280.4</b>	<b>17.3</b>	<b>0.6</b>	<b>76.4</b>	<b>13.5</b>	<b>261.7</b>	<b>13.6</b>	<b>15.8</b>	<b>190.8</b>	<b>35.1</b>

Таб.5 – Физичко-хемијске карактеристике вода на ионорима Великог Дрењара и извору Бигар (легенда као у Таб.2)

Tab.5 - Physical and chemical characteristics of water in Veliki Drenjar ponors, and Bigar Spring (legend like in Tab.2)

Антонијевића понор / Antonijevića ponor:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>V '01</b>	281.0	267.5	12.4	0.1	90.2	20.4	303.8	12.2	19.3	225.2	53.2

Танџановића понор / Tandžanovića Ponor:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>V '01</b>	240.0	213.1	15.6	0.2	57.3	20.4	219.6	17.6	26.9	143.1	53.2
<b>VI</b>	263.0	206.7	20.7	0.1	61.7	32.6	222.7	18.1	28.6	154.1	85.1
<b>VII</b>				0							
<b>VIII</b>				0							
<b>IX</b>				0							
<b>X</b>	390.0	361.1	13.7	0.1	56.1	17.0	329.4	29.7	30.4	140.1	44.4
<b>XI</b>	246.0	283.9	2.3	0.1	52.1	18.2	298.9	32.6	33.4	130.1	47.5
<b>XII</b>	223.0	258.2	2.1	0.1	58.1	13.4	237.9	29.2	34.9	145.1	35.0
<b>I</b>	215.0	249.4	2.0	0.1	50.1	18.2	247.1	28.7	38.0	125.1	47.5
<b>II</b>	225.0	249.3	4.6	0.5	54.1	18.2	225.7	26.3	38.0	135.1	47.5
<b>III</b>	388.0	398.1	8.7	0.1	48.1	24.3	292.8	28.2	40.2	120.1	63.4
<b>IV '02</b>				0							
просек / average	<b>273.8</b>	<b>277.5</b>	<b>8.7</b>	<b>0.1</b>	<b>54.7</b>	<b>20.3</b>	<b>259.3</b>	<b>26.3</b>	<b>33.8</b>	<b>136.6</b>	<b>53.0</b>

Бигар / Bigar Spring:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>V '01</b>	354	357.5	9.5	7	110.6	15.6	390.4	4.6	22.6	276.2	40.7
<b>VI</b>	354	355.4	9.8	7	123	18.7	389.8	4.6	19.3	307.1	48.8
<b>VII</b>	376	377.5	9.8	5	106.2	13.4	390.4	15.6	9.3	265.2	35.0
<b>VIII</b>	385	385.8	9.9	4	102.2	14.6	393.5	10.3	3.3	255.2	38.1
<b>IX</b>	380	381.5	9.8	5	106.2	15.8	399.6	9.3	3.3	265.2	41.2
<b>X</b>	393	395.4	9.7	6	110.2	14.6	396.5	7.4	7	275.2	38.1
<b>XI</b>	395	404.5	8.8	5	108.2	17	372.1	13.7	5.5	270.2	44.4
<b>XII</b>	390	400.9	8.6	4	106.2	10.9	381.3	10.8	4	265.2	28.4
<b>I</b>	388	396.5	8.9	4	100.2	12.2	390.4	7.9	3.3	250.2	31.8
<b>II</b>	373	379.7	9.1	5	102.2	15.8	375.2	7.4	5.5	255.2	41.2
<b>III</b>	386	390.6	9.4	3	98.2	14.6	378.2	6.4	2.5	245.2	38.1
<b>IV '02</b>	390	396.2	9.2	1.5	110.2	10.9	381.3	14.9	9.6	275.2	28.4
просек / average	<b>380.3</b>	<b>385.1</b>	<b>9.4</b>	<b>4.7</b>	<b>107.0</b>	<b>14.5</b>	<b>386.6</b>	<b>9.4</b>	<b>7.9</b>	<b>267.1</b>	<b>37.9</b>



Бигар је најиздашнији извор на Цевринској греди. Достиже и 10 l/s током просечних влажних сезона, док је у години узорковања, при екстремној суши, у априлу 2002. издашност пала на око 1,5 l/s. Као што је већ поменуто у регионалном прегледу, према Бигру се дренирају четири понора са Великог Дрењара, који образују највећи пећински систем Цевринске греде – Дрењарски систем. Три локалности из овог система – Танцановића понор, Антонијевића понор и Бигар – обилажени су у оквиру месечних хидролошких осматрања и добијени резултати приказани су у табели 5. Приметна је иста појава као и на већини осталих извора Цевринске греде: без обзира на смањене падавине и сушност понора (нарочито Антонијевића понора, на коме готово целе године није било ни капи воде), извор остаје стално активан.

Релативно висока концентрација  $\text{Ca}^{2+}$  у води Антонијевића понора може се довести у везу са значајним присуством кречњака у пара-флишу кредног аутохтона, на којем се налази слив овог понора.

Извор Мале Каменичке реке није редовно осматран, али је при повременим обиласцима примећено да се зависно од сезоне помера: у влажној сезони вода истиче из пећине Извор Мале реке или непосредно испод ње, док се у сувом делу године извор јавља неколико десетина метара низводније, у кориту реке. На жалост, локалност није обиђена у пролеће 2002, после екстремно суве зиме, те није утврђено да ли је извор активан и у тим условима. Ка овом извору гравитирају воде четири понора Малог Дрењара, на које је такође деловала суша, али се по аналогiji са осталим изворима Цевринске греде може очекивати да и извор Мале реке, захваљујући другим начинима прихрањивања и ретенционим способностима карста остаје активан, барем и са минималном издашношћу, и током екстремних суша.

Најјужнији извор Цевринске греде је субтермални извор Бањица, у долини Реке, на јужном завршетку кречњачког гребена. У литератури се наводи да је издашност релативно стална, те да незнатно сезонски варира, а износи 4-5 l/s (Филиповић и сар., 1985). По минерализацији, вода овог извора предњачи у односу на остале изворе на греди, а концентрација калцијума доказује да је вода карстна (Таб.6).

