



**DOLEC KOT
ZNAČILNA OBLIKA
DOLOMITNEGA
POVRŠJA**

BLAŽ KOMAC



Blaž Komac

Naziv: dr., mag., univerzitetni diplomirani geograf, znanstveni sodelavec
Naslov: Geografski inštitut Antona Melika ZRC SAZU, Gosposka ulica 13,
Ljubljana, Slovenija

Faks: +386 (0)1 425 77 93

Telefon: +386 (0)1 470 63 57

E-pošta: blaz.komac@zrc-sazu.si

Medmrežje: <http://www.zrc-sazu.si/giam/blaz.htm>

Rodil se je leta 1974 v Šempetru pri Novi Gorici. Maturiral je v Tolminu leta 1993. V Ljubljani je leta 2000 diplomiral, leta 2003 magistriral in leta 2005 doktoriral.

Od leta 2000 dela na Geografskem inštitutu Antona Melika Znanstveno-raziskovalnega centra Slovenske akademije znanosti in umetnosti. Trenutno se ukvarja predvsem s fizično geografijo, zlasti geomorfologijo, geografijo naravnih nesreč in geografskimi informacijskimi sistemi.

Njegova bibliografija obsega več kot 90 enot. Leta 2001 ga je Vlada Republike Slovenije imenovala v strokovno skupino za oceno ogroženosti naselja in izvajanje ukrepov ob plazju in droborskem toku v Logu pod Mangartom. Leta 2004 je bil upravnik, od leta 2005 pa je urednik znanstvene revije *Acta geographica Slovenica*/Geografski zbornik. Je tajnik Geomorfološkega društva Slovenije. Med letoma 2001 in 2005 je bil član izvršnega odbora Ljubljanskega geografskega društva. Od leta 1997 do leta 2000 je vodil geografske tabore v okviru Društva mladih geografov Slovenije. Leta 2000 je dobil Prešernovo nagrado za študente Univerze v Ljubljani, leta 2004 pa pohvalo Zveze geografskih društev Slovenije.

GEOGRAFIJA SLOVENIJE 13

DOLEC KOT ZNAČILNA OBLIKA DOLOMITNEGA POVRŠJA

Blaž Komac



GEOGRAFIJA SLOVENIJE 13

DOLEC KOT ZNAČILNA OBLIKA DOLOMITNEGA POVRŠJA

BLAŽ KOMAC

LJUBLJANA 2006

GEOGRAFIJA SLOVENIJE 13

DOLEC KOT ZNAČILNA OBLIKA DOLOMITNEGA POVRŠJA

Blaž Komac

© 2006, Geografski inštitut Antona Melika ZRC SAZU

Urednik: Drago Perko

Recenzenta: Milan Orožen Adamič, Karel Natek

Fotografi: Matej Gabrovec, Blaž Komac, Matija Zorn

Lektorica: Damjana Pintarič

Prevajalec: Wayne J. D. Tuttle

Oblikovalec: Drago Perko

Izdajatelj: Geografski inštitut Antona Melika ZRC SAZU

Za izdajatelja: Drago Perko

Založnik: Založba ZRC

Za založnika: Oto Luthar

Glavni urednik založbe: Vojislav Likar

Računalniški prelom: SYNCOMP d. o. o.

Tiskarna: Tiskarna Ljubljana d. d., Ivančna Gorica

Naklada: 400 izvodov

Naslovnica: Dolec v Polhograjskem hribovju.

Avtor fotografije na naslovnici je Blaž Komac, na predlistu Helena Dobrovoljc, na zalistu pa Milan Orožen Adamič.

Izid publikacije je podprla Agencija za raziskovalno dejavnost Republike Slovenije.

CIP – Kataložni zapis o publikaciji

Narodna in univerzitetna knjižnica, Ljubljana

911.2:551.435(497.4)

551.435:552.543(497.4)

KOMAC, Blaž

Dolec kot značilna oblika dolomitnega površja / Blaž Komac ; [fotografi Matej Gabrovec, Blaž Komac, Matija Zorn ; prevajalec Wayne J. D. Tuttle]. – Ljubljana : Založba ZRC, 2006. – (Geografija Slovenije ; 13)

ISBN-10 961-6568-70-1

ISBN-13 978-961-6568-70-8

229142272

GEOGRAFIJA SLOVENIJE 13

DOLEC KOT ZNAČILNA OBLIKA DOLOMITNEGA POVRŠJA**Blaž Komac**

UDK: 551.435(497.4)

COBISS: 2.01

IZVLEČEK**Dolec kot značilna oblika dolomitnega površja**

V knjigi je opisana značilna reliefna oblika dolomitnega reliefa v Sloveniji, imenovana dolec ali dolek. Poglavju o temeljnih značilnostih površja na dolomitu in temeljnih značilnostih dolca sledi obširno poglavje o morfoloških značilnostih dolca s poudarkom na analizi naklonov vzdolžnih prereзов in iz tega izhajajočim predpostavkam o genezi dolcev. Na podlagi morfometrične in statistične analize je bila izdelana morfološka tipologija dolcev. Knjiga se posveča genezi dolca. To je poligenetska konvergentna reliefna oblika, torej lahko nastane na različni kamninski podlagi in v različnih razmerah s povsem različnimi geomorfnimi procesi. S kvalitativnimi metodami, na primer geomorfološkim kartiranjem, in kvantitativnimi metodami, na primer datiranjem, so bili dokazani intenzivni sodobni ali polpretekli geomorfni procesi. Vrednotenje rezultatov z geoelektričnimi raziskavami je potrdilo tezo o pomenu recentnih geomorfnih procesov.

KLJUČNE BESEDE

geomorfologija, geomorfni procesi, reliefne oblike, dolec, meritev električne upornosti, ^{14}C datiranje, dolomit, Slovenija

ABSTRACT**Dell as a characteristic form of dolomite relief**

In this book a dell, a characteristic relief form in Slovenian dolomite regions, is described. A dell is a trough-shaped valley or a flat floored small valley on dolomite areas. The chapter about basic characteristics of dolomite relief and basic characteristics of trough-shaped valleys is followed by extensive chapter about morphological characteristics of a trough-shaped valleys, with special regard to dell longitudinal section analysis. Based on that the morphological typology of trough-shaped valleys is stated. The book also deals with the dell genesis. Trough-shaped valleys are polygenetic convergent relief forms as they may exist on different bedrock and are shaped by different geomorphic processes. Recent intensive geomorphic processes have been proved by qualitative (geomorphological mapping) and quantitative (absolute dating) methods. The assumption of the importance of recent geomorphic processes was confirmed by geoelectrical measurements as well.

KEY WORDS

geomorphology, geomorphic processes, relief forms, dell, ^{14}C dating, electric resistance measurement, dolomite, Slovenija

VSEBINA

PREDGOVOR	8
UVOD	9
1 DOLOMITNI RELIEF V SLOVENIJI	11
1.1 DOLEC – RELIEFNA OBLIKA NA DOLOMITU	13
1.2 DOLEC V TUJIH JEZIKIH	14
2 OBMOČJA Z DOLCI	16
2.1 ŽIBRŠE	20
2.2 SELO	20
2.3 METNAJ, STIŠKI POTOK IN POLJANE	23
2.4 RAKITNA	28
2.5 POGLAVITNE ZNAČILNOSTI RELIEFA PREUČEVANIH OBMOČIJ	28
3 MORFOLOŠKE ZNAČILNOSTI DOLCA	31
3.1 HIPSOMETRIČNA KRIVULJA	31
3.2 GRAFIČNO IN RAČUNSKO DOLOČANJE ZNAČILNIH NAKLONOV	31
3.2.1 DOLCI V ŽIBRŠAH	35
3.2.2 DOLCI NA RAKITNI	36
3.2.3 DOLCI V SELU PRI POLHOVEM GRADCU	37
3.2.4 DOLCI NA POLJANAH PRI STIČNI	37
3.2.5 DOLCI PRI METNAJU	37
3.3 ANALIZA FREKVENČNE RAZPOREDITVE NAKLONOV	37
3.4 RAZVRŠČANJE DOLCEV V SKUPINE PO RAZLIČNIH PARAMETRIH	42
3.5 UKRIVLJENOST DOLCA	51
3.6 GENETSKA OPREDELITEV NAKLONOV	60
3.6.1 NAKLONSKI RAZRED POD 2°	60
3.6.2 NAKLONSKI RAZRED 2,0–6,9°	60
3.6.3 NAKLONSKI RAZRED 7,0–11,9°	60
3.6.4 NAKLONSKI RAZRED 13,0–19,9°	61
3.6.5 NAKLONSKI RAZRED 20,0–33,9°	62
3.6.6 NAKLONSKI RAZRED 34,0–44,9°	62
3.6.7 NAKLONSKI RAZRED NAD 45,0° OZIROMA NAD 55°	62
3.7 ANALIZA NAKLONSKIH PRAGOV	63
3.8 RAZMERJE MED NAKLONOM IN GEOMORFNIMI PROCESI – TERMODINAMIČNO RAVNOVESJE	64
3.9 TEORIJA KAOSA IN GEOMORFOLOGIJA	70
3.9.1 TEMELJNE PREDPOSTAVKE TEORIJE KAOSA	72
3.10 GEOGRAFSKE PARADIGME O RAZVOJU RELIEFA	75
3.10.1 VPLIV EROZIJE NA OBLIKOVANJE POBOČIJ	77
3.11 ANALIZA ELEKTRIČNE UPORNOSTI GRADIVA V DNU DOLCEV	79
3.11.1 METODA	81
3.11.2 MERITVE ELEKTRIČNE UPORNOSTI	83
4 GENEZA DOLCA	88
4.1 PERIGLACIALNA GEOMORFOLOGIJA	88
4.1.1 PERIGLACIALNI DOLEC	89
4.1.2 PERIGLACIALNA IN DOLOMITNA OBMOČJA V SLOVENIJI	96



4.2	POGLAVITNI GEOMORFNI PROCESI V DOLCU	101
4.2.1	PREPEREVANJE	101
4.2.2	DENUDACIJA	103
4.2.3	POLZENJE	105
4.2.4	EROZIJA	107
4.2.5	KOROZIJA	108
4.2.6	AKUMULACIJA	112
4.2.7	PODZEMSKO SPIRANJE PREPERELINE IN DROBIRJA	113
4.2.8	RECENTNO PREOBLIKOVANJE DOLCEV	114
4.2.9	RAZVOJ DOLOMITNEGA RELIEFA IN PRETAKANJE VODE	115
5	DATIRANJE KOT METODA ZA DOLOČANJE INTENZIVNOSTI GEOMORFNIH PROCESOV	122
5.1	METODE DATIRANJA	122
5.2	NAJDIŠČE LESA IN REZULTATI ¹⁴ C ANALIZE	122
5.3	MOŽNI VZROKI NASTANKA NANOSA	127
5.3.1	ZASUTJE KOT DELO ČLOVEKA	127
5.3.2	HLADNA PREDHOLOCENSKA ALI HOLOCENSKA OBDOBJA (MALA LEDENA DOBA)	128
5.3.3	ANALIZA USMEREJNOSTI KAMNINSKIH DELCEV IN INTERPRETACIJA PREMIKANJA GRADIVA	131
5.3.4	HIPOTEZA O NASTANKU NANOSA NAD FOSILNO PRSTJO	132
6	RAZPRAVA IN SKLEP	135
7	SEZNAM VIROV IN LITERATURE	145
8	SEZNAM SLIK	155
9	SEZNAM PREGLEDNIC	162
10	PRILOGA	164
11	SUMMARY	170

PREDGOVOR

Dojemanje časa v geomorfologiji zahteva od človeka izjemne napore, saj je razkorak med nekaj desetletji človeškega življenja in tisočletji kot temeljno enoto geomorfološkega časa ogromen, težko razumljiv in še težje viden v pokrajini. Velika klimatska nihanja in tektonski premiki v toku časa sprožajo nastajanje vedno novih reliefnih oblik, ki se začenjajo in izoblikujejo na predhodnih generacijah oblik iz nekih drugih, bolj ali manj drugačnih časovnih obdobj. To ustvarja navidezno kaotične razmere v konkretni pokrajini in potrebno je veliko znanstvene radovednosti ter prizadevnosti, da se dokopljemo do sprejemljivih razlag izoblikovanosti površja in, kar je še težje, do tehtnih argumentov o načinih in intenzivnosti delovanja preteklih in sedanjih geomorfnih procesov. Dodatne težave povzroča še součinkovanje najrazličnejših geomorfnih procesov na istem prostoru in v istem času, enkrat usmerjeno v 'enotna prizadevanja' za ustvarjanje skupnih oblik, drugič v izrazito 'konfrontacijo', ko eni procesi v hitrih zamahih sproti uničujejo, kar drugi ustvarjajo v drobnih, dobesedno vsakodnevnih korakih.

Površje na dolomitnih kamninah je specifičen primer prepletanja in součinkovanja dveh velikih skupin geomorfnih procesov: denudacijskih in fluvialnih procesov, povezanih s površinskim in deloma podpovršinskim odtekanjem padavinske vode, ter kraške korozije v bolj ali manj topnih karbonatnih kamninah. Že v preteklosti so nekateri avtorji ugotavljali, da bi lahko bili ravno dolci, zelo pogosta, vendar ne posebno markantna oblika dolomitnega površja, ključno za razumevanje preteklega in sedanjega razvoja tega površja, saj pri njihovem nastajanju sodelujeta obe omenjeni skupini geomorfnih procesov.

Avtor monografije se je v okviru podiplomskega študija zelo poglobljeno lotil prav preučevanja dolcev z namenom, da ugotovi njihove temeljne morfometrične in morfodinamične značilnosti, potrebne za preverjanje izhodiščne hipoteze: ali so dolci recentne reliefne oblike ali so rezultat drugačnih podnebnih razmer v pleistocenu. Ugotovitev, da so dolci sicer nastajali tudi v hladnejši preteklosti, da pa so dokazano tudi rezultat součinkovanja recentnih geomorfnih procesov, je zelo pomembna v širšem kontekstu nadaljnjega razvoja slovenske geomorfologije, saj so tovrstna morfodinamična in morfogenetska preučevanja v skladu s prevladujočimi trendi v mednarodnih geomorfoloških krogih. Samo želimo si lahko, da bi rezultati poglobljenega preučevanja dolcev, predstavljeni v tej knjigi, spodbudili nova raziskovanja zapletenega, vendar izzivalno privlačnega današnjega geomorfnega dogajanja, predvsem pa da bi si lahko s pomočjo novih raziskovalnih metod zastavljali nova in nova vprašanja o skrivnostnem svetu okoli nas.

Karel Natek

UVOD

V slovenski geomorfološki literaturi je malo znanstvenih in strokovnih del o dolomitnem površju, čeprav ta kamnina prekriva približno 2500 km² ali dobro desetino državnega ozemlja.

