

**RELIEFNE ENOTE
IN STRUKTURNICE MATIČNEGA KRASA**

(S 3 SLIKAMI)

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

(WITH 3 FIGURES)

PETER HABIČ

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

Vsebina

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

Naslov — Address

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

Izvleček:

UDK 551.442(234.422.1-16)

Habič Peter: Reliefne enote in strukturnice matičnega Krasa.

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

Abstract

UDC 551.442(234.422.1-16)

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

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

UVOD

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

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

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

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

IZHODIŠČE

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

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

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

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

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

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

UGOTAVLJANJE STRUKTURNIH ENOT IN STRUKTURNIC

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

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

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

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

OMEJITEV PREUČEVANEGA OBMOČJA

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

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

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

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

RAZPORED RELIEFNIH ENOT

Vzpetine in kopasti vrhovi

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

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

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

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

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

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

Ravnote in ravniki

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Doli in podolja

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

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

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

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

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

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

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

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

STRUKTURNICE IN POGLATVITNE PRELOMNE CONE KRASA

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

RAZPRAVA IN SKLEPI

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

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

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

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

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

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

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

LITERATURA

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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