*Таб.6 – Физичко-хемијске карактеристике воде субтермалног извора Бањица, узорковане у октобру 2001. (легенда као у Таб.2)*

*Tab.6 - Physical and chemical characteristics of subthermal spring Banjica, sampled in October 2001 (legend like in Tab.2)*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
X '01	885,0	745,2	17,9	4,5	104,2	9,7	460,6	35,5	48,5	260,2	25,3

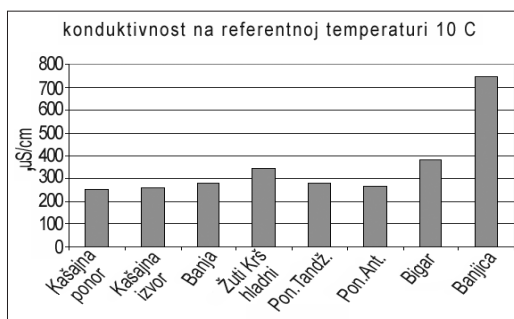
Физичко-хемијске карактеристике измерене приликом обиласка извора приближно одговарају онима које су објављене у литератури (Филиповић и сар., 1985). Истицање воде праћено је истицањем гасова у виду мехурића, при чему је највећи проценат азота (Таб.7).

Таб.7 – Гасни састав извора Бањица (Драгишић и сар., 1988)

Tab.7 – Gasses of Banjica Spring (Dragišić et al., 1988)

	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>
% запремине / volume	94	2,5	3,5

Вода са Бањице има убедљиво највећу кондуктивност од свих вода Цевринске греде (укључујући и источне изданке). Овај износ је више него двоструко већи чак и од кондуктивности воде са Бигра, која доминира међу осталим локалностима. Један од узрока велике кондуктивности воде са Бањице је свакако и повишена концентрација хлорида: 75-85 mg/l (Филиповић и сар., 1985). Иако је кондуктивност на Бањици мерена једнократно, а на другим локалностима сваког месеца (на основу тога израчунати су просечни износи), може се сматрати да су вредности ипак међусобно упоредиве (Сл. 83).



Сл.83 – Кондуктивност вода Цевринске греде (на референцијној температури 10°C)

Fig.83 – Conductivity of waters along the ridge Dževrinska Greda (standardized to the common temperature of 10°C)

Највећи проблем који је прадио хидролошка осматрања у једногодишњем периоду био је проблем утврђивања протицаја на понорима. Као што је већ речено, због повремениог и бујичног режима понора, било је готово немогуће извршити осматрања баш у кратким периодима када има обилног увирања, те се за осматране вредности наведене у табелама готово са сигурношћу може рећи да не одговарају стварном стању. Та

чињеница је наметнула потребу теоријског израчунавања очекиваних просечних протицаја, добијених на основу других хидролошких показатеља, као што су падавине и специфични отицај. Уз познате површине сваког појединачног понорског слива, на тај начин се може израчунати количина воде која кроз поноре притиче у карст у одређеном временском интервалу. Подаци о специфичним отицајима и падавинама узети су из Базе података Лабораторије за физичку географију Географског факултета. У овој Бази налазе се подаци о специфичним отицајима израчунати за простор читаве Србије, на јединичним површинама 1 km<sup>2</sup> (Манојловић и Живковић, 1997; Манојловић, 1998). Израчунавања су вршена формирањем вишеструких регресија, на основу података изохијетне карте (за период 1931-1990) и познатих протицаја површинских токова, а израчунате вредности кориговане с обзиром на геолошку подлогу (издвојена четири литолошко-хидролошка комплекса), надморску висину, проценат шуме, густину речне мреже и др. За потребе израчунавања протицаја на понорима дуж Цевринске греде, из Базе су преузети подаци за оне јединичне површине које по својим карактеристикама најприближније одговарају карактеристикама ових понорских сливова. Даља израчунавања (висина отицаја, коефицијент отицаја и протицај на понорима) приказана су у табели 8.

Наравно, ове вредности односе се на оне године када су количине падавина блиске просечним вредностима. То значи да у години хидролошких осматрања (мај 2001 - април 2002), која спада у екстремно сушне, на понорима просечни протицаји нису били као што је наведено у табели 8. На жалост, за сада није било могуће добити податке о тачним количинама падавина у тој години, али уз помоћ израчунатих коефицијената отицаја, количине уноса воде кроз поноре моћи ће бити израчунате чим подаци буду доступни. С обзиром на различите категорије података за протицаје на понорима и изворима (на понорима су израчунати протицаји за годину са просечним падавинама, а подаци о издашности извора су добивени осматрањем током екстремно сушне године), за сада није могуће дати процену водног биланса карстних хидрогеолошких система Цевринске греде.

За водни биланс су везани и прорачуни о изношењу растворених минералних материја (пре свега калцијум-карбоната) из карстних хидрогеолошких система, па би се у строгом смислу могло рећи да пре израчунавања биланса не можемо говорити о овој проблематици. Ипак, приближне вредности можемо израчунати ако претпоставимо да је улаз (у карст) једнак излазу. На примеру система Велики Дрењар – Бигар, то би значило да претпостављамо да је у току године осматрања (V 2001 – IV 2002) у систем просечно улазило (алохтоно – кроз поноре, и аутохтоно –

инфилтрацијом падавина излучених директно на карст) 4,7 l воде у секунди – толика је била просечна издашност извора Бигар, тј. излаз из система.

Таб.8 – Хидролошке карактеристике понорских сливова дуж Девринске греде (вредности q и X преузете су из Базе података Лабораторије за физичку географију): 1 – слив; 2 – површина (km<sup>2</sup>); 3 – геолошка подлога (a – кристаласити шкриљци; b – флиш; c – кречњак); 4 – просечна надморска висина (m); 5 – проценат простира под шумом; 6 – q=специфични отицај (l/s/km<sup>2</sup>); 7 – X=падавине (mm); 8 – Y=висина отицаја (mm); 9 – C=коэффициент отицаја (%); 10 – Q=протока понора (l/s)