Dolci so zanimiva reliefna oblika: dolomit je kot karbonatna kamnina podvržen zakrasevanju, pa tudi denudacijsko-erozijskim procesom (Zogović 1966; Komac B. 2004). Dolomitni relief z dolci obsega približno 177 km² (Gabrovec 1994; 1995a).

Ime dolec izhaja iz izraza dol, dolina. Toda dolec se od doline razlikuje, saj kljub dolinasti zasnovi v njem ni stalnega površinskega vodnega toka.

Dolec so v geomorfološki literaturi že večkrat opisali (Gams 1968; Gams in Natek 1981; Gams, Natek in Černe 1981; Gabrovec 1994), redko pa so se spuščali v njegovo genezo. Iz definicije dolca (angl.: *a dell*) v Geomorfološki enciklopediji izhaja, da je relief z dolci na dolomitu nastal pretežno v hladnem podnebju (Fairbridge 1968). Dolcu podobne reliefne oblike niso značilne le za dolomitno površje, pogoste so na granitu, apnencu, kredi, peščenjaku, laporovcu, puhlici, prodnih terasah ali glini. Dolci na dolomitu se razlikujejo od periglacialnih dolcev, ki so nastali na različnih kamninah, in jih v tujini opredeljujejo z angleškim izrazom *dell* ali nemškim izrazom *die Delle* (Tuckfield 1986; Pécsi 1989).

Po nekaterih znakih pa sklepam, da je dolec recentna reliefna oblika, ki nastaja tudi v geomorfološki sodobnosti (Komac 2003a; 2003b), številna vprašanja glede geneze dolca pa so še odprta. Izkazalo se je, da je dolec ključna za razumevanje (sub)recentnega geomorfnega razvoja površja na dolomitu zaradi specifičnosti dolomitnega površja, zlasti zaradi zakrasevanja in denudacijsko-erozijskih procesov. Na podlagi teh ugotovitev bo zato mogoče sklepati tudi na intenzivnost geomorfnih procesov na do sedaj malo preučenem rečnem ali fluvialnem reliefu.

Teoretske predpostavke sem preverjal z opazovanji in meritvami na terenu ter na ta način nadaljeval že začete raziskave (Komac 2003a). Posvetil sem se prostorski razširjenosti dolcev na izbranih območjih v povezavi z reliefnimi, litološkimi, strukturnimi in drugimi dejavniki, izmeril in analiziral vzdolžne in prečne prereze ter naklone dna dolca primerjal z rezultati morfološke analize okoliškega površja. Izbrane dolce in njihovo okolico sem geomorfološko in geološko-strukturno kartiral in ugotovil navezanost dolcev na prelomne geološke strukture (Komac 2003b). Raziskave sem omejil na ozemlje Republike Slovenije, saj je dolomitno površje pri nas raznoliko in razvito v velikem številu litoloških tipov. Raznolikost dolomitnih območij povečujejo tektonska pretrtost in številni litološki prehodi med dolomitom in apnencem ter dolomitom in laporovcem ali glinavcem.

Veliko pozornost sem posvetil preučevanju drobne izoblikovanosti površja, pokazatelju recentne morfodinamike. Preučil sem vpetost dolcev v geomorfn sistem. Pri delu sem si pomagal s petindvajsetmetrskim digitalnim modelom višin, tako imenovanim interferometričnim radarskim digitalnim modelom višin InSAR DMV 25 (Oštir in ostali 2000) in s programskimi paketi *Idrisi* (2005), *TAS* (Lindsay 2002), *OxCal* (2005) in *StereoNett* (Duyster 1998). Raziskave sem dopolnil z geoelektričnimi meritvami in radioogljikovo analizo starosti nanosa dolomitnega drobirja.

Odgovoriti sem želel zlasti na naslednji vprašanji:

- vprašanje opredelitve (Pojmovanje dolca kot periglacialne reliefne oblike je v tujini drugačno od pojmovanja dolca na dolomitnem površju pri nas. Vprašanje je, ali so po obliki podobne tvorbe na različnih kamninah res enakega nastanka ali gre le za konvergentni razvoj?) in
- vprašanje geneze (S katerimi geomorfnimi procesi in v kakšnih razmerah nastajajo na različnih kamninah podobne reliefne oblike? Ali potekajo na dolomitnem površju specifični geomorfn procesi oziroma ali se dolec razlikuje od ustrezne periglacialne reliefne oblike?).

Odgovore sem iskal v dveh smereh, saj enake reliefne oblike nastanejo z različnimi geomorfnimi procesi, isti geomorfn proces pa v drugačnih razmerah vodi k nastanku različnih reliefnih oblik. Eno od temeljnih vprašanj je, ali gre v primeru dolomitnega reliefa z dolci za divergentni ali za konvergentni razvoj. Do konvergence ali pojave, pri katerem različni vzroki privedejo do enakih učinkov, pride zaradi različnih razlogov. Rečne terase na primer nastanejo zaradi podnebnih sprememb, spremembe erozijske

baze, tektonike ali spremembe rabe tal. Pri divergentnem razvoju podobni vzroki in procesi vodijo do različnih učinkov v pokrajini (Schumm 1991, 59–66).

Fosilna reliefna oblika se v današnjih razmerah lahko razvija v isti smeri kot v preteklih fazah razvoja, pri čemer danes podobne reliefne oblike ustvarijo tudi drugi geomorfni procesi kot v preteklosti. Lahko pa v sedanjih razmerah potekajo povsem drugačni geomorfni procesi, ki fosilno reliefno obliko močno spremenijo.

Po nekaterih dosedanjih raziskavah je dolec nastal v periglacialnih razmerah. To je tudi hipoteza, ki sem jo poskušal ovreči. Delovna hipoteza je, da so dolci na dolomitnem reliefu rezultat delovanja recentnih geomorfnih procesov. Dolec je namreč pogost na dolomitnih in dolomitiziranih apnencih, pa tudi na drugih kamninah na periglacialnih območjih, kjer nastaja s sufozijo (Geografija 2001, 534). Dolcu podobne majhne doline s ploskim dnom nastajajo tudi v terciarnem gričevju vzhodne Slovenije z usadi.

Relief z dolci je rezultat nenehnega součinkovanja geomorfnih procesov na reliefno, kamninsko, hidrogeografsko in geološko močno spremenljivi dolomitni podlagi. Na vprašanja sem odgovoril z detajlno analizo prvin pokrajine, ki so pomembne za geomorfologijo.

Izkazalo se je, da je dolec na dolomitnem površju zaradi podvrženosti koroziji, pretrtosti in zrnivosti kamnine doživel drugačen razvoj kot na drugih kamninah. Na položnem dolomitnem reliefu je pomembna korozija, na strmih dolomitnih pobočjih s plitvo prstjo pa prevladata denudacija in erozija (Habič 1968).

V raziskavi sem se oprl na različne paradigme, znane v geomorfološki literaturi. Z njihovo celovito obravnavo in primerjavo sem prišel do novih in uporabnih rezultatov. Med pomembnejšimi pristopi so splošna sistemska teorija (Strahler 1992), teorija nelinearnih sistemov (Phillips 1999), klimatska geomorfologija (Büdel 1977), tektonska geomorfologija (Čar 2001), rečna ali fluvialna geomorfologija (Summerfield 1996) ter kraška geomorfologija (Habič 1968).

1 DOLOMITNI RELIEF V SLOVENIJI

Dolec (Gabrovec 1994, 1996a; Komac 2003a; 2003b) oziroma dolek (Gams 1968; Gams in Natek 1981, 23; Gams, Natek in Černe 1981; Gams 2003) ali dolič (Geografija 2001, 69) je značilna oblika dolomitnega reliefa.

Dolomit je sedimentna karbonatna kamnina, dvojna sol magnezijevega karbonata ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) in kalcijevega karbonata (CaCO_3), ki sta v razmerju 45,72 % : 54,28 %.

Čisti apnenec vsebuje 56,0 % CaO in 44,0 % CO_2 , dolomit pa vsebuje poleg 30,41 % CaO in 47,74 % CO_2 še 21,85 % MgO. Razmerje med magnezijevi in kalcijevimi ioni znaša v utežnih merah 1 : 3,14. Običajno je v dolomitu nekaj več kalcijevih kot dolomitnih ionov, saj v kristalnih plasteh kalcijevi ioni pogosto zamenjajo magnezijeve. Dolomit ima specifično težo 2,8–2,9 g/cm³ in je s trdoto 3,4–4 nekoliko trši mineral kot kalcit. Dolomit kristalizira v trigonalni rombični singoniji, kar pomeni, da ima tri različne osi s tremi simetrijskimi ploskvami ter eno trištevno in tri dvoštevne osi. Kamnina je tudi poroznejša od apnenca (Bosse in ostali. 1996; Ford in Williams 1996; Gregorač 1995; Ogorelec in Rothe 1992).

Dolomiti vsebujejo poleg kalcijevega in magnezijevega karbonata tudi druge snovi: kalcit, sljudo, anhidrit, okside, kemične elemente (Pb, Fe, Mn, Na, Sr), minerale glin (kaolinit, montmorillonit, illit), kremen in bituminozne snovi. Železovi ioni zaradi podobne velikosti pogosto nadomestijo kalcijeve in magnezijeve ione v kristalni strukturi dolomita. Zato ima dolomit pogosto več železa kot kalcit in je rdečkaste, pa tudi bele, sive, rumenkaste, rjave ali rožnate barve. Barva se spremeni ob oksidaciji dvovalentnega železa (Fe^{2+}) v trovalentno (Fe^{3+}). Gregoričeva (1964, 55) je za dolomite na ozemlju med Škofljico in Grosupljem ugotovila, da vsebujejo 1,62–7,35 % netopnega ostanka oziroma povprečno 2,41 %.

Dolomit najpogosteje nastane iz apnenca z dolomitizacijo. Večina dolomita na Slovenskem je nastala s poznodiagenetsko dolomitizacijo, ki poteka po sedimentaciji in lahko obsega velike površine (Gams 1974, 75). V zgodnji diagenetskih dolomitih se ohranijo vse teksture, poznodiagenetski dolomiti pa so kristalasti, gosti in imajo zelo majhno efektivno poroznost. Dolomitni kristali so veliki do 100 µm, prvotna tekstura kamnine je povsem zabrisana.

Kemična formula nastanka dolomita je $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2(\text{CO}_3^{2-}) \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ za nastanek primarnega dolomita in $2\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$ za drugotno dolomitizacijo oziroma dolomitizacijo apnenca v današnjih razmerah (Lapidus in Winstanley 1990; Ogorelec in Rothe 1992; Bosse in ostali 1996).

Dolomit lahko klasificiramo genetsko ali pa glede na mineralno strukturo. Genetska klasifikacija razlikuje apnenec, dolomitizirani apnenec in dolomit. Večina dolomita na Slovenskem spada med »dolomitizirane

Preglednica 1: Genetska klasifikacija karbonatnih kamnin glede na stopnjo dolomitizacije in delež glinastih primesi (Zogović 1966, 15–16; Rauch in White 1977, 390).

	delež kalcita	delež dolomita
apnenec	0–25	75–100
dolomitizirani apnenec	25–50	50–75
apneniški dolomit	50–75	25–50
dolomit	75–100	0–25

	delež laporastih oziroma glinastih primesi	delež karbonata (dolomita)
dolomit	0–20	80–100
dolomitni laporovec	20–40	60–80
dolomitno-glinasti laporovec	40–60	40–60
dolomitna glina	60–80	20–40
glina	80–100	0–20

apnence« oziroma »apneniške dolomite«. »Čisti dolomit« v tej klasifikaciji pomeni kamnino, ki je kot dolomit že nastala. S strukturno klasifikacijo vrsto kamnine opredelimo glede mineralno zgradbo oziroma delež kalcitnih in dolomitnih mineralov. Izraz »dolomitni apnenec«, ki označuje strukturo, moramo razlikovati od izraza »dolomitizirani apnenec«, ki označuje genezo.

V Dinaridih, ki obsegajo tudi južno Slovenijo, so dolomiti pogosti. Od 150 vzorcev je bilo 4/10 vzorcev dolomita, v ostalih 6/10 pa je šlo za različne prehode med apnencem in dolomitom. Več kot 3/4 vzorcev je pripadalo dolomitu in dolomitiziranemu apnencu (Zogovič 1966, 28).

Preglednica 2: Strukturna klasifikacija karbonatnih kamnin glede na razmerje med kalcitom in dolomitom (prirejeno po: Zogovič 1966, 28).

	vsebnost $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ v %	vsebnost CaCO_3 v %	število vzorcev	delež vzorcev
dolomit	95–100	0–5	58	38,41
dolomit z nizko vsebnostjo kalcita	75–95	5–25	59	39,07
apneniški dolomit	50–75	25–50	21	13,91
dolomitni apnenec	25–50	50–75	8	5,30
slabo dolomitni apnenec	5–25	75–100	5	3,31

Glede na litološke značilnosti poznamo več vrst dolomita. Kristalni dolomit je zelo pogost. Sestavljajo ga romboedrični kristali z majhno količino cementne mase in mozaično kristalno strukturo, kjer se kristali prilegajo drug drugemu. V oolitnem dolomitu so okrogli ali elipsoidni ooliti velikosti 0,75–1 mm povezani z drobnostnim cementom. Poznamo tudi dolomit s singenetsko reliktno strukturo, organogeni dolomit, dolomit z epigenetsko inkrustacijsko strukturo (Zogovič 1966, 17). Posebna skupina so prelomne kamnine, ki nastajajo na dolomitu, kot so kataklastična glina, milonitna moka, milonitni drob in milonitna breča (Lapanje 2000, 32).

Dolomit je na Slovenskem pogosta kamnina. Skupaj z apnencem obsegata skoraj polovico državnega ozemlja. Gams (1974) je ocenil, da dolomitna ozemlja obsegajo okrog 8 % slovenskega ozemlja oziroma 1600 km². Kot drugje ocenjuje Gams (1983), je površina dolomitnih ozemelj morda celo nekoliko večja (14,4 %). Novejša raziskava Gabrovca (1994) kaže, da dolomit prekriva 2500 km² ali 11,7 % državnega ozemlja. Razlike v ocenah so posledica metodoloških razlik, pestre geološke sestave ozemelj, kjer se dolomit in apnenec menjavata na zelo kratke razdalje ter številnih sedimentoloških prehodov med dolomitom, apnencem, laporjem in drugimi kamninami. Na nekaterih območjih se dolomit težko loči od apnenca, ker je dolomitizacija potekala v ozkih pasovih. Prehodi med obema kamninama so jasnejši v smeri plastovitosti kot pa horizontalno.

V Sloveniji so približno tri četrtine površja v nadmorskih višinah pod 500 m. Obenem je v teh višinah kar 95 % dolomitnega ozemlja. Tudi povprečni nakloni površja so višji za celotno slovensko ozemlje kot za dolomitna območja (7° : 1°). V naklonskem razredu 0–10° je 70 % državnega ozemlja in 95 % dolomitnih ozemelj, v naklonskem razredu 10–20° pa je 16 % državnega ozemlja in 3 % dolomitnih ozemelj.