Tab.8 – Hydrological characteristics of ponor drainage areas along the ridge Dževrinska Greda (data q and X are courtesy of Laboratory of Physical Geography, Faculty of Geography, Belgrade): 1 – drainage area; 2 – surface (km<sup>2</sup>); 3 – geological composition (a – crystalline schists; b – flysch; c – limestones); 4 – average altitude of the drainage area (m a.s.l.); 5 – percentage of area under forests; 6 – q=runoff (l/s/km<sup>2</sup>), 7 – X=precipitation (mm); 8 – Y=runoff height (mm); 9 – C=runoff coefficient (%); 10 – Q=ponor discharge (l/s)

			h (m)		q (l/s/km <sup>2</sup> )	X (mm)	Y (mm)	C (%)	Q (l/s)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
5. ponor	0.22	a	365	60	5	769	158	21	1.1	
4a ponor	0.08	a	375	40	5.8	759	183	24	0.5	
Tandžanovića ponor	0.65	a	400	60	6.2	778	196	25	4.0	
3. ponor	0.13	a	390	70	5.3	792	167	21	0.7	
Kukulovića ponor	1.45	a	405	50	6.2	778	196	25	9.0	
1a ponor	0.11	a	370	50	5.8	759	183	24	0.6	
1. ponor	0.41	a	370	70	5	769	158	21	2.1	
Antoniјевића ponor	0.27	b	375	10	5.1	759	161	21	1.4	
Nikolića ponor	1.18	a	400	50	6.2	778	196	25	7.3	
Velika Peštera	0.52	a	390	70	5.3	792	167	21	2.8	
Pepeljavi potok	1.81	a	400	70	5.2	767	164	21	9.4	
Bigar (krečnjaci / limestones)	0.69	c	340	90	6.4	751	202	27	4,4 *	
		* = подземни отицај, тј. директна инфилтрација у карст								
		* = direct infiltration into karst								

Хемијске анализе су показале да је концентрација Ca<sup>2+</sup> у понорским водама које стижу са текијског кристалина била просечно 55 mg/l. Ову вредност можемо условно узети као просечну за све улазне воде, јер је концентрација јона калцијума у водама Антонијевића понора (са флиша) већа, а у падавинским водама мања, па се за приближан прорачун концентрација од 55 mg/l може сматрати репрезентативном. Истовремено, просечна

концентрација  $\text{Ca}^{2+}$  на извору Бигар била је 107 mg/l, што даје разлику од 52 mg/l. То значи да при протицају од 4,7 l/s, годишње изношење раствореног калцијум-карбоната из карстног система Велики Дрењар – Бигар, износи 19,26 t. Овај број резултат је множења разлике у концентрацијама  $\text{Ca}^{2+}$  са 2,497 (толико је специфична маса калцијум карбоната већа од специфичне масе калцијума), затим са 4,7 (протицај), те са  $31,56 \cdot 10^6$  (број секунди у просечној години). Добијена вредност подељена је са  $10^9$ , да би се вредност у милиграмима изразила у тонама. За очекивати је да је у годинама са просечним количинама падавина ова вредност знатно већа – прорачун на основу специфичних отицаја указује да током просечне године у карст улази 11,4 l воде у секунди, па ако претпоставимо да је толика и излазна вредност, добијамо годишње изношење 46,7 t раствореног калцијум-карбоната.

На тај начин је са количином падавина директно повезана динамика развоја карста. Иако прве, најраније фазе развоја карстних проводника (тј. спелеогенезе) нису од овог показатеља директно зависне, у каснијим фазама овај фактор долази до већег изражаја и директно утиче на даљу еволуцију. У том смислу, периоде у геолошкој историји за које се зна да су биле карактерисане мањим износом падавина, вероватно су по питању еволуције карста представљале раздобља релативног “мировања”, што се нарочито односи на плеистоцене глацијалне стадијале. Пошто претпостављамо да је током плеистоцена карст Цевринске греде већ био “превазишао” иницијалне, зачетне фазе развоја, можемо сматрати да је његова даља еволуција током плеистоцена била под великим утицајем количине падавина. Манојловић (1988) наводи да је, према проучавању А.М. Klein, “на територији североисточне Србије количина падавина током најхладнијег периода вирма износила свега 30-40% данашње, што значи 250-400 mm годишње”. Стога се намеће закључак да се активна еволуција карстних облика у плеистоцену одвијала углавном током интергласијала и интерстадијала, али за сада није познато којим интензитетом. Палеоклиматска истраживања варијација количина падавина током холоцена омогућиће нам да дефинишемо старост појединих фаза еволуције карста које су непосредно везане за варијације количине воде која улази у карст (на пример, динамика запуњавања седиментима и њиховог одношења; хронолошки однос тих догађаја према изразитим последицама тектонске активности, као што су обурвавања великих размера; и сл).

## ЗАКЉУЧЦИ, ДИСКУСИЈА И НЕРЕШЕНА ПИТАЊА

Карст Џевринске греде, захваљујући свом изразито издуженом облику дужине 18 km, а просечне ширине око 250 m, пружа идеалне услове за развој контактнoг флувиокарста, те тиме представља и идеалан полигон за истраживања и научну интерпретацију овог типа карста. Алогени утицаји са обе стране гребена (концентрисано алогено прихрањивање, интензиван унос механичких седимената), а нарочито чињеница да се зоне допирања ових утицаја преклапају, узроковали су модификације у развоју карста. Пратећи генерални нагиб терена, већина површинских токова оријентисана је у правцу запад – исток, при чему наилазе на кречњачку пречагу. Главни токови, који су по режиму стални и богатији водом, успевају да одрже површински ток формирајући клисуре-пробојнице, док слабији, повремени токови углавном пониру и подземно настављају ток кроз карстне канале, до места поновног излаза на површину. Захваљујући бројним местима алогеног дотока воде (22 понора), а истовремено релативно малој површини под кречњацима (свега 4,4 km<sup>2</sup>, без источних изданака), можемо да кажемо да је карст Џевринске греде веома добро развијен, што је и потврђено великим дужинама пећинских канала по јединици карстне површине. На греди су до сада пронађена 34 спелеолошка објекта, са укупно преко 6 km проходних канала. Њихова морфологија је такође под јаким алогеним утицајем, што се пре свега односи на велике количине унетих кластичних седимената. Они су узроковали формирање бројних парагенетски уравњених таваница, парагенетских пенданата, чепова у сужењима, због којих је долазило до узводних плављења канала, запуњавања великих размера, итд. Веома сличне морфолошке одлике могу се наћи у пећинама површи Мехединци у Румунији, у наставку Џевринске греде, нарочито у највећој од њих, систему Тополница-Епуран (20,5 km дужине).