Dolomit se pojavlja praktično v vseh geoloških obdobjih, vendar je zaradi specifičnih sedimentacijskih razmer v nekaterih obdobjih pogostejši kot v drugih. Najpogostejša srednjetriasni in zgornjetriasni dolomit. Krednega in jurskega dolomita je na Slovenskem manj in sta pogosta na Dolenjskem, Notranjskem in Primorskem. Dolomit v jugozahodni, južni in jugovzhodni Sloveniji pripada tako imenovanemu območju dinarskega dolomita, kot ga je poimenoval Zogovič (1966), in se razteza od Bosne in Hercegovine prek Karlovca do Novega mesta (Škerlj in ostali 1975).

Glede na stratigrafsko lego razlikujemo dvanajst poglavitnih tipov dolomita in sicer srednjeperski dolomit, plastovit zgornjeperski dolomit, spodnjetriasni drobnostni in skladovit skitijski dolomit, spodnjetriasni masiven anizijski dolomit, spodnjetriasni zgornjeladinski dolomit, zgornjetriasni karnijski dolomit,

masiven dolomit cordevolske podstopnje karnija, plastovit dolomit julske in tuvalske podstopnje karnija, zgornjetriasni glavni dolomit, zgornjetriasni skladovit baški dolomit, jurski zrnat dolomit ter kredni bituminozen in zrnat dolomit. Poleg omenjenih najdemo na Slovenskem še dolomit iz permokarbonskega oziroma karbonskega, prodniki in delci iz starejših dolomitov pa se pojavljajo tudi v oligocenskih konglomeratih in miocenskih sedimentih ter kvartarnih nanosih.

Gabrovec (1995b, 224) je izračunal, da je delež dolomitnih območij v Sloveniji največji na dinarskem krasu (20 %), sledijo alpske in predalpske pokrajine (15 %). V subpanonski Sloveniji in na Primorskem je 5 % dolomitnih površin, v Ljubljanski kotlini pa preostala 2 %. Ker so dolomitna območja na površini manj skalnata od apnenčastih, so bolj primerna za kmetijsko obdelavo. Na dolomitu so njive pogostejše kot na apnencu, prav tako travniki, na apnenčastih območjih pa so pogostejši pašniki. Tudi gozd je na dolomitu pogostejši kot na apnencu. V dnu dolcev so bile v preteklosti zaradi debelejših prsti pogoste njive, na pobočjih pa travniki, ki se danes zaraščajo. Površine, ki se zaraščajo, obsegajo večji delež dolomitnih kot apnenčastih površin. Leta 1994 je bilo na dolomitnih območjih v Sloveniji 55,78 % gozdov, 20,29 % travnikov, 9,97 % njiv, manj pa sadovnjakov (1,19 %) in vinogradov (0,60 %). Preostali delež so obsegala močvirja (0,01 %) in nerodovitne površine (3,76 %); (Gabrovec in Kladnik 1997, 40; Urbanc 2002; Petek 2005).

1.1 DOLEC – RELIEFNA OBLIKA NA DOLOMITU

Po Slovenski kraški terminologiji (1973, 5) je dolek »... *plitva, do nekaj metrov globoka odprta suha dolinica, navadno v smeri največje strmine na pobočju, pogosta zlasti na dolomitih in dolomitiziranih apnencih* ...«

Je majhna reliefna oblika, podobna plitvi in podolgovati ter ozki in globoki suhi dolinici. Ima konkaven prečni prerez in strma pobočja. Običajno poteka v smeri največje strmine. Zgoraj se začne s plitvo vdolbino, je ozek in plitev, navzdol se širi in pogloblja. Ponekod je usmerjen prečno na pobočje zaradi navezanosti na tektonske linije ali na ostanke starega drenažnega omrežja (Mihevc 1986, 211–212; Komac 2003a, 91). Dolec je običajno samostojna reliefna oblika, ki obsega del pobočja, ali pa je z drugimi povezan v razvejen, dendritični sistem.

Je brez stalnega površinskega vodnega toka, zato ga Gams in Natek (1981, 23) opredelita kot fluviokraško reliefno obliko. Po tem ga tudi razlikujemo od dolinic ali grap, za katere je značilen občasni ali stalni površinski vodni tok (Gams 1968, 81). Dolci so pogosti v povirjih in na robu planot (Goudie 2004, 237–238), kjer se »... *navadno poglobljajo v pobočje nad izviri potokov* ...« (Gams in Natek 1981, 23). Navzdol se prevesijo v grapo s stalnim vodnim tokom ali pa se iztečejo v ravnini, preidejo v kraški dol ali vrtačo.

Na strmih pobočjih je dolec kratek in plitev, na položnem pa dolg in globok. Dno je mokrotno, v njem rastejo vlagoljubne rastline, saj se v njem nabira gradivo, ki pada s pobočij.

Ponekod so zaradi razlik v trdnosti podlage, litoloških ali strukturnih razlik ali razlik v intenzivnosti geomorfnih procesov v dnu dolca konveksni pregibi (Mihevc 1986; Komac 2003b).

Izraz dolek za reliefno obliko na dolomitu je v slovensko geomorfološko literaturo uvedel Gams (1968, 81). Povzel ga je po Badjuri (1953, 205), ki navaja sinonime dolič, dolec, podolnica, dolinka, dolček. Izraza dolica in dolača povzema po Pleteršniku. Dolec ima poleg že opisanega še en pomen: v ljudski govorici pomeni reliefno obliko v visokogorskih pokrajinah, to je konto ali krnico (nem.: *Hockhar*) oziroma »... *globoko pusto dnjačo podolgaste zaokrožene oblike* ...« (Badjura 1953, 206). Po SSKJ je dolek alpinistični izraz, ki pomeni »... *raven ali rahlo nagnjen svet, ki je na eni strani odprt proti še nižji dolini* ...« Za geomorfološko rabo je definicija preširoka, saj ne opiše njegove velikosti. Izraz so v geomorfološki literaturi uporabili še Gams in Natek (1981), Gams, Natek in Černe (1981), Mihevc (1986) in Gams (2003). Na geomorfološki karti okolice Litije je izraz kraški dolek (Gams in Natek 1981; Gams, Natek in Černe 1981).

Beseda dolec je pomanjševalnica besede dol, ki je po SSKJ starinski izraz za dolino, po Slovenski kraški terminologiji (1973, 5) pa so doli »... *različne površinske vdolbine* ...« Približno 30–50 metrov

globoke in 500–1000 metrov velike globeli iz triasnega apnenca in dolomita v osredju Krškega hribov-je imenujejo doli (Habič 1983, 13). Na Krasu dol pomeni udornico.

Dolec pomeni po SSKJ majhno dolino, enako dolinica. Izraz dolec na Notranjskem pomeni udornico. Iz njega izhajajo krajevna imena v okolici Stične, to so Dovc, Udovc, V dolcu (Gabrovec 1994, 7).

Izrazoslovje niti v strokovni literaturi niti v splošni rabi v različnih slovenskih pokrajinah ni enotno. Gabrovec (1996a) je na podlagi dosedanje rabe imen v geomorfološki literaturi predlagal uporabo izraza dolec za značilno reliefno obliko na dolomitu in tej rabi se pridružujem.

Po SSKJ je izrazu dolec enakovreden izraz dolinka (kraška dolinka), ki po Habiču (1968) pomeni dolec ali večjo suho dolino. V notranjskem dialektu je dolinka obdelana vrtača in pomanjševalnica za vrtačo, to je vrtačica. Po leksikonu Geografija (2001, 69) se za to reliefno obliko uporablja tudi izraz dolič, ki po SSKJ pomeni »... *majhno dolino, zlasti v gorah* ...«

Slovenski izrazi dolina, dol, dolinka in dolec, razlikujejo reliefne oblike le po velikosti, čeprav gre lahko za genetsko povsem različne oblike. Pri rabi omenjenih izrazov je potrebna previdnost, saj jih je v praksi težko razlikovati. Po velikosti jih lahko razvrstimo od največje do najmanjše:

- dolina;
- podolje ali niz dolov in manjša podolnica;
- dol ali manjša dolina oziroma kotanja in še manjša dolica;
- dolinka ali manjša dolina na pobočju;
- dolec ali dolek, to je kratka dolina na pobočju brez stalnega vodnega toka, in manjši dolček;
- dolič ali majhna dolina v gorah.

Genetska razvrstitev reliefnih oblik je glede na izrazoslovje nemogoča, saj so številne od njih poligenetske.

V Sloveniji so občna imena dolec, dolek ter dol in dolina velikokrat uporabljena kot toponim, ledinsko ime ali ime domačije. Navajam nekaj primerov z dolomitnih ozemelj. Območje z dolci v Žibršah pri kmetiji Tumle, je imenovano Doline. Južno od Rovt je pri kmetijah Dolenc in Dolčan značilno ledinsko ime razčlenjenega pobočja V dolu, nad njim pa je vrh, imenovan Dovc. Območje pri Preski nad Kostrevnico se imenuje Dol, drugo pa V dolini. Med Cerovico in Lupinico so značilna ledinska imena Dovc, Dolne in V dolini. Severozahodno od Poljan pri Stični sta Dula in Dolček. Pri vasi Belčji Vrh je ledinsko ime Dovc. Južno od Metnaja je pri zaselku Potok ledinsko ime Dovc. Za strma razjedena pobočja v pretrtem dolomitu, so pogoste resave. Od tod značilni imeni Resje ali Resenik. V Registru zemljepisnih imen (Register 2005) je zabeleženih 2262 imen s črkovno zvezo »dol«, 1586 imen s črkovno zvezo »Dol«, 13 imen s črkovno zvezo »dula«, 58 imen s črkovno zvezo »Dula«, 62 imen s črkovno zvezo »dovc« in 61 imen s črkovno zvezo »Dovc«. Beseda »dolec« je v registru omenjena 12 krat.

1.2 DOLEC V TUJIH JEZIKIH

V slovenskem jeziku pogosto nimamo ustreznih izrazov, s katerimi bi opisali tuje izraze, zlasti ker imajo nekateri od njih genetsko konotacijo in označujejo reliefne oblike, ki so povsem različne od dolca. Zato moramo primerljive tuje izraze uporabljati previdno. Izrazi povečini opisujejo reliefne oblike, nastale s periglacialnimi procesi, na primer denudacijo, soliflukcijo in pobočnimi procesi v ožjem pomenu besede.

Nemški ustreznik izraza dolec *die Delle* pomeni »... *kotanjasto, plitvo depresijo brez stalno tekoče vode, ... ki deluje kot zbiralec vode in usmerja denudacijo oziroma erozijo. V njej pogosto potekajo pobočni procesi, na primer polzenje* ...« (Lesser in ostali 1984, 117).

Pécsi (1964) imenuje pobočne procese v periglacialnem okolju derazijski. Mišljena je erozija, dežna erozija, površinsko spiranje, soliflukcija in delovanje snežnice ali pluvionivacija (Pécsi 1996, 47). Z derazijskim procesi nastanejo poleg derazijskih dolin še derazijska slemena, terase in reliefne stopnje, v sipkih ali nevezanih kamninah in sedimenti ter na območjih z manj prepustno preperelo in pretrto kamnino pa tudi dolci (Csámer 2003).

Periglacialne dolce v angleškem jeziku imenujejo *dell*, *dry valley*, *derasional valley*, *corrasional valley* (Penck 1972; Pécsi 1966) v nemškem jeziku *die Delle* (Penck 1972), *die Tilke*, *das Muldentälchen* (Fairbridge 1968), v francoskem jeziku *delle*, *valleé en berceau*, to je obvisela dolina, *valleé de dérasion*, to je derazijska dolina, in *valleé séché*, to je suha dolina, podobna reliefna oblika pa je *valleé suspendée* (Pécsi 1966, 137–138). Na Madžarskem uporabljajo izraz derazijska dolina ali *deráziós völgy* (Mac 1969, 183), v hrvaškem jeziku pa je pogost izraz *vlaka* (Slovenska kraška terminologija 1973). V hrvaški Istri izraz *dolac* pomeni vrtačo.

Navodilo za izdelavo geomorfološke karte v merilu 1 : 100.000 izraz dolec prevaja kot *Delle* in ga razlikuje od strmih derazijskih dolin ter plitvih koritastih derazijskih dolin (Gams in ostali 1985, 21). Za opis dolcev na dolomitnem površju bi bilo verjetno bolje uporabljati nevtralna opisna angleška izraza, kot sta *trough-shaped valley* in *flat floored small valley* (D'Orefice in Graciotti 2005).

Dolcu podobna reliefna oblika je *dambo*, ki je značilen za subtropske pokrajine. Nastane v povirjih dolin in nizkem reliefu z biokemičnim preperevanjem. Dambo ima značilno majhen naklon dna (2°) in nastane z razširitvijo površinske rečne mreže (Goudie 2004, 220).

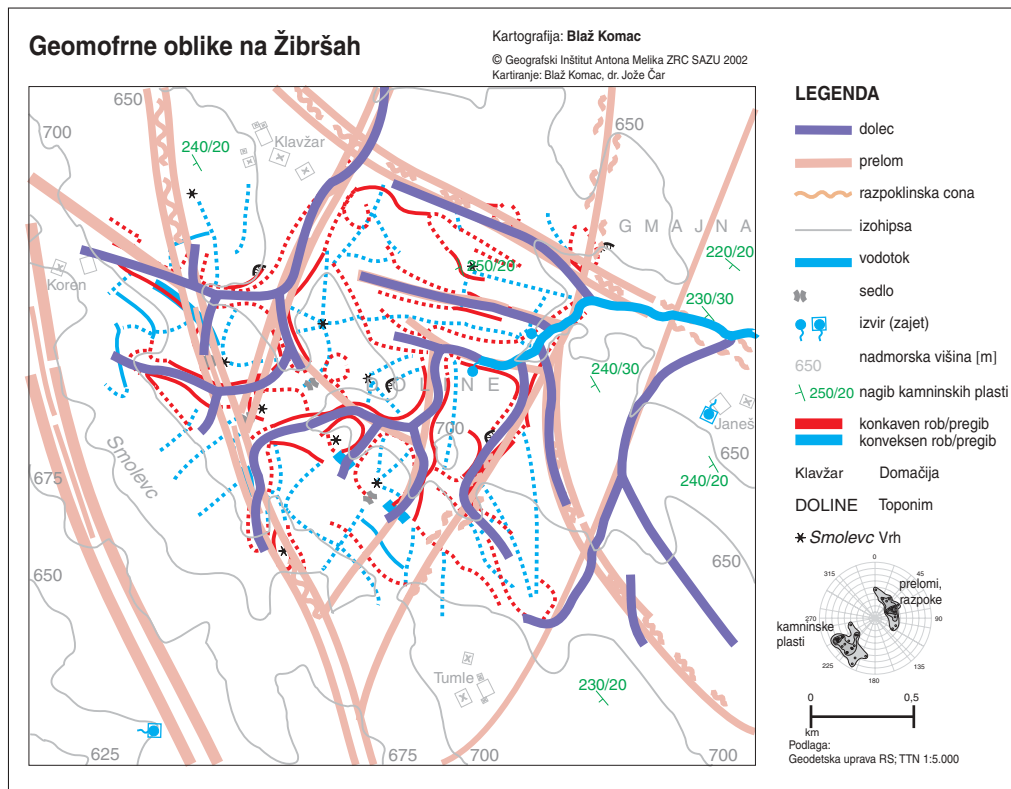
2 OBMOČJA Z DOLCI

V Sloveniji obsega relief, na katerem se vrtačast dolomitni svet prepleta s svetom z gladkimi pobočji in pobočji z dolci, približno 177 km² ozemlja (Gabrovec 1995a, 15). Za to je več razlogov, saj površje na dolomitu pogosto ni zakraselo in na njem nastajajo linearne reliefne oblike. Stalni površinski vodni tokovi pa so na dolomitnem površju zaradi kraškega značaja bolj izjema kot pravilo: primer so doline večjih rek, ki prečkajo dolomitna območja.