Још један од фактора који је имао пресудни утицај на правце и динамику развоја карста је свакако и активност Џевринског раседа, дуж којег су кречњаци и издигнути на површину. С обзиром на малу ширину кречњачког гребена, он ни једним својим делом не излази из зоне непосредног утицаја раседа, а пратеће клизне пукотине, паралелне раседној равни, присутне су све до источног контакта. Кретање дуж раседа било је двојако – вертикално (нормално), које више није активно, као и транскурентно десно, што представља и савремено кретање. Уз помоћ структурне анализе, мерењем пукотина на површини терена, добијен је образац распореда најизражајнијих

и најчешћих руптура, чији се положај може протумачити у складу са кретањима дуж раседа, а и старијим кретањима која су се одиграла на овом терену. Структурна анализа у самим спелеолошким објектима показала је да главни правци одговарају онима на површини, али се њихов значај разликује. За правце карстификације и развој пећинских канала од највећег значаја су клизне пукотине које прате Цеврински расед, а по елементима су субвертикалне, са западним азимутима пада. Тако је дефинисан и главни правац циркулације подземних вода на Цевринској греди: од југа ка северу. Осим ових пукотина, изузетна је улога и тензионих пукотина које су последица транскурентног кретања по раседу. Оне се пружају приближно по азимуту  $45^{\circ}$ - $225^{\circ}$  и праћене су најјаснијим последицама тектонске активности, као што су обурвавања великих размера, промене правца канала, и сл. Положај уз регионалну дислокацију као што је Цеврински расед омогућио је дубоку сифоналну циркулацију дела подземних карстних вода, те представља један од фактора који утиче и на њихово загревање, као у случају Цевринске Бање и Бањице. Као и субтермални, тако се и хладни извори одликују сталношћу и релативно малим варијацијама издашности (у поређењу са типичним карстним изворима). Чак и у периодима екстремне суше извори су активни, што указује на велике ретенционе могућности карстног водоносника, било због дубоке циркулације или због велике количине механичких седимената у проводницима, а постоји и могућност да се ради о повременом прихрањивању из околних, пукотинских издани.

У условима контактног карста и флувиокарста, дакле у ситуацији где се испреплићу суштински различити геоморфолошки процеси, потребно је дефинисати теоријски оквир који би разграничио компоненте својствене једном, односно другом систему. У том циљу се као репер за поређење може узети “модел чистог карста”, кога је дефинисао Šušteršič (1986), стручно тумачење на српском језику дала Злоколица (1991), а који представља модел функционисања карста без присуства било каквог фактора који би то нарушавао. Овај модел је строго теоријски и не треба очекивати да је у том облику присутан било где у стварности, већ нам служи да бисмо дефинисали колико конкретан карст који истражујемо одступа од тог модела, после чега ћемо боље разумети логику његовог развоја. У “чистом карсту” карактеристични облици површинског рељефа су по облику искључиво кружни, док се у флувиокарсту јављају и линеарни; доминантан правац циркулације подземних вода је у чистом карсту вертикалан, а у флувиокарсту хоризонталан. Модел чистог карста подразумева испуњавање осам основних физичких услова, а наш конкретни пример – карст Цевринске греде – од тих осам не испуњава барем три (а у одређеном смислу можда и четири). У

условима било којег контактнoг карста и/или флувиокарста није испуњен услов да “приметне латералне промене морају бити толико удаљене, да су у обиму запажања занемарљиве” – напротив, управо је и одлика контактнoг карста утицај суседног флувијалног процеса, што је нарочито изражено у појасном карсту као екстремном под-типу контактнoг. Затим, услов да “стенски масив мора бити бочно отворен бар толико, да се у целини може развити вертикални систем одводњавања” такође није испуњен, јер су положаји излазних делова из хидрогеолошких система Џевринске греде такви да фаворизују формирање хоризонталних канала. У највећем делу греде није испуњен ни услов да “нагиб површина, у почетку, мора бити довољно мали, тако да је површинско одводњавање ограничено на ред величине основне јединице” (вртача). На великим нагибима се дешава да се повећавају могућности површинског отицања и механичка денудација, те на стрмим кречњачким падинама изостају вртаче (типичан пример је јужни део Џевринске греде, у сливу Личи потока). Осим ова три неиспуњена услова, током еволуције карста Џевринске греде било је периода својеврсног фосилизовња система у време плеистоцених глацијација, о чему је већ било речи у претходном поглављу, те се условно може рећи да је у више наврата био неиспуњен још један услов – “деловање система не сме бити прекинуто због аридности или смрзавања”. Осим тога, једна од основних карактеристика чистог карста је да се стенска маса раствара, у раствору транспортује, и као таква више нема утицаја на даљи развој карста. Ово у генералном смислу важи за матичну стену – кречњак. Међутим, јасно је да присуство флувијалних седимената, толико карактеристично за просторе контакта, за сам карст представља *сметњу* – мења режим тока, утиче на интензитет ерозије, а под њиховим утицајем се формирају и одређени специфични облици и појаве.

Са друге стране, ако карстне канале и њихов настанак посматрамо у ширем смислу него што је везивање за садашње време и савремени рељеф, долазимо до општих спелеогенетских постулата везаних за фреатске стадијуме карстификације, који важе за *сваки* карст. То подразумева већ општеприхваћене ставове (једно од бољих тумачења дао је Worthington (1991)) да је у процесу карстификације, тј. формирања проводника – спелеогенезе у ширем смислу – пресудна улога ендогених фактора, који се налазе у самом карсту и функција су хидрауличких услова који важе у одређеном карстном хидрогеолошком систему. У том смислу, најзначајнији спелеогенетски процеси одвијају се у фреатској зони, да би тек потом проводници (канални), преласком токова у ниже хоризонте, доспели у вадозну зону, где ће наставити даљи развој у новим условима.



Стога можемо закључити да је сасвим извесно да, у условима контактнoг и флувиокарста, флувијални процес, захваљујући близини, *модификује* карст, али нипошто *не условљава* његово постојање.