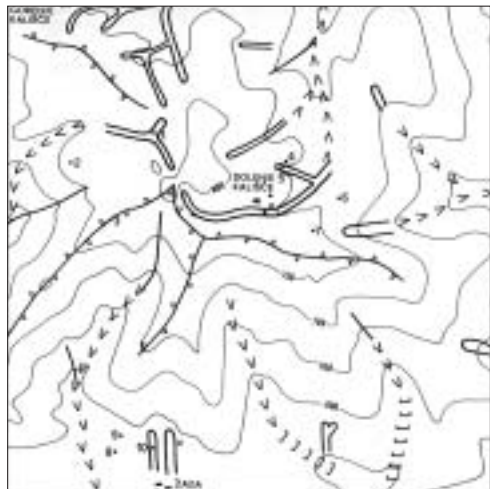
Dolci so zelo pogosti v dolini Mirne (47; v oklepajih so navedene strani iz: Topole 1998), v hribovju na območju Selc, Hudih Raven in Raven nad Šentrupertom, med Zgornjimi Mladetičami in Poljem pri Krmelju (35, 46). Dolci so poleg suhih dolin in amfiteatskih koncev dolin pogosti v Čateškem gričevju (16), Mirnskem gričevju (17), Trebanjskem in Šentrupertskega gričevju (19), Dolskem hribovju (26), Šentupertskega hribovju (27) ter Krmeljski kadunji (35).

Lep primer senožetnega dolca je ob poti iz Zalega Loga na Ratitovec (30; v oklepajih so navedene strani iz: Gabrovec 1994). V Polhograjskem hribovju so številni dolci lepo razviti v najvišjih predelih na strmih pobočjih z naklonom 25° v okolici Sela pri sveti Jederti in pri Gabršah (33).

Badjura (1953, 205) omenja številne dolce na glavnem dolomitu v Dolenjskem podolju med Grosupljem in Stično. Dolaste reliefne oblike razlikuje po velikosti od dolinke prek dolca do doliča. Kot primer dolinke izpostavlja »... košeninast viseč dolec npr. med Obolnim (776 m) in Blatarjem ...«, kot primer dolička pa »... košeninast tesnejši dolec med Goričico in Kovki (685 m) nad Metnajem ...« (37). Dolci so zelo pogosti v Rovtarskem hribovju (46), v valovitem planotastem reliefu iz cordevolskega dolomita



Slika 1: Dolci so pomembna reliefna oblika na Žibršah (Komac 2003a).



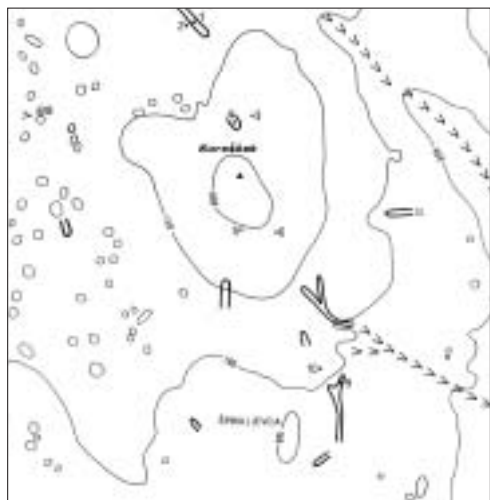
Slika 2: Geomorfološka skica Kališča
(Gabrovec 1994, 94).

v Turjaški pokrajini (57), značilni pa so tudi za Raduljsko hribovje, zlasti za območje med Štatenberško dolino in Češnjicami pri Trebelnem, kjer so dolci pogosti »... na gosto naseljenih prisojnih pobočjih ...« (52). Podrobno so bili geomorfološko kartirani dolci pri Selu v Polhograjskem hribovju (89), v okolici Kališča (93) in Kureščka v Krimsko-Mokrškem višavju (98). Položni in plitvi dolci razčlenjujejo površje Ravnika pri Logatcu in Žibrš (Mihevc 1979; Komac 2003a).

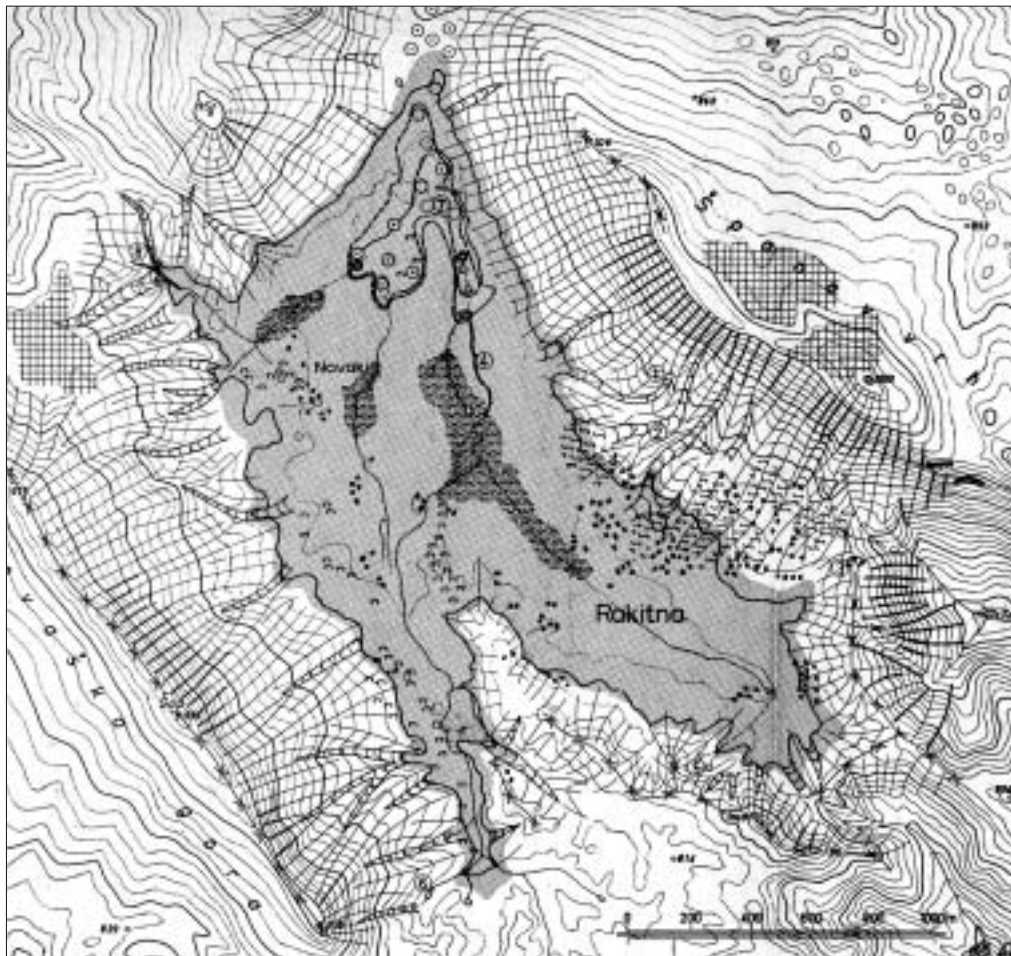
Dolci so pogosti na pobočjih z naklonom približno 20° v okolici Rakitne in Glinic. Na zemljevidu Rakitne, ki ga je v prvem opisu dolkov oziroma dolcev pri nas objavil Gams (1968), je vrisanih petnajst dolcev.

Dolec je pogosta reliefna oblika na dolomitnem površju v okolici Litije. Gams in Natek (1981, 23) uporabita izraz dolek oziroma kraški dolek in ga označita na geomorfološkem zemljevidu okolice Litije v merilu 1 : 100.000, vendar vsi dolci zaradi majhnosti niso vrisani.

V tujini literatura povečini opisuje periglacialne dolce. Pécsi (1996) je objavil geomorfološki zemljevid Madžarske, na katerem so vrisani tudi dolci. Pogosti so na jugozahodu Madžarske južno od Blatnega jezera in na severovzhodu države v Potisju. Videti je, da so te reliefne oblike veliko večje od



Slika 3: Geomorfološka skica Kureščka
(Gabrovec 1994, 98).



Slika 4: Dolci so na Rakitni na pobočjih Novaške gore in Županovega vrha. Puščica označuje enega od dolcev (Gams 1968, 80).

dolcev na dolomitnem površju pri nas. Dolci so tudi na skrajnih južnih obronkih Karpatov v Budimpešti. Starkel (1966) je opisal dolce v porečju reke San na jugovzhodnem Poljskem pri Rzeszówu. Mac (1969, 183) opisuje dolce na vzhodju gorovja Giurghiu-Harghita. V hribovju Somogy južno od Blatnega jezera so »... severna pobočja strma, južna pa prekriva debela plast puhlice, ki jo razčlenjujejo široki in plitvi dolci...« (Pécsi 1996, 52). Tuckfield (1986) je objavil študijo dolcev na območju New Forest v Hampshireju v Angliji, Young (1986) pa razpravo o geomorfološkem razvoju dolcev, v dnu katerih so na planoti Woronora v Novem južnem Walesu v Avstraliji nastala močvirja. Dolci so značilnost krednih pokrajin v Hertfordshireu, Wiltshireu in Hampshiru v Angliji (Sparks in Lewis 1957; Small 1964; Tuckfield 1986). Periglacialni dolci so značilni tudi za severno obrobje Alp, nastali so tudi na krednih apnencih.

Slika 5: Dolci so na dolomitnem površju v okolici Litije pogosta reliefna oblika. Na zemljevidu so dolci označeni s puščico (Gams in Natek 1981).



Za podrobnejšo preučitev sem izbral šest dolomitnih območij z dolci v Sloveniji, in sicer Žibrše v Rovtarskem hribovju (oznaki A in C), Selo v Polhograjskem hribovju (oznaka B), Metnaj v Posavskem hribovju (oznaka D), pobočje nad dolino Stiškega potoka v Posavskem hribovju (oznaka E), območje severno od Poljan pri Stični v Posavskem hribovju (oznaka F) ter Rakitno v Krmskem hribovju (oznaka G).

2.1 ŽIBRŠE

Žibrše so razmeroma ozko, do 750 m visoko sleme v južnem delu Rovtarskega hribovja, ki se razteza med dolino Reke na vzhodu, Logaškim poljem na jugu, Notranjskim podoljem na vzhodu in Žejsko dolino na zahodu. Vmesne doline se zajedajo v planotast svet, ki z najvišjimi vzpetinami sega do višine 750 m. Dolinska dna so 500 m visoko.

Območje sestavlja zgornjetriasni glavni dolomit, geološka sestava okolice pa je zanimiva zaradi pokrovne zgradbe.

Dolci so v Rovtarskem hribovju pogosti v zatrepih erozijskih grap in manjših dolin, na slemenih in na robovih planote. Pogosto so med seboj povezani in se navzdol nadaljujejo v grape (Buser 1976; Mihevc 1979; Premru 1982).

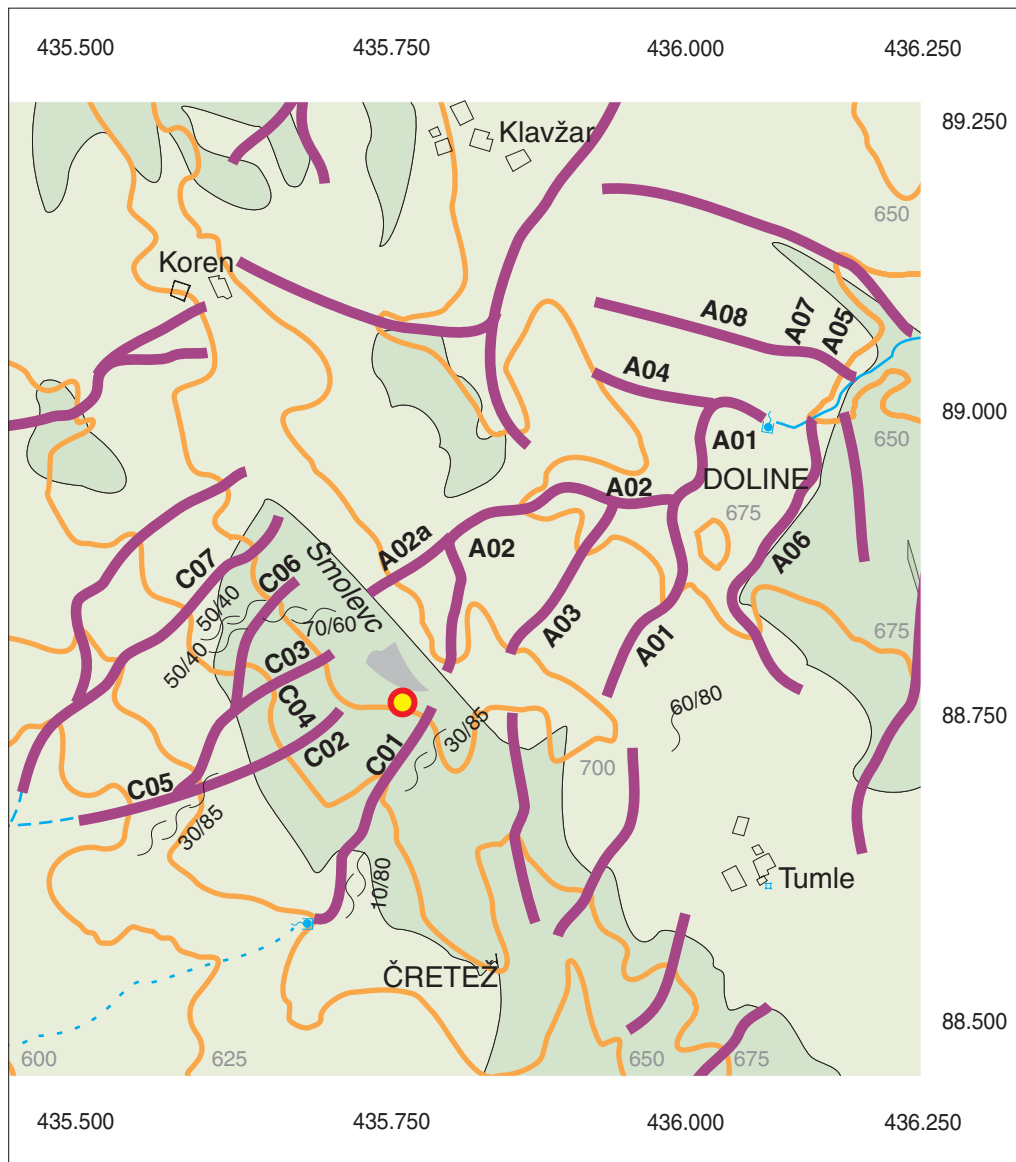
2.2 SELO

Polhograjsko hribovje leži med Rovtarskim hribovjem na jugozahodu, Poljansko dolino na zahodu in severu, Ljubljansko polje ga omejuje na vzhodu, na jugu pa meji na Ljubljansko barje. Pokrajina obse-



MATILJA ZORN, 15. 4. 2005

Slika 6: Dna dolcev v Žibršah so ploska zaradi debele plasti prepereline in intenzivne obdelave. Na sotočju dveh dolcev je bila do pred kratkim njiva, danes pa je območje namenjeno paši.