Еволуција карста Цевринске греде и њене евентуалне фазе не могу се, помоћу за сада познатих података и на основу употребљених метода, прецизно сврстати у неку од епоха или доба геолошке историје. Наиме, став је аутора да еволуцију карста (која углавном пре свега подразумева спелеогенезу) није могуће ставити у временски оквир без употребе инструменталних метода одређивања апсолутне старости хемијских и механичких седимената. Притом се пре свега мисли на изотопске анализе калцита (уранијумске серије; однос  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ), анализе термолуминисценције, као и палеомагнетске анализе. Другим речима, одређивање старости пећинских канала (па тако и “фаза еволуције”) на основу висинске корелације са елементима површинског рељефа крајње је проблематично, и са овог становишта неприхватљиво. Не само због дискутабилних и никад у потпуности расветљених метода одређивања старости самих површинских облика (нпр. речне терасе), већ – што је много важније – због неодрживости самог концепта висинских корелативних система у оном смислу у коме је тај концепт постојао у домаћој литератури друге половине 20. века. У том концепту је и доста поједностављено узет појам спелеогенезе, те није јасно која се њена фаза подразумева под синтагмом “старост пећине”. Да ли је то циркулација воде кроз прве, зачетне хоризонте (*inception*; како то дефинише Lowe (1992, 2000); прелазак прага турбуленције (*breakthrough*, приликом кога се за неколико редова величине повећава интензитет растварања); достизање човеку проходних димензија (у спелеогенетском смислу потпуно ирелевантно); или пак почетак вадозног обликовања канала... ? Чак и применом инструменталних метода за одређивање апсолутне старости, у смислу стварања пећине добијамо једино одредницу “старије од” – тј. утврђивањем старости хемијског или механичког седимента, једино што сазнајемо је да је у то време сам канал већ био формиран; те чак у одмаклој фази вадозне еволуције. Дакле, сазнајемо једино када је била горња временска граница одређеног стадијума еволуције канала.

У нашем, конкретном случају, у прилог тврдњи да се карстни проводници развијају (и) испод висина дефинисаних спољним ерозионим базама говори и чињеница о постојању бигрених блокова (величине до 0,5 m<sup>3</sup>) на самом врху Великог Дрењара (431 m), који је данас упадљиво највиша тачка околног терена (већу висину има тек развође западне понорске зоне и остатка слива Велике реке). Будући да знамо да је бигар могао бити исталожен

једино од стране карстног извора, јасно је да је у време активности тог извора површински рељеф морао бити знатно другачији него данас, да би било могуће истицање на тачки која је у савременом рељефу врх узвишења. Проблем додатно компликује чињеница да је тај врх виши од просечне висине површи Пропти, за коју се, према наводима у литератури, сматра да је плиоцене старости (!) (Милић 1965).

Утврђивање старости спелеолошких објеката методом висинске корелације са речним терасама било је популарно током педесетих и шездесетих година 20. века. Од времена експанзије изотопских метода датације калцита вршено је више провера тачности тако добијених података. Једна од тих провера, рађена на примеру пећина у Демановској долини у Словачкој (Нерман *et al.*, 1997) показала је не само да је формирање канала пећине старије од утврђене старости речних тераса, већ је у то време пећински канал био сув, што је и омогућило стварање пећинског накита. Један од бољих примера утврђивања еволуције карста помоћу инструменталних метода датације представља рад S. Constantin (2001) са узорцима из пећине на румунској страни Ђердапске клисуре.

Слично важи и за утврђивање фаза седиментног запуњавања проводника (канала). О томе се може говорити једино у релативном смислу (међусобни хронолошки однос више различитих процеса), као што је и наведено, на пример, за Канал са блоковима у Дрењарском систему. Апсолутне одреднице, међутим, изискују и одговарајућу методу.

Осим изотопских датација калцита, давање конкретнијих одговора на поједина детаљна питања о развоју карста Џевринске греде захтева и друге поступке, као што су још детаљнија картирања, седиментолошке анализе, прецизно мерење хидролошких елемената, хидрогеолошка испитивања прављењем бушотина, итд. За површинска картирања појединих специфичних локалности, као основа би били неопходни топографски планови у размери 1:5000. Различите врсте испуна, скрама, прослојака и, у крајњој линији, самог кречњака, који местимично показује необичне видове еродовања или преламања (сифон у Великој пећини на Жутом Кршу, Дворана необичних блокова у Дрењарском систему), захтевају прецизније седиментолошке одреднице које могу објаснити природу и узроке тих појава. Стална мерења хидролошких елемената (у најбољем случају, помоћу постављања аутоматских “*data logger*”) показала би понашање карстног водоносника у различитим условима (на пример, екстремна суша, рецесија, и сл.), што у даљој анализи може омогућити прорачун развијености недоступних проводника (димензије, дубина, пропусност) (Злоколица-Мандић и Ћалић-Љубојевић, 2003).

Међу највећим и најинтригантнијим питањима остаје утицај палеокарста, као и евентуалне хидротермалне карстификације.

После таложња јурско-доњекредних седимената, а пре горњекредне трансгресије, постојала је континентална фаза, у апту, што је створило услове за карстификацију. Иако су јурске кречњаке прекривали доњекредни седименти (у суперпозицији), могло је бити услова да се развије подземни карстни рељеф. О овој аптској континенталној фази и палео-карстификацији има података у литератури (Constantin, 1992). Осим тога, већ је поменуто да плиоцени седименти, који су у јужном делу Цевринске греде исталожени директно преко јурских кречњака, указују на то да су сарматски седименти пре тога били ерозијом однети са кречњака, што такође подразумева континенталну фазу и карстификацију. Уколико сматрамо да су плиоцени седименти део некад јединственог седиментног покривача, тј. да су исталожени у језерској средини, онда би трагови карстификације која је седиментацији претходила могли бити сматрани за палеокарст. На жалост, у овом стадијуму истраживања конкретни трагови палеокарста још увек нису нађени, те тако није ни приближно утврђен његов могући утицај на развој савременог процеса. То већ спада у домен специјалистичког истраживања, јер је детерминисање трагова палеокарста у знатној мери деликатно (Osborne, 2000). Но, ако плиоцене седименте сматрамо за флувијалне, донете токовима са запада и исталожене у делтама у близини обалске линије (детаљније о томе у 3. поглављу), онда постоји теоретска могућност да су поједини делови Цевринске греде били на површини од плиоцена до данас, јер после тога више није било трансгресија (па би карстификација пре плиоцене седиментације имала континуитет са данашњом!).

Када је реч о хидротермалној карстификацији, јасно је да постојање три субтермална извора на својствен начин утиче на развој проводника, што се највероватније највише односи на дубоке делове у фреатској зони. Ипак, и данас доступни вадозни канали некад су били у фреатској зони, те је за очекивати да су се неки од трагова хидротермалне карстификације из тог времена очували и до данас. Осим тога, хемизам дубинских термалних вода другачији је од хемизма атмосферских вода, те је могуће да је то у појединим фазама утицало на динамику процеса карстификације (потенцијално агресивније воде и велико повећање интензитета растварања).

Када узмемо у обзир бројне аспекте са којих је могуће проучавати сваки карст, па тако и контактни флувиокарст Цевринске греде, јасно је да је темељан мултидисциплинарни приступ услов за објективно сагледавање проблематике и доношење било каквих конкретних закључака. Зато ова студија може служити као полазна основа за даља специјалистичка истраживања која ће омогућити да се склопи мозаик у коме тренутно, и поред најбоље воље, изван број “коцкица” још увек недостаје. Осим тога, било би интересантно кад би овакав приступ истраживањима карста, донекле другачији од оних који су раније преовлађивали у нашој литератури, послужио као модел истраживања и других карстних терена у Источној Србији, који са карстом Цевринске греде имају велик број заједничких елемената.

## ЛИТЕРАТУРА

## REFERENCES

Bandrabur, G., Slăvoacă, D., Bandrabur, R., Slăvoacă R. (1999): *Considerations hydrodynamiques sur le système karstique de Barza (Monts et Plateau de Mehedinți, Roumanie)*. Theoretical and Applied Karstology, vol. 11-12 (1998-1999), Bucharest, p. 133-138

Berza, T. (1997): *A hundred years of tectonic studies in South Carpathians: the state of the art*. International Symposium "Geology in the Danube Gorges"; Geoinstitut special publication 25, Belgrade, p. 271-276

Bogdanović, P., Marković, V., Dragić, D., Rakić, M., Babović, M., Rajčević D., Popović, V., Milojević, Lj. (1973): *Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Donji Milanovac*. Savezni geološki zavod, Beograd

Bogdanović, P., Rakić, M. (1980): *Tumač za osnovnu geološku kartu SFRJ 1:100000, za listove Donji Milanovac, Oršova, Baia de Arama i Turnu Severin*. Savezni geološki zavod, Beograd

Codarcea, A., Răileanu, G., Năstăseanu, S., Bercia, I., Bercia, E., Bițoianu, C. (1967): *Harta geologica a României, sc. 1:50 000, foaia Baia de Aramă*. Inst. Geol. Geofiz., Bucuresti

Constantin, S. (1992): *Data concerning the intra-Aptian karstogenetic phase and the associated paleokarst deposits in the southern Banat area (Locvei Mountains, Romania)*. Theoretical and Applied Karstology, vol. 5, Bucharest, p. 83-91

Constantin, S., Lauritzen, S-E., Știucă, E., Petculescu, A. (2001): *Karst evolution in the Danube Gorge from U-series dating of a cave-bear skull and calcite speleothems from Peștera de la Gura Ponicevei (Romania)*. Theoretical and Applied Karstology, vol. 13-14, Bucharest, p. 39-50

Constantin, S., Ed. (2002): *Field trips in the karst of Romania – Selected routes from the Southern Carpathians*. Excursion Guidebook, Theoretical and Applied Karstology, Bucharest

Цвијић, Ј. (1921): *Ђердајске њерасе*. Глас Српске краљевске академије, књ. СІ, Први раз., 43, Београд, стр. 1-32

- Čar, J. (1982): *Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja*. Acta Carsologica X (1981), Ljubljana, p. 78-105
- Ćalić-Ljubojević, J. (2001): *Karst features of narrow limestone belts – case study of the ridge Dževrinska greda, Eastern Serbia*. Acta Carsologica 30/2, Ljubljana, p. 81-87
- Ćalić-Ljubojević, J., Ljubojević, V. (2002): *Karst of the ridge Dževrinska greda – fluvial influences, caves, and groundwater circulation*. Theoretical and Applied Karstology, vol. 15, Bucharest, p. 43-50
- Ćalić-Ljubojević, J. (2003): *Kontaktни karst Dževrinske grede*. Magistrarska teza. Geografski fakultet Univerziteta u Beogradu, Beograd, 157 str.
- Dimitrijević, M.D. (1978): *Geološko kartiranje*. Izdavačko-informativni centar studenata, Beograd, pp. 1-487
- Dimitrijević, M.D., Petrović, R.S. (1965): *Upotreba projekcije lopte u geologiji*. Geološki zavod Ljubljana, pp. 1-144
- Драгишић, В., Филиповић, Б., Димитријевић, Н. (1988): *Појаве термалних вода на источним падинама Мироча*. Записници Српског геолошког друштва за 1985-1986, Београд, стр. 225-229
- Dragišić, V., Stevanović, Z., Filipović, B. (1992): *The occurrences of deep siphonal circulation of karst aquifer of Miroč Mountain (NE Serbia)*. Theoretical and Applied Karstology, vol. 5, Bucharest, p. 115-120
- Filipović, B., Dimitrijević, N., Dragišić, V. (1985): *Hidrogeološka studija pojava termalnih i termomineralnih voda na teritoriji SO Kladovo*. Fond stručne dokumentacije OOUR-a za hidrogeologiju RGF-a, Beograd, pp. 1-47
- Fondovski materijal Akademskog speleološko-alpinističkog kluba (1997-2002), Beograd
- Ford, D.C., Williams, P.W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, pp. 1-601
- Gams, I. (1974): *Kras*. Slovenska matica, Ljubljana, pp. 1-357
- Gams, I. (1986): *Kontaktни fluviokras*. Acta Carsologica XIV-XV, Ljubljana, p. 71-87
- Gams, I. (2001): *Notion and forms of contact karst*. Acta Carsologica 30/2, Ljubljana, p. 33-46

- Гавриловић, Д. (1988): *Велика Пешићера Кашање*. Гласник Српског географског друштва, св. LXVIII/1, Београд, стр. 93-95
- Goran, C. (1976): *Evolution du reseau hydrographique dans la zone Topolnița – Epuran (Plateau de Mehedinți)*. Trav. Inst. Speol. "E. Racovitza", XV, Bucuresti, p. 197-206
- Goran, C. (1978): *Le karst du plateau du Mehedinți. I. Partie nord*. Trav. Inst. Speol. "E. Racovitza", XVII, Bucuresti, p. 165-183
- Goran, C. (1981): *Le karst du plateau du Mehedinți. II. Partie centrale-septentrionale*. Trav. Inst. Speol. "E. Racovitza", XX, Bucuresti, p. 217-226
- Grubić, A. (1967): *La faille de Dževrin dans les Carpatides de la Serbie du nord-est*. Association geologique Carpato-Balkanique. VIII-eme Congrès, Rapports geotectoniques, Belgrade, p. 97-107
- Грубић, А. (1990): *Олисијосијроме у синајским слојевима источномирочке њодзоне*. Геолошки анали Балканског полуострва, књ. LIV, Београд, стр. 19-30
- Грубић, А. (1992): *Геолошки ѡпрофил Цевринског брда у СИ Србији*. Геолошки анали Балканског полуострва, књ. 56, Београд, стр. 17-35
- Grubić, A. (1997): *Albian and Upper Cretaceous of Danube Unit*. International Symposium 'Geology in the Danube Gorges'; Geoinstitut special publication 25, Belgrade, p. 55-57
- Hercman, H., Bella, P., Gradziński, M., Głazek, J., Lauritzen, S-E. (1997): *The antiquity of the famous Demianowska Caves (Slovakia)*. Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, p.85-86
- Jovanović, B. (1961): *Značaj Vetrene Dupke za razumevanje odnosa između progresivnog i nazadnog u evoluciji rečnih pećina*. 2. jugoslovenski speleološki kongres, Zagreb, p. 85-93
- Јовановић, П. (1924): *Загаћени карси*. Зборник радова посвећен Јовану Цвијићу, Београд
- Kranjc, A. (1986): *Transport rečnih sedimentov skozi kraško podzemlje na primeru Škocjanskih jam*. Acta Carsologica 14-15, Ljubljana, p. 109-116
- Lauritzen, S-E. (2001): *Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: an end-member in the contact karst spectrum*. Acta Carsologica 30/2, Ljubljana, p. 47-79