Slika 7: Zemljevid dolcev v Žibršah. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro, kamnolom s sivo in petindvajsetmetske izohipse z oranžno barvo. Krogec označuje lego najdišča lesa, opisanega v petem poglavju.

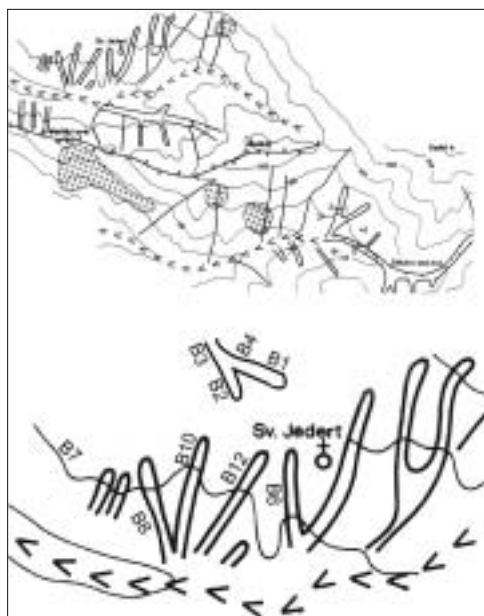
ga približno 300 km². Dolci so pogosti v najvišjem delu hribovja v porečju Selanovega potoka v okolici Špiplja (885 m), zahodno od Tošča (1021 m) ter v vzhodnem delu hribovja.

Odpornejši anizijski in ladinjski srednjetriasni dolomit leži na tem območju na permskih kremenovih peščenjaki. Dolomit je zaradi narivov močno pretrt, tektonska plošča je razkosana v posamezne bloke. V strm dolomitni relief se zajedajo povrne doline, grape in dolci. Na stiku dolomita in vododržnih



BLAŽ KOMAC

Slika 8: Dolci v Selu imajo gladka strma pobočja. V ozadju je bazen za lovljenje erodiranega gradiva, ki ga je pred desetletji postavilo Podjetje za urejanje hudournikov.



Slika 9: Dolci pri Selu v Polhograjskem hribovju (prirejeno po: Gabrovec 1994, 90).



Slika 10: Severozahodno in severno od Metnaja so dolci nastali v zaledju dolov na pobočjih Kolka. Dolce prerašča gozd, doli pa se pod vasjo stekajo v kraške kotanje blizu roba planote nad dolino Stiškega potoka.

plasti so številni izviri, vode so v peščenjaku oblikovale široke doline (Rakovec 1939, 109; Grad in Ferjančič 1976).

2.3 METNAJ, STIŠKI POTOK IN POLJANE

Na dolomitu so številni dolci na pobočjih doline Stiškega potoka, na robu uravnave pri Metnaju, in severno od Poljan pri Stični. Območje leži na stiku dinarskih pokrajin na jugu in Posavskega hribovja na severu. Za dolomitna območja v Posavskem hribovju so značilne globoko vrezane grape in doline. Ena od njih je dolina Stiškega potoka, ki se pri Ivančni Gorici pridruži Višnjici, ta pa čez Muljavo odteka proti Krki.

V okolici Stične prevladujeta zgornjetriasni zrnati dolomit in skladoviti dolomit, v dolini Stiškega potoka pa so zrnati dolomit, srednetriasni apnenec ter dolomit z roženci in laporovcem (Buser 1994).

V podolju na stiku Posavskega hribovja in dinarskih pokrajin so pogoste široke doline s ploskim, uravnanim in zaradi ilovnate prepereline mokrotnim dnom. Ilovica se je v podolju med Grosupljem na zahodu in Novim mestom na jugovzhodu ohranila v debelih slojih. Domnevamo, da je korozijski ostank raztopljenih karbonatnih kamnin (prim. Gregorič 1964, 1969), deloma pa je tudi tektonskega izvora (Zupan 1989). Pliokvartarna ilovica s sušenjem razpoke. Ob padavinah voda skozi razpoke lahko doseže skalno podlago. Ko pa se ilovica zasiti z vodo, nabreka in postane zelo slabo prepustna. Ob daljšem deževju zato voda odteka predvsem površinsko. V kotanjah, prekritih z ilovico, so ponekod pogoste poplave (Gros 1999, 258).

Slika 11: Dno dolca severno od Poljan pri Stični se spodaj razširi in postane zaradi obilice prepereline plosko. Dolci se nazadnje združijo v širok dol s ploskim dnom, imenovan Dula. Na pobočjih dolca so drevesa zvita zaradi polzenja prepereline.