- Lowe, D.J. (1992): *The origin of limestone caverns: An inception horizon hypothesis*. Manchester Metropolitan University, unpublished Ph.D. thesis, pp. 1-512
- Lowe, D.J. (2000): *Role of Stratigraphic Elements in Speleogenesis: The Speleoinception Concept*. In: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers*. NSS, Huntsville, p. 65-76
- Lješević, M. (1984): *Uticaj kontaktnog karsta na izgled uzdužnog profila speleoloških objekata*. Deveti jugoslovenski speleološki kongres; Zbornik predavanja, Zagreb, p. 467-472
- Манојловић, П. (1980): *Појаве епигенија и епигенијских усецања шоба Јасеничке реке у Неговињској крајини*. Гласник Српског географског друштва, св. LX/2, Београд, стр. 71-76
- Манојловић, П. (1988): *Палеогеоморфолошки значај неогених седимената североисточне Србије*. Гласник Српског географског друштва, св. LXVIII/1, Београд, стр. 19-30
- Манојловић, П., Живковић, Н. (1997): *Карста специфичних ошлица у Србији*. Зборник радова Географског факултета, св. XLVII, Београд, стр. 15-25
- Манојловић, П. (1998): *Природни фон минерализације шекућих вода Србије*. Зборник радова Географског факултета, св. XLVIII, Београд, стр. 27-40
- Marović, M., Grubić, A., Đoković, I., Toljić, M., Vojvodić, V. (1997): *The Neogene tectonic pattern of Djerdap region*. International Symposium “Geology in the Danube Gorges”; Geoinstitut special publication 25, Belgrade, p. 111-115
- Mihevč, A. (1989): *Kontaktni kras pri Kačičah in ponor Mejame*. Acta Carsologica 18, Ljubljana, p. 171-194
- Mihevč, A. (1991): *Morfološke značilnosti ponornega kontaktnega krasa – izbrani primeri s slovenskega krasa*. Magistrsko delo; Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta, Oddelek za geografijo; pp. 1-206
- Милић, Ч. (1965): *Морфологија крашке оазе Мироча*. Зборник радова ГИ “Јован Цвијић”, књ. 20, Београд, стр. 15-56
- Mocchiutti, A. (2001): *Contact caves in flysch formation – Friuli region – north-east Italy*. Acta Carsologica 30/2, Ljubljana, p. 157-164
- Osborne, R.A.L. (2000): *Paleokarst and Its Significance for Speleogenesis*. In: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers*. NSS, Huntsville, p. 113-123



- Palmer, A.N. (2001): *Dynamics of cave development by allogenic water*. Acta Carsologica 30/2, Ljubljana, p. 13-32
- Петровић, Д. (1966): *Проблем абразионог рељефа Тимочке крајине*. Зборник радова Географског завода ПМФ-а, св. XIII, Београд, стр. 37-49
- Петровић, Д. (1968): *Посредни и релативни загаји*. Цвијићев зборник, Београд, стр. 95-102
- Petrović, D., Vujasinović, M., Popović, V., Lončarević, Č., Simić, Đ., Lončarević, N., Petrović, V. (1997): *Coals of Podunavlje and Đerdap*. International Symposium "Geology in the Danube Gorges"; Geoinstitut special publication 25, Belgrade, p. 175-180
- Povară, I. (1992): *New data on the Herculane thermal aquifer obtained by temperature measurements (Baile Herculane, Romania)*. Theoretical and Applied Karstology, vol. 5, Bucharest, p. 127-138
- Ракић, М. (1976): *Генеза и стипајниграфија кварцарних седимената у сливу Јужне и Зајадне Мораве (са краћим освјетом на прилике у Панонском и Дакучком басену)*. Докторска дисертација. РГФ – стручна библиотека, Београд
- Roglić, J. (1959): *Odnos riječne erozije i krškog procesa*. Zbornik 5. kongresa geografa Jugoslavije, Cetinje, p. 263-273
- Roglić, J. (1965): *The depth of the fissure circulation of water and of the evolution of the subterranean cavities in the Dinaric karst*. Problems of the speleological research, Brno, p. 25-35
- Rotaru, A., Bulgăr, A., Povară, I. (1995): *L'etude hydrodynamique du systeme karstique de Motru Sec – Baia de Aramă (Roumanie)*. Theoretical and Applied Karstology, vol. 8, Bucharest, p. 145-155
- Šebela, S. (1998): *Tektonska zgradba sistema Postojnskih jam*. Zbirka ZRC 18; Založba ZRC, Ljubljana, pp. 1-112
- Šebela, S., Čar, J. (2001): *Kraške značilnosti naravnega stika apnenec-dolomit pri Predjami*. Acta Carsologica 30/2, Ljubljana, p. 141-156
- Slăvoacă, D., Orășeanu, I., Gașpar, E., Bulgăr, A. (1985): *Hydrogeological contributions for the existence of the Getic nappe in the Motru Sec – Baia de Aramă region*. Theoretical and Applied Karstology, 2, Bucharest, p. 175-181

- Стевановић, П. (1951): *Доњи илиоцен Србије и суседних обласи́и*. Посебна издања САН, књ. CLXXXVII, Београд
- Šušteršič, F. (1986): *Model čistega krasa in nasledki v interpretaciji površja*. Acta Carsologica XIV-XV, Ljubljana, p. 59-70
- Šušteršič, F., Čar, J., Šebela, S. (2001): *Zbirni kanali in zaporni prelomi*. Naše jame, 43, Ljubljana, p. 8-22
- Worthington, S.R.H. (1991): *The karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains*. McMaster University, unpublished Ph.D. thesis, pp.1-227
- Зеремски, М. (1988): *Геоморфолошка карѝа крашке оазе Мироча*. Зборник радова Одбора за крас и спелеологију, III; САНУ посебна издања, књ. DLXXXIX – Одељење природно-математичких наука, књ. 63, Београд, стр. 7-21
- Zlokolica, M. (1986): *Pećina kod vrela Grze*. Fondovski materijal Akademskog speleološko-alpinističkog kluba, Beograd
- Zlokolica, M. (1991): *Specifičnosti nastanka hidrogeološke sredine u karstu*. Geološki glasnik, knj. XIV; Zavod za geološka istraživanja Crne Gore, Titograd, p. 87-95
- Zlokolica-Mandić, M., Čalić-Ljubojević, J. (2003): *Propagation of a floodwave in karst during artificially generated recession – case study of Banjica spring (Bela Palanka, Eastern Serbia)*. Acta Carsologica 32/2, Ljubljana, p. 235-243

## SUMMARY

Thanks to its extremely elongated shape (length 18 km, average width 250 m), karst of the ridge Dževrinska Greda has all the conditions for the development of contact karst and fluviokarst. Its dimensions make it a perfect case study for scientific interpretation of stripe karst (as described by Lauritzen, 2001). Overlapping allogenic influences from both sides of the ridge (concentrated allogenic water input, huge input of mechanical sediments) have caused modifications in karst development.

Following the general inclination of the area, most surface streams flow from the west to the east, rushing into the limestone ridge on their way. The main surface streams, that are of permanent character, and rich in water, carry out with their surface flow, forming the through gorges. On the other hand, weaker surface streams, of seasonal character, mostly sink into limestone, continuing with their flow through the karst conduits, until their reappearance on the surface. Considering a great number of concentrated allogenic input points (22 stream-sinks, or ponors) on a relatively small limestone surface (only 4,4 km<sup>2</sup>, without eastern limestone outcrops), we can say that the karst of the ridge Dževrinska Greda is very well developed. This has been confirmed by exploration of considerable lengths of cave passages per unit of the karstic surface. Up to now, 34 caves have been explored on Dževrinska Greda, with the total length of surveyed cave passages exceeding 6 km. The morphology of the cave passages is also under a strong allogenic influence, which is mostly related to great quantities of clastic sediment infill. These infills have caused formation of numerous paragenetic flat ceilings, paragenetic pendants, chokes in narrow passages resulting in upstream flooding, etc. Very similar morphological characteristics of caves are present in the caves of Mehedinți plateau in Romania, in the continuation of Dževrinska Greda, especially in the longest cave in that area, Topolnița-Epuran system (20,5 km long).

Another factor that had a crucial influence on direction and dynamics of karst development is definitely the activity of the Dževrin fault, along which the limestones of Dževrinska Greda have been uplifted to the surface. The first movements along this fault were of vertical normal character (uplifting of the eastern block), while the present movements are dextral transcurrent. Considering the small width of the limestone ridge, the whole ridge is situated in the zone of the direct influence of the fault. Fractures of the same orientation as the main fault plane are present also at the eastern contact. Using the structural-geological field mapping and analysis, the pattern of most prominent and most numerous fractures has

been obtained. Orientation of these fractures can be explained in accordance with the former and present tectonic movements in this area. Structural analysis in the caves has shown that the main directions match those from the surface mapping, but their importance is varying (fractures that have led the development of cave passages can be observed at the surface, but they are not the dominant ones).

Main directions of karstification and, simultaneously, development of cave passages, have been guided by shear fractures parallel to the Dževrin fault. They are subvertical, dipping towards the west. Therefore, the main direction of groundwater flow on the ridge Dževrinska greda is from the south to the north. Beside the mentioned shear fractures, it is important to stress the role of tension joints formed within dextral transcurrent movement along the Dževrin fault. These joints are striking generally  $45^{\circ}$ - $225^{\circ}$  and are present in the zones of most conspicuous consequences of tectonic activity, like huge collapses, abrupt changes in cave passages directions, etc.

Location along the huge regional dislocation – the Dževrin fault – has enabled deep siphonal circulation of part of the karst groundwaters. It is one of the factors that influences the warming of groundwaters (e.g. subthermal springs Dževrinska Banja and Banjica). Both subthermal and cold springs are characterised by permanent discharges, and relatively small discharge fluctuations (compared to typical karst springs). Even in periods of extreme drought, the springs are active, which points to great retention capabilities of karst aquifer, either because of deep groundwater circulation, or thanks to huge quantities of mechanical sediments in karst conduits, which contributes to longer retention of water. Furthermore, there is a possibility that karst is occasionally fed by groundwaters from the surrounding fissured aquifers.

In this moment, it is difficult to give a precise chronology of karstification in this area. Instrumental dating methods, which are the only appropriate indicator of absolute chronology, were not available at this point of research. In the upcoming studies, it will be necessary also to pay attention to possible indications of paleokarst, as well as to hydrothermal karstification, considering the presence of several subthermal karst springs. As in many other karst areas, multidisciplinary studies are the best way to find answers to the remaining questions related to the karst of Dževrinska Greda.

CIP – Каталогизација у публикацији  
Народна библиотека Србије, Београд

551.435.8 ( 497.11 – 12)

**ЋАЛИЋ, Јелена**

Контактне и структурне одлике карста  
Џевринске греде / Јелена Ћалић. – Београд :  
Географски институт “Јован Цвијић” САНУ, 2008  
(Београд : Форма Б). – 163 стр. : илустр. ;  
24 см. – (Посебна издања / Српска  
академија наука и уметности, Географски  
институт “Јован Цвијић” ; књ. 72)

на спор. насл. стр. : Karst of the Ridge  
Dževrinska Greda – Contact Features and  
Structural Characteristics. – Тираж 300. –  
Библиографија : стр. 156-161. – Summary.

ISBN 978-86-80029-41-2

а) Карст – Џевринска греда  
COBISS.SR – ID 150127372

ISBN 978-86-80029-41-2



9 788680 029412