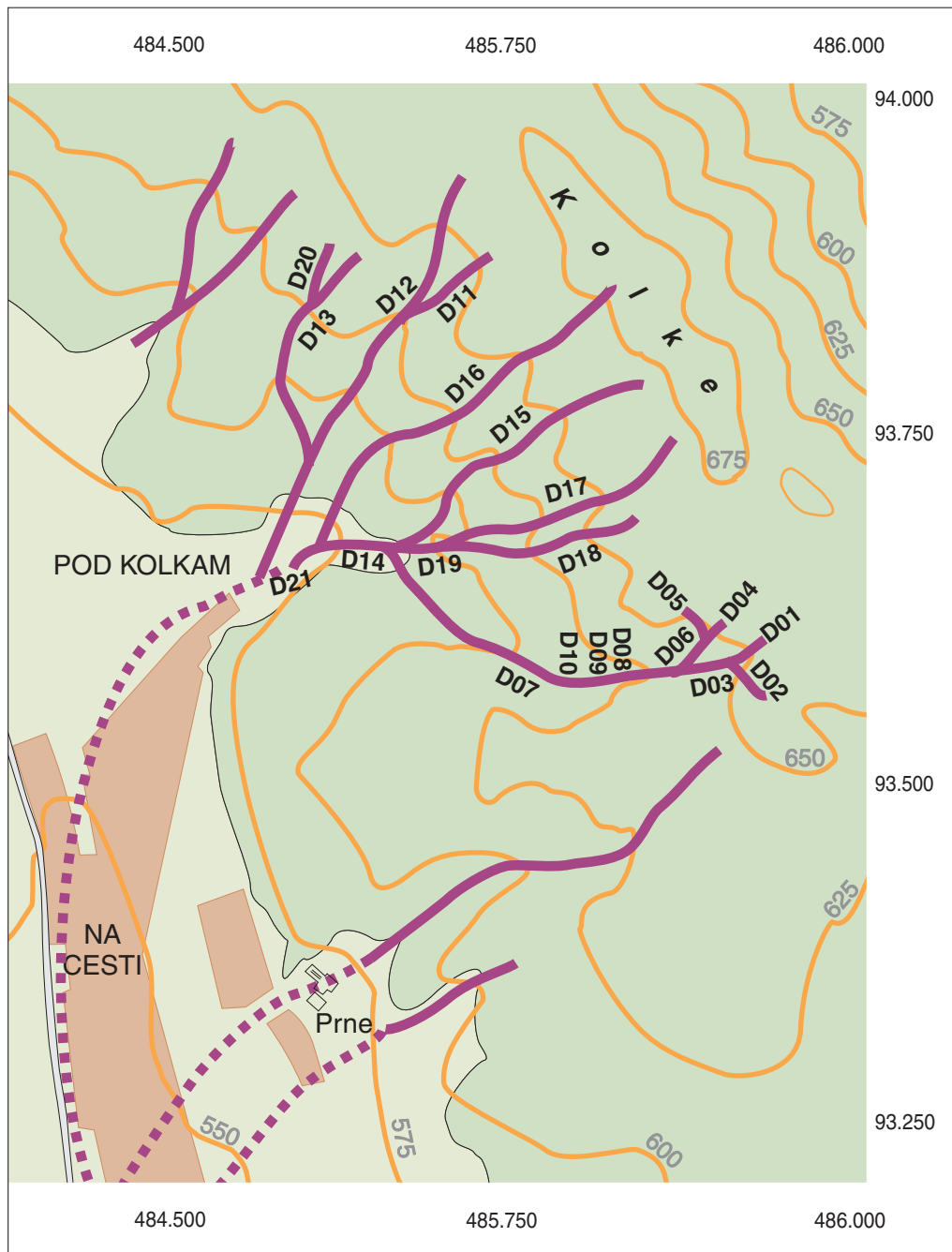


BLAŽ KOMAC

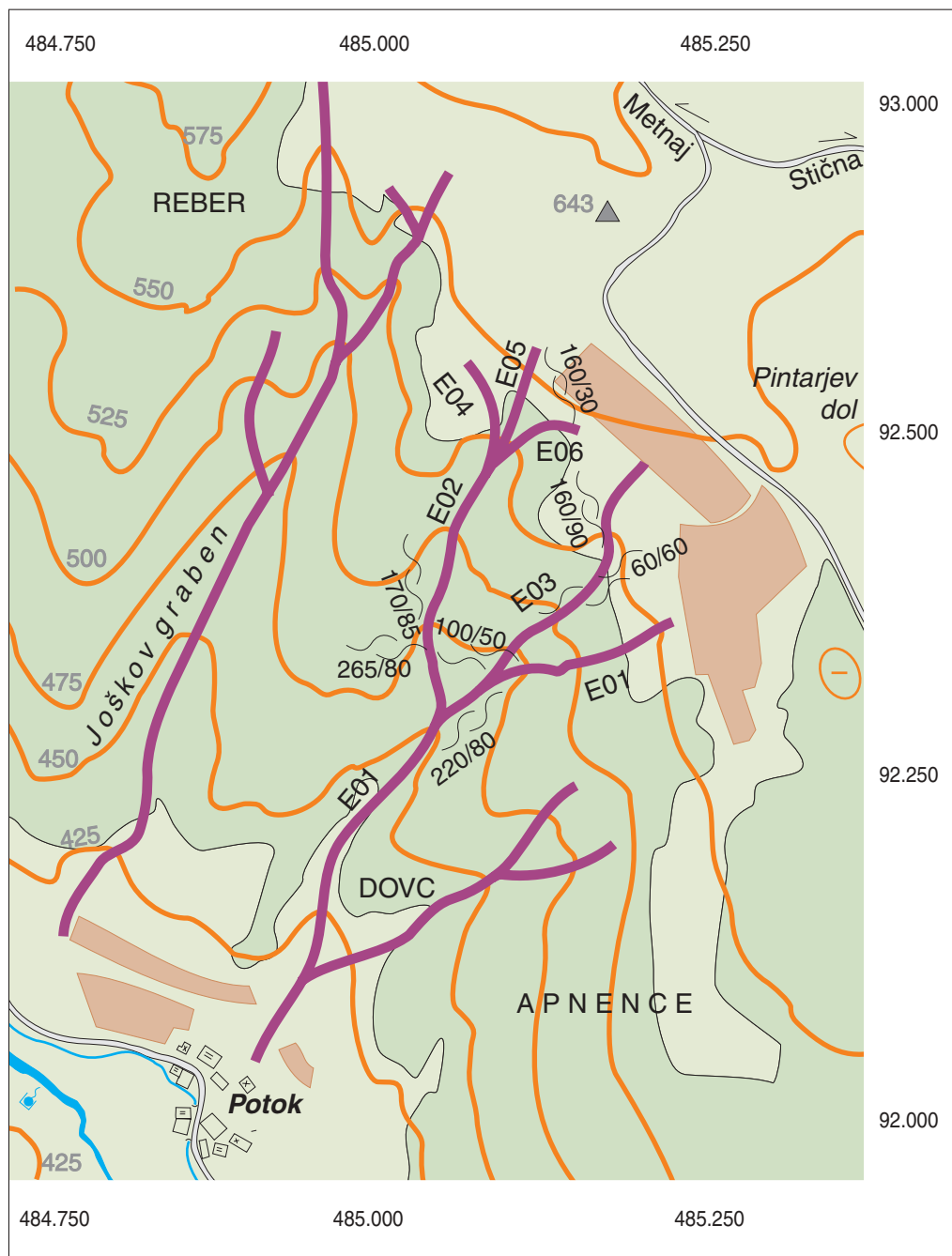


BLAŽ KOMAC

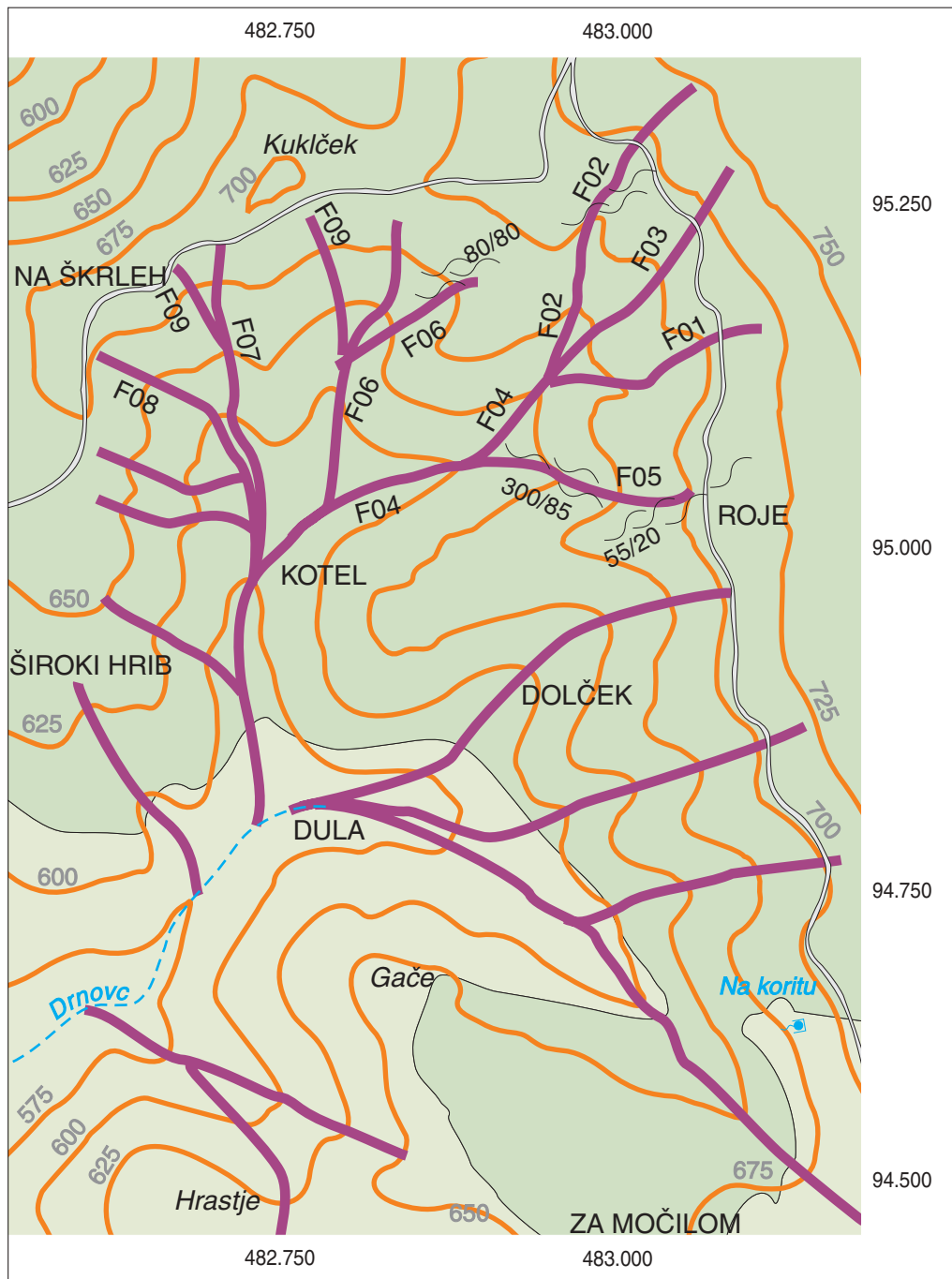
Slika 12: V srednjem delu dolca severno od Poljan pri Stični so pobočja strmejša kot zgoraj in dno ožje, pogosti so izdanki kamnine.



Slika 13: Zemljevid dolcev severno od Metnaja. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro in petindvajsetmetrske izohipse z oranžno barvo.



Slika 14: Zemljevid dolcev severno od doline Stiškega potoka. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro in petindvajsetmetrske izohipse z oranžno barvo.



Slika 15: Zemljevid dolcev severno od Poljan. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro in petindvajsetmetrske izohipse z oranžno barvo.

2.4 RAKITNA

Rakitna je plitvo, 2 km² veliko kraško polje na nadmorski višini 800 m. Sestavlja ga norijsko-retijski dolomit. Do 1000 m visok obod kraškega polja se na severovzhodu povzpne na slemenast Španov vrh, na jugozahodu pa slemenasta Novaška gora Rakitno loči od nižje ležečega Ljubljanskega barja. Na severozahodu in jugovzhodu je nad kotanjo približno 20 m visok rob. Po mokrotnem dnu teče Rakitniščica in ponika v Ponikvah na severu polja. Pobočja oboda so konkavna in z izjemo številnih dolcev malo razčlenjena (Gams 1968).

2.5 POGLAVITNE ZNAČILNOSTI RELIEFA PREUČEVANIH OBMOČIJ

Preučevana območja segajo od nadmorske višine 375 m do nadmorske višine 1012 m. povprečna nadmorska višina je 422 m.

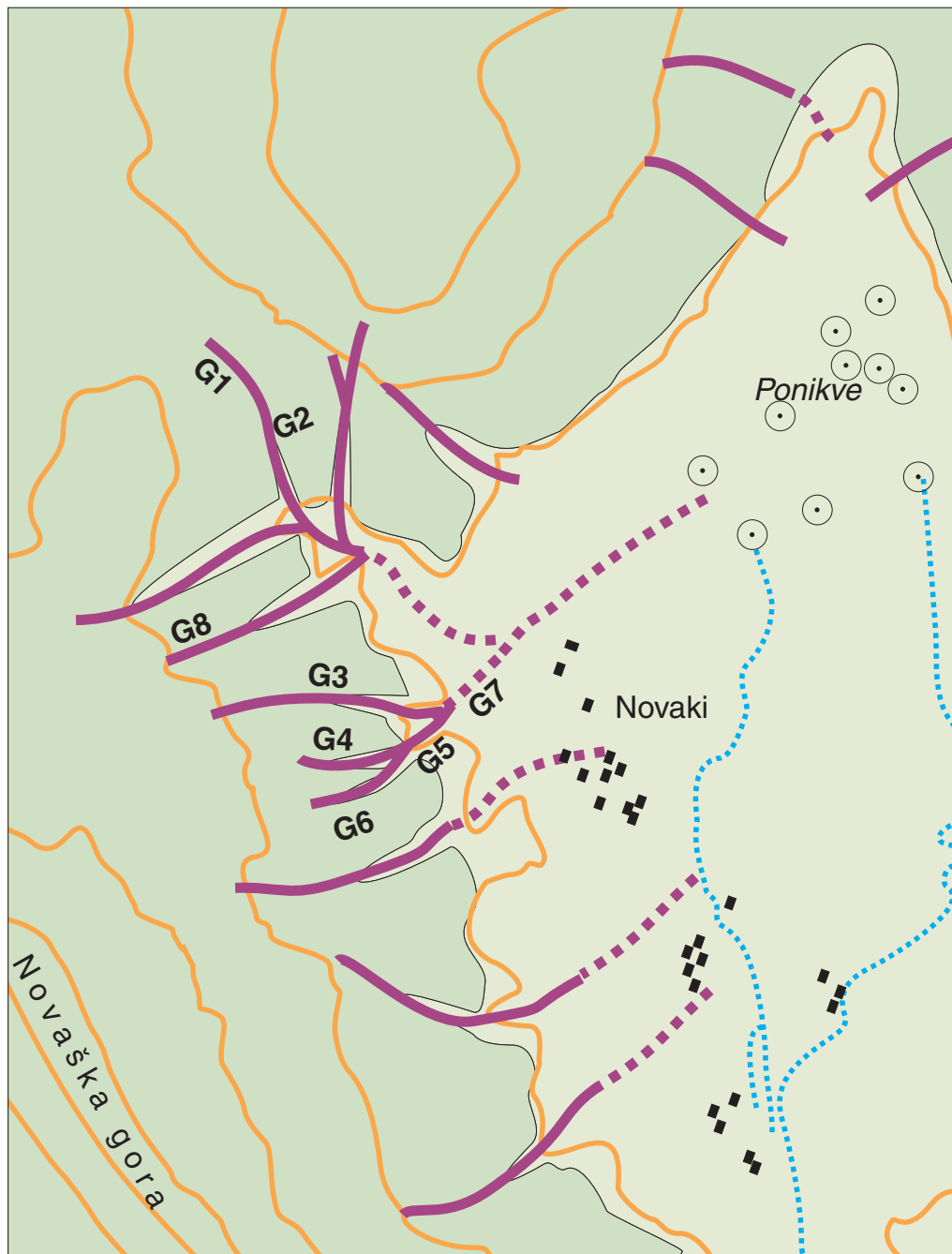
Okolica Poljan je v nadmorskih višinah 375–775 m, okolica Stiškega potoka v nadmorskih višinah 395–740 m, na Rakitni se dolci raztezajo na pobočjih v nadmorski višini 450–995 m, v Žibršah sega območje preučevanja 525–725 m visoko in v Selu pri Polhovem Gradcu 390–1000 m. Izstopata Rakitna z nizkim deležem površja pod 500 m in dolina Stiškega potoka z najvišjim deležem površja v nadmorski višini 500–600 m.

Iz višinske razlike med najvišjimi in najnižjimi deli preučevanih območij lahko predpostavimo intenzivnost geomorfni procesov. Najvišja višinska razlika je v Selu (620 m) in na Rakitni (544 m), sledijo Poljane s 400 m, Stiški potok s 344 m in Žibrše z 202 m.

Območja z dolci imajo nekatere skupne reliefne poteze. Dolci so na pobočjih, povečini se začnejo tik pod slemenom. Na Rakitni in pri Selu so dolci na dolgem pobočju vzporedni, drugod, pa so središčno usmerjeni in se stekajo v dol ali dolino. Pogosto so povezani v obliki drevesaste strukture. Takšni so



Slika 16: Dno dolca na pobočju Novaške gore je še ekstenzivno obdelano.



Slika 17: Zemljevid dolcev na Rakitni. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, vode z modro, kamnolom s sivo in petdesetmetrske izohipse z oranžno barvo.

v Žibršah, nad dolino Stiškega potoka in severno od Poljan pri Stični. Dolci v Polhograjskem hribovju so vzporedni. Vzporedna organiziranost je značilna za strma pobočja in za območja pretrte kamnine vzdolž tektonskih linij.

Dolci so povečini nastali na zrnatem dolomitu, na skladovitih dolomitih so redkejši in povečini usmerjeni vzdolž pretrte kamnine ob prelomih. Dolci so pogosti na strmih pobočjih ali na robovih planot, pod katerimi je dolina s stalnim vodnim tokom. Tako je nad dolino Stiškega potoka, pri Poljanah in v Polhograjskem hribovju. Na takih območjih so dolci strmi in gosto razporejeni. Drugje, na primer v Žibršah, imajo dolci majhen naklon dna. Pobočja dolcev so na položnem površju položna, na strmih območjih pa so dolci globlji, pobočja pa imajo naklon 30–40°. Tudi oblika dolca je do določene mere odvisna od naklona območja. Na razvoj dolca vplivajo relativna višinska razlika območja, velikost zaledja, dolžina dolca in dolžina njegovih pobočij (Fairbridge 1968, 251; Mihevc 1986, 213; Komac 2003a, 102).

Poseben primer je območje severno od Metnaja, kjer voda iz dolcev odteka v dol in ponika na dnu kraške kotanje na robu planote. Tudi na Rakitni so dolci usmerjeni proti ponikvam v dnu kraškega polja, ki ga zapolnjuje obilo gradiva. Dolci na Rakitni in severno od Metnaja so plitvejši od dolcev na drugih območjih, kar je posledica manjše intenzivnosti geomorfni procesov zaradi večje bližine erozijske baze in manj intenzivnega spiranja v podzemlje.

V dnu dolcev je običajno do nekaj metrov debela preperelina, posledica pobočnih procesov in korozije. Preperelina je ponekod že tako debela, da v njej poteka na primer polzenje. Preperelina je deloma nastala in situ s preperevanjem, povečini pa je bila v dno prenesena z višjih leg, zlasti s pobočij. Dno dolca je v prečnem prerezu konkavno, saj se na stiku dna s pobočji useda pobočno gradivo. Razlikujemo dolce s ploskim dnom in konkavnim prevojem v pobočje ter dolce z ravnim dnom in ostrim pregibom na prehodu v pobočje (Gams in Natek 1981, 55). Ravno dno dolca je v nekaterih primerih posledica človekove dejavnosti, podobno kot na krasu (Gams 2003). Po poselitvi in izkrcenju gozda je človek skromno prst prenesel s strmih pobočij v dno dolca in na ta način pridobil obdelovalno površino ugodnega naklona nekaj stopinj. Pobočne procese je spodbudilo tudi oranje njihovega dna (Sparks in Lewis 1957, 3 in 35).

Plosko dno pa je lahko tudi posledica drugih geomorfni procesov na manj odpornih kamninah, kot so ilovica, tuf, peščenjak in laporovec. Takšne kamnine so pogoste v vzhodnih v gričevnatih in hribovitih pokrajinah Slovenije. Na teh območjih nastajajo ob prepojenosti prepereline z vodo usadi in manjši zemeljski plazovi. Gradivo se hipoma premesti v nižjo lego in obstane v dnu dolinice. Ker zaradi majhnega zaledja v zgornjem delu dolin pogosto še ni površinskega vodnega toka, ki bi odnašal gradivo, dobi dno značilno plosko obliko (Natek 1989b; 1989c).

V okolici Litije, kjer so številni dolci, je razmerje med površino dna dolin in vmesnimi gmotami v prečnem prerezu odvisno od neotektonskega dviganja ali mirovanja. Na območjih mirovanja so doline širše in zavzemajo največji delež. Razmerje med površino slemen in dolin je 0,75 : 1, 2 : 1 in 1,9 : 1 (Gams in Natek 1981).

V Mirnski dolini je gostota dolin (1900 m km^{-2}), od tega dolin s stalnimi vodotoki (666 m km^{-2}), dolin z občasnim tokom (498 m km^{-2}), suhih dolin (233 m km^{-2}) in grap ter dolcev (822 m km^{-2}). Podatek je za namen te raziskave problematičen, saj so dolci in grape zelo različne reliefne oblike. Reliefni obliki sta združeni, ker jih na zemljevidu v merilu 1 : 25.000 ni bilo mogoče razlikovati (Topole 1998, 61).

3 MORFOLOŠKE ZNAČILNOSTI DOLCA

3.1 HIPSOMETRIČNA KRIVULJA

Podobno kot doline so dolci zgoraj običajno strmejši kot spodaj. Hipsometrična krivulja pokaže razmerje med različno visokimi deli porečja glede na površino oziroma pove, kolikšen delež površja še ni bil erodiran. Delež višine porečja je prikazan kot funkcija površine posameznega višinskega pasu. Oblika krivulje se s časom spreminja in preide iz konveksne prek premočrtne, dokler ne postane v zgornjem delu konkavna. Je relativna mera za primerjavo morfoloških značilnosti različnih območij (Schumm 1977, 69–71). Scheidegger je iz razmerja med površino in nadmorskimi višinami relief razdelil na visoko aktivni, srednje aktivni in nizko aktivni (Verbič 1991; Hrvatini in Perko 2006).

Krivulja je najbolj uravnovešena na Žbiršah in Selu pri Polhovem Gradcu. V Poljanah in Stškem potoku izkazuje intenzivne recentne procese, na Rakitni pa dvojnost zaradi neskladnega razvoja uravnane površja brez površinskega vodnega odtoka s kraškega polja.

Hipsometrični integral, izračunan iz hipsometrične krivulje, je na 3 km² velikih območjih na Poljanah znašal 53,57 %, na Rakitni 67,27 %, na Selu 46,45 %, pri Metnaju 47,62 % in v Žbiršah 52,13 %. Povprečno je bil 53,41 %.

3.2 GRAFIČNO IN RAČUNSKO DOLOČANJE ZNAČILNIH NAKLONOV

Ker so dolci majhne reliefne oblike in na topografskih zemljevidih niso v celoti prikazani, lahko spoznamo značilnosti dolcev le s terenskim delom. Slabosti takega pristopa so morebitna težka dostopnost območij zaradi prevelike strmine, krušljivosti terena, prepovedi ali lastništva (vojaška) in dolgotrajnost meritev. Zajem podatkov obsega le točko ali linijo, kakovostni ploskovni podatki, pridobljeni s terenskim delom, pa so zelo redki.

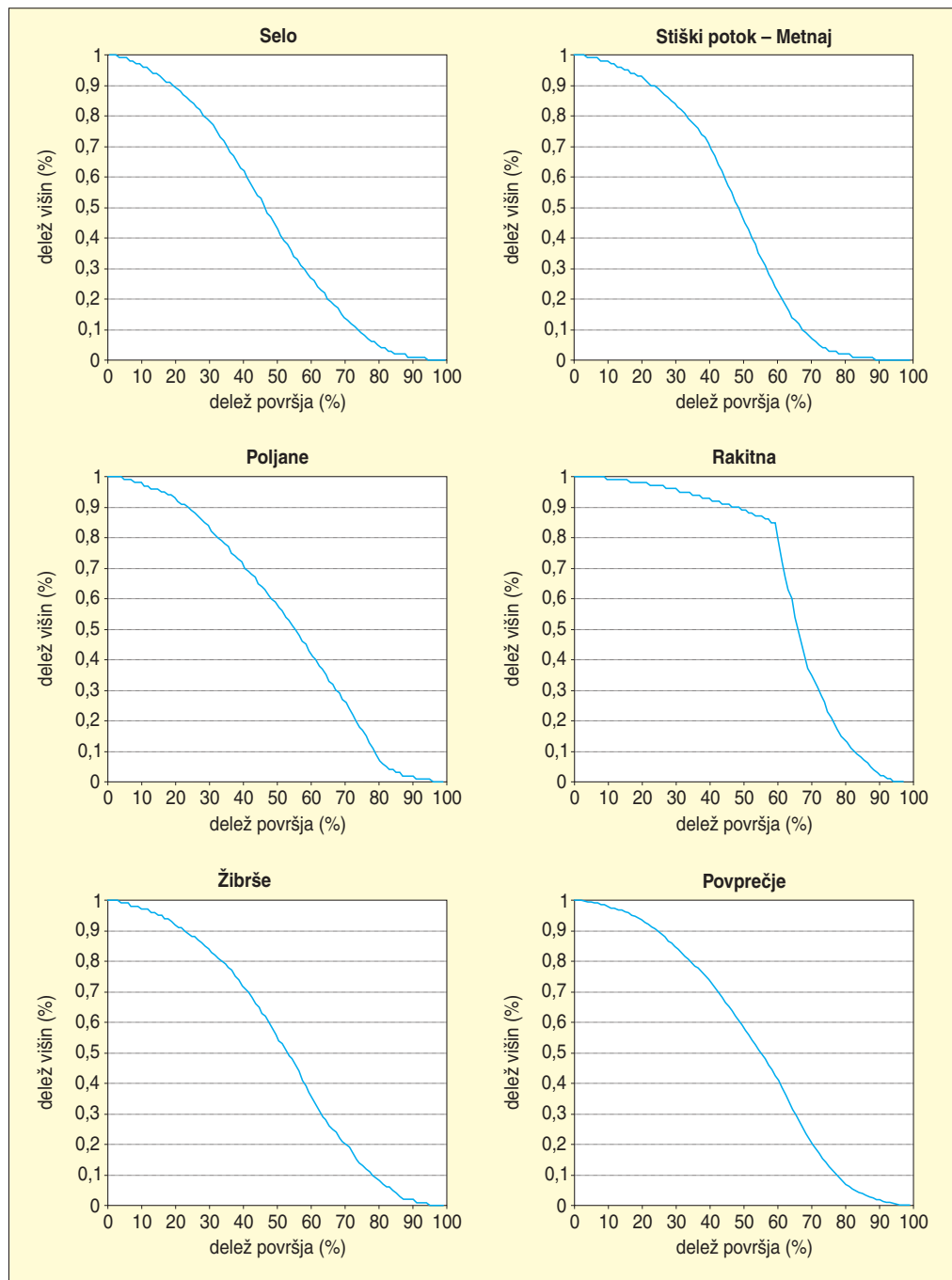
Analiziral sem sedemdeset vzdolžnih in prečnih prerezov dolcev. S prerezom površja zajemamo podatke z ene črte vzdolž dna dolca ali prečno nanj. Izmerjeni prerezi morajo biti primerljivi, zato meritve potekajo pravokotno na padnico pobočja. Zaradi zahteve po enotni razdalji med meritvami je slabost metode kratka dolžina merilnih naprav. Terenska metoda zagotavlja natančnost podatkov $\pm 1^\circ$ za naklon in $\pm 0,2$ m za višino (Goudie 1981, 62–63).

Prerez pobočja merimo z merilnimi letvami, z instrumenti, sestavljenimi iz pokončnega in vodoravnega dela, z Abneyjevo letvijo ali s pantometrom, ki sem ga za merjenje naklonov dna dolcev prvič uporabil v Žbiršah (Komac 2003b). Sestavljata ga navpični aluminijasti letvi dolžine 2 m, povezani s prečnima vodoravnima aluminijastima letvama. Spodnja je dovolj visoka, da omogoča meritve na neravnem površju, zgornja je v višini oči. Ob strani je na navpični letvi kotomer z $0,5^\circ$ razdelkom in libelo. Letve so pritrjene z vijaki v pravokotnik. Ko se prilagaja površju iz pravokotnika nastane trapez.

Natančnost meritev je odvisna od natančnosti kotomera in dolžine vodoravnih letev. Pri merjenju se ni potrebno sklanjati, meri en merilec. Merjenje otežuje gosta podrast. Hitrost merjenja je $0,5\text{--}1\text{ km h}^{-1}$. Iz izmerjenega naklona in znane dolžine z uporabo trigonometričnih funkcij (kosinus) izračunamo višinsko razliko med spodnjim in zgornjim delom prereza.

Prerez pobočja prikažemo s črto ali v obliki histograma, ki ga razdelimo na elemente. Ker se izmerjeni nakloni hitreje spreminjajo kot naklon pobočja, podatke zgladimo z metodo drsečih sredin. Naklone lahko še prikažemo v frekvenčni razporeditvi in izračunamo posamezne statistične parametre, kot so aritmetična sredina, mediana, modus in podobno. Najpogostejši naklon imenujemo značilni ali karakteristični naklon. Številčno ga izrazi modus (Goudie 1981, 65).

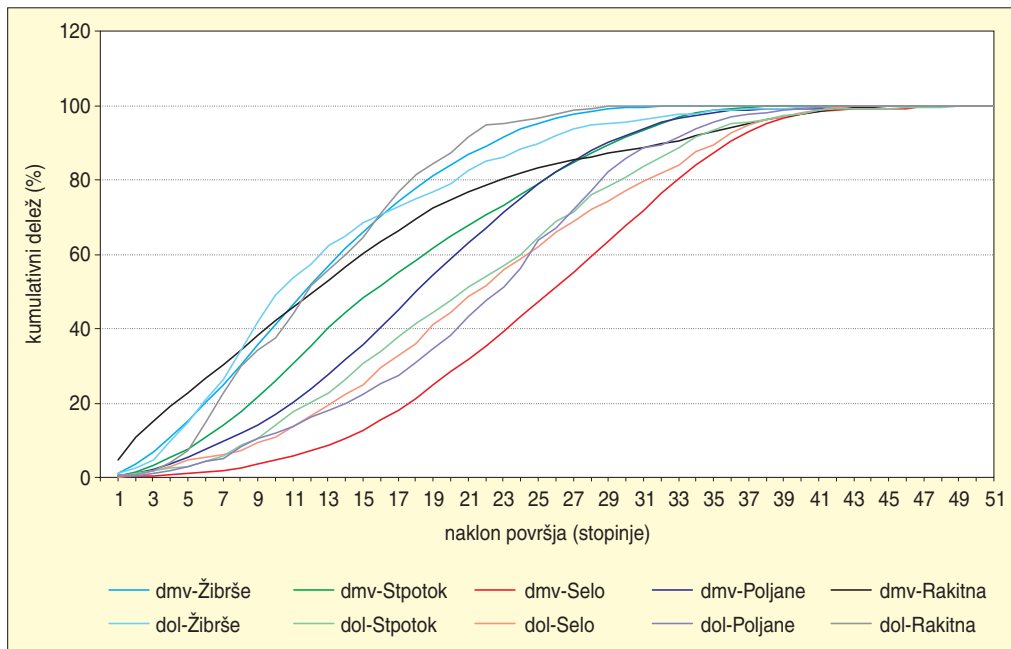
Na podlagi prerezov lahko sklepamo na geomorfne procese. Young (1961, 126) razlikuje značilne in mejne naklone. Značilni nakloni so najpogostejši na pobočjih, na določenih kamninah, v določenih podnebnih razmerah ali pokrajini. Prvi jih je omenil Savigear (1952, citirano po Young 1961) pri preučevanju pobočij v južnem Walesu. Mejni nakloni so genetsko opredeljeni in se ob njih spremeni geomorfni



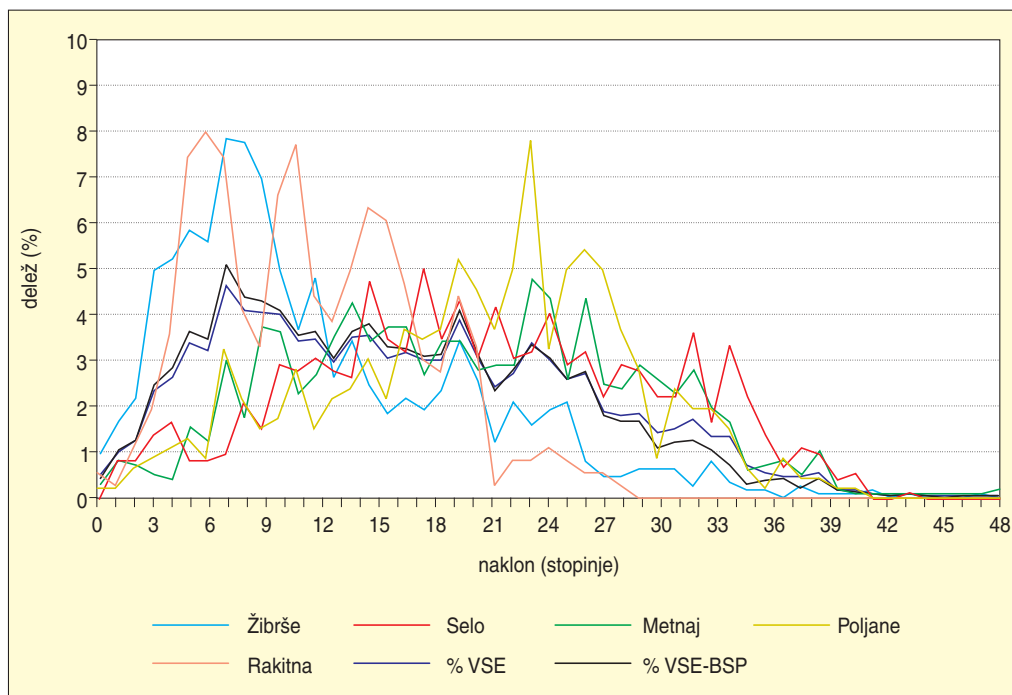
Slika 18: Vrednosti hipsometričnega integrala za posamezna območja in povprečje, izračunano za vsa območja.



Slika 19: Pantometer sestavljata para prečno spetih aluminijastih palic. Naklon površja določamo iz naklona vodoravne palice z libelo in kotomerom, ki sta pripeta na navpično palico. Naprava je visoka 2 m in široka 1,5 m. V ospredju je na njivi erozijsko merilno polje, izdelek Matije Zorna.



Slika 20: Izmerjena (dol) in izračunana (dmv) kumulativna frekvenčna razporeditev naklonov na območjih preučevanja.



Slika 21: Frekvenčna razporeditev naklonov, pridobljena z meritvami. Polna črna črta označuje meritve brez slemen in prečnih prereзов, rdeča črta pa vse meritve. S tanjšimi črtami so prikazane meritve po posameznih območjih.

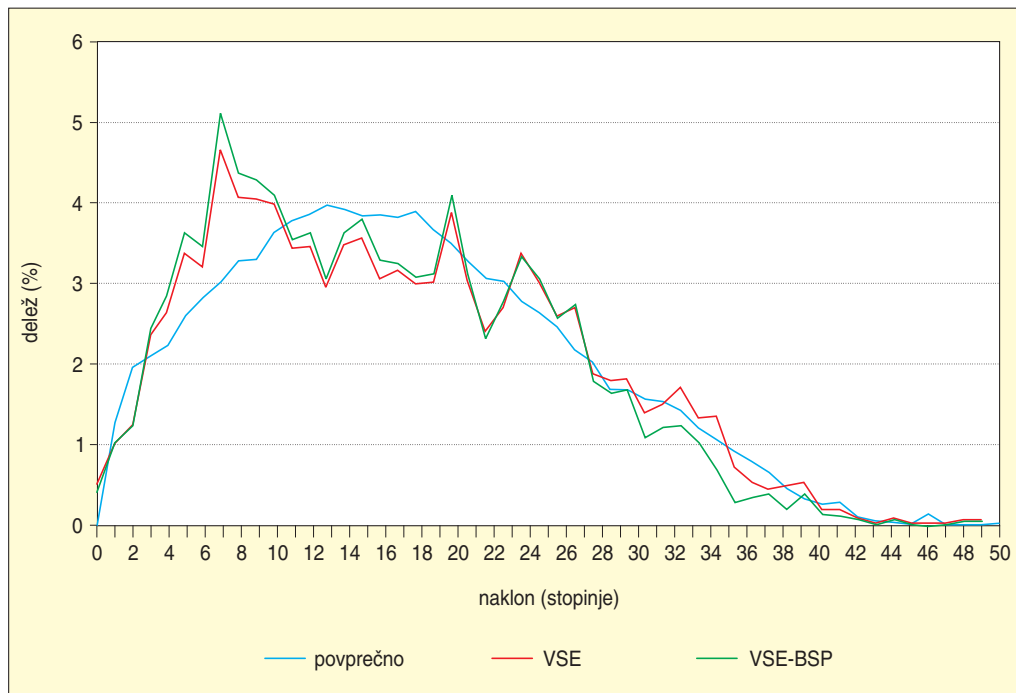
proces – določajo razpon naklonov, znotraj katerih potekajo določeni geomorfni procesi. Götzinger (1907; citirano po Young 1961) je ugotovil, da erozijska in denudacijska pobočja loči mejni naklon 45° . Tricart (1957; citirano po Young 1961) je predlagal uvedbo izraza naklonski prag. To je naklon, pod katerimi ne potekajo določeni geomorfni procesi. Koncepta značilnih in mejnih naklonov se lahko prekrivata (Maw 1866; citirano po Young 1961). Določen naklon je pogosto hkrati značilen, najpogostejši, in mejni. Upoštevat moramo oba koncepta in presoditi, kateri je v danem primeru ustrežnejši. Mejne naklone sem najprej določil z grafično metodo na podlagi pogostosti določenega naklona, nato še statistično.

Iz izmerjenih naklonov sem izračunal ukrivljenost površja. Ta parameter pove, kako se naklon spreminja v odvisnosti od dolžine loka. Površje na podlagi ukrivljenosti razdelimo v konkavne, premočrtne in konveksne elemente. Geomorfna vloga ukrivljenosti še ni v celoti znana, vendar je velika, saj vpliva na stekanje ali raztekanje vode na pobočjih (Young 1972, 162; Hrvat in Perko 2002).

V Žibršah sem izmeril 15 vzdolžnih in tri prečne prereze, v Selu 13 vzdolžnih in enega prečnega, v Metnaju 21 vzdolžnih in tri prečne, štiri vzdolžne prereze nad dolino Stiškega potoka, devet vzdolžnih prereзов severno od Poljan pri Stični ter osem vzdolžnih in en prečni prerez na Rakitni. V Selu sem izmeril tudi tri prereze vzdolž slemen med dolci.

Iz razporeditve naklonov sem sklepal na prevladujoče geomorfne procese. Iz frekvenčne razporeditve izstopajo nakloni 7° , 20° , 15° , 24° in 27° ter 10° , 5° , 33° in 40° .

V dnu dolcev zasedajo majhen delež območja z naklonom nad 36° . Pri višjih naklonih potekajo zelo intenzivni geomorfni procesi, zato ima površje na določenem mestu le kratek čas visok naklon. Po preteku tega časa se naklon ustali pri $31\text{--}36^\circ$, na pobočju se pri posipnem naklonu vzpostavi ravnovesje. Nakloni $20\text{--}25^\circ$ so značilni za dna dolcev severno od Poljan pri Stični. Pri teh naklonih se pržijo zemeljski



Slika 22: Frekvenčna razporeditev naklonov po območjih, pridobljena z digitalnim modelom višin 25 krat 25 m. S črno barvo je označeno povprečje, s tanjšimi obarvanimi črtami so prikazane meritve po posameznih območjih.

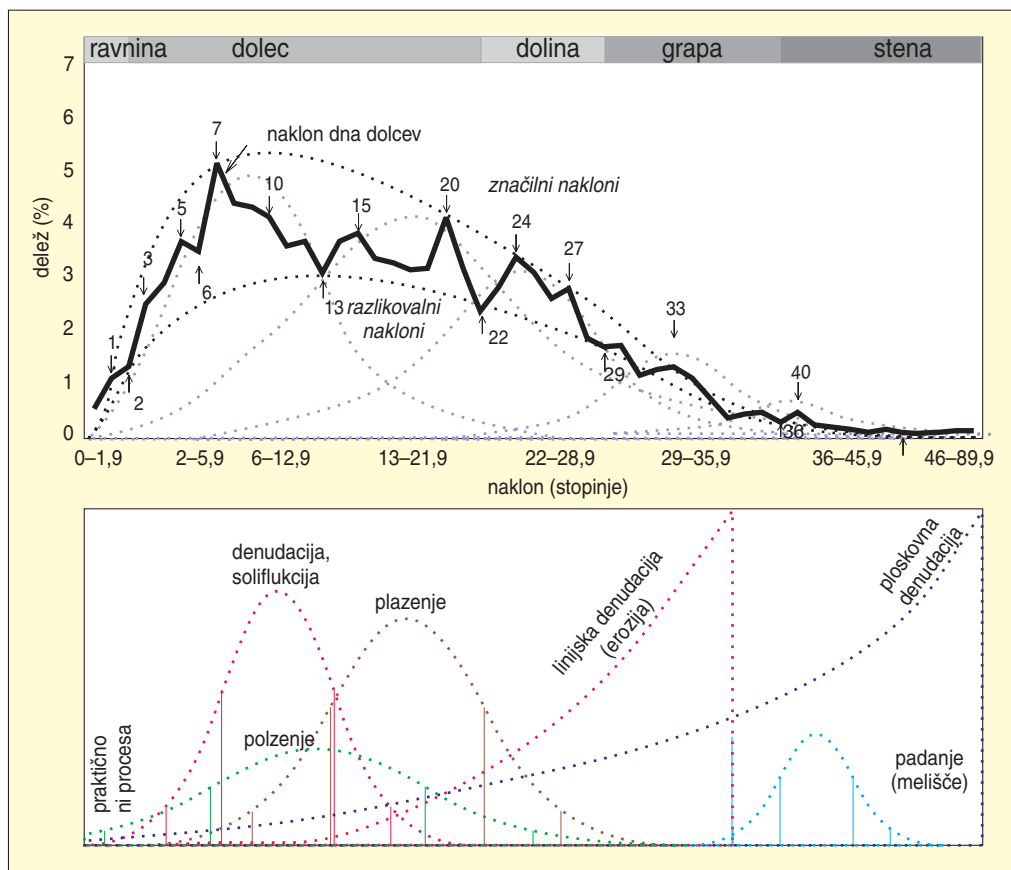
plazovi in poteka polzenje. V dnu dolcev pa so najpogostejši nakloni 6–9°, ki so značilni za Rakitno in Žibršhe.

Slika 23 prikazuje odvisnost naklonov površja od nekaterih možnih oblikotvornih geomorfnih procesov ter odvisnost reliefnih oblik od naklona površja. Prikazani so značilni ali najpogostejši nakloni in nakloni, ki so pomembni z vidika geomorfnih procesov. Najpomembnejši geomorfni procesi, ki oblikujejo dolec, so polzenje, denudacija, soliflukcija in plazenje. Soliflukcija poteka približno pri naklonih 2–25°, prav tako poteka polzenje od 2° dalje. Denudacija je značilna zlasti za naklone 2–20°, nad 28° prevlada linijska erozija. Plazenje je značilno za naklone 10–15° do naklona posipnega kota. Glede na podlago imajo melišča naklon 28–36°, pri nas najpogostejše 32–33° (prim. Klimaszewski 1981).

Izmerjeni nakloni dolcev se razlikujejo od naklonov širšega območja, izračunanih z digitalnim modelom višin. Povprečni naklon površja, izračunan z digitalnim modelom reliefa, je v Žibršah 12,4°. Najnižji naklon je 0°, najvišji 38°. Najpogostejši naklon je 9°, iz razporeditve izstopajo še nakloni 11° in 6° ter 20° in 23°. Izstopajo naklonski razredi 7–8°, 12°, 20–26°. Naklonov nad 15° je malo in preseneča nizek delež površja z naklonom nad 30°. Glede na slednje in glede na lego dolcev tik pod slemenom domnevam, da so dolci drugotna reliefna oblika, ki nekdanja enotna pobočja razčlenjujejo v dolinasto-slemenasti relief.

3.2.1 DOLCI V ŽIBRŠAH

Dolce na Žibršah sem glede na naklone njihovega dna razvrstil v dve skupini. V prvo spadajo dolci z oznakami 1, 2, 6 (povprečni naklon dna dolca 8°), v drugo dolec 3 s povprečnim naklonom 11° in dolec 8 z naklonom 6,4°. V tretji skupini s povprečnim naklonom dna 18,5° sta strma dolca 2a in 4



Slika 23: Frekvenčna porazdelitev naklonov v dnu dolcev, predpostavljeni proces in reliefna oblika (po virih iz poglavja 4. 9).

(Komac 2003b, 29). Izmerjeni nakloni v dnu dolcev se od povprečnih naklonov na širšem območju najbolj razlikujejo pri vrednostih 7°, 13°, 15–16°, 26°, 30–32° in 34–36°. Razlika je največja pri naklonu 34°, sledita naklona 32° in 36°. Velike razlike so še pri naklonih 31°, 35° in 15°.

3.2.2 DOLCI NA RAKITNI

V dolcih na Rakitni izstopajo naklonski razredi 5–7°, 10° in 15–16° ter 20°. Značilna je nizka zastopanost naklonov nad 21°. Na naklon dolcev na Rakitni je bolj vplivala denudacija kot erozija. Dolci se na Rakitni končajo na ravnini oziroma v plitvih zakrasedih kotanjah, zaradi česar je višinski gradient majhen. Pobočja na drugi strani slemena strmo padajo proti Ljubljanskemu barju in na teh pobočjih dolci prehajajo v erozijske grape.

Povprečni naklon površja, izračunan z digitalnim modelom reliefa, je na Rakitni 10,8°. najnižji naklon je 0°, najvišji 50°. Frekvenčna razporeditev je trimodalna. Najpogostejši naklon je 2°, iz razporeditve izstopajo še nakloni 5° in 10° ter 34–35°.

Izmerjeni nakloni v dnu dolcev se od povprečnih naklonov na širšem območju najbolj razlikujejo pri vrednostih 0–2°, 5–7°, 10–11°, 15–16°, 33–34° in 36°. Razlika je največja pri naklonu 1°, sledita naklona 6° in 11°. Izstopajo še nakloni 0°, 5° in 15°.

3.2.3 DOLCI V SELU PRI POLHOVEM GRADCU

Dolci v Selu so po legi podobni dolcem nad dolino Stiškega potoka. Ležijo nad potokom, ki na spodnjem koncu dolcev sproti odnaša gradivo. Za dolce je značilen visok delež naklonov 32–37°, kar je znak intenzivnih geomorfnih procesov in nenehnega vzpostavljanja ravnovesja pri posipnem kotu. Viški frekvenčne razporeditve naklonov so pri 18–22°, 25° in 9–12°. Tudi majhen delež naklonov pod 12° je posledica intenzivnih geomorfnih procesov.

Povprečni naklon površja, izračunan z digitalnim modelom reliefa, je v Selu 25,2°. Najnižji naklon je 0°, najvišji 44°. Najpogostejši naklon je 31°, iz razporeditve izstopata še naklona 20° in 23°.

Izmerjeni nakloni v dnu dolcev se od povprečnih naklonov na širšem območju najbolj razlikujejo pri vrednostih 1°, 3–4°, 8°, 10–12°, 15°, 28° in 34°. Razlika je največja pri naklonu 4°, sledita naklona 1° in 3°. Velike razlike so še pri naklonih 10°, 12° in 15°.

3.2.4 DOLCI NA POLJANAH PRI STIČNI

Dolci na Poljanah po frekvenčni razporeditvi naklonov močno odstopajo od drugih območjih. Višek razporeditve je pri 23°, drugotna viška sta pri 27° in 20°, pomembni so še nakloni 7°, 11° in 32–34°. Pogosta so pobočja, na katerih se je že vzpostavilo ravnovesje. Naklonski razred 20–28° imajo pobočja, na katerih je pomemben proces plazenje. Dolci v Poljanah imajo glede na druge dolce bolj zaobljeno konkavno dno, kar je posledica intenzivnega nasipanja gradiva s pobočij, v dnu dolcev so pogoste stopnje. Gradivo v dnu dolcev pri naklonu nad 15–20° postane mobilno, prihaja do polzenja.

Povprečni naklon površja, izračunan z digitalnim modelom reliefa, je v Poljanah 18,0°. Najnižji naklon je 0°, najvišji 40°. Najpogostejši naklon je 18°, iz razporeditve izstopajo še nakloni 13°, 22° in 31°.

Izmerjeni nakloni v dnu dolcev se od povprečnih naklonov na širšem območju najbolj razlikujejo pri vrednostih 24°, 27–28°, 34–35° in 38–40°. Razlika je največja pri naklonu 40°, sledita naklona 38° in 39°. Velike razlike so še pri naklonih 24°, 28° in 27°.

3.2.5 DOLCI PRI METNAJU

Za dolce pri Metnaju je značilno, da je višek naklonov v razredu 24–28°, kar je posledica plazenja. Velik delež površja ima naklon posipnega kota, za razliko od dolcev v Selu je nekoliko večji delež nižjih naklonov (8°). Na strmih bregovih dolcev (nad 32°) poteka cevčenje, ki skupaj s polzenjem in plazenjem pripomore k hitremu znižanju naklonov do naklona posipnega kota. Pomemben naklonski razred je pri 20–28°. V dnu takšnih dolcev ali njihovih delov poteka polzenje prepereline, ki je ponekod na debelo zasula dno.

Povprečni naklon površja, izračunan z digitalnim modelom reliefa, je v Metnaju 16,6°. Najnižji naklon je 0°, najvišji 41°. Frekvenčna razporeditev je trimodalna. Najpogostejši naklon je 10°, pogosti so nakloni 8–11°, iz razporeditve izstopajo še nakloni 15–16° in 27°.

Izmerjeni nakloni v dnu dolcev se od povprečnih naklonov na širšem območju najbolj razlikujejo pri vrednostih 4°, 6°, 27°, 33–35° in, podobno kot pri Poljanah, 37–40°. Razlika je največja pri naklonu 40°, sledita naklona 38° in 39°. Velike razlike so še pri naklonih 33°, 34° in 35°.

3.3 ANALIZA FREKVENČNE RAZPOREDITVE NAKLONOV

S pantometrom izmerjene naklone sem primerjal z razporeditvijo naklonov v okolici dolcev, pridobljeno z digitalnim modelom reliefa velikosti 25 krat 25 m.

Za obe razporeditvi sem izračunal χ^2 (hi kvadrat), ki je statistično orodje, s katerim ugotovimo, ali sta razporeditvi podobni ali ne, oziroma ali je razporeditev slučajna (M. Komac 2003). Metoda testiranja χ^2 temelji na primerjavi dejanskih (izmerjenih) in pričakovanih (teoretičnih) frekvenc pojavov – v tem

primeru naklonov. Primerjal sem frekvenčno porazdelitev naklonov, pridobljeno z meritvami na terenu in frekvenčno porazdelitev naklonov, pridobljeno z analizo digitalnega modela višin. Večja kot je razlika med opazovanimi in pričakovanimi frekvencami pojavov, večji je χ^2 in večji je vpliv opazovane spremenljivke na pojav. Slabost metode je, da primerja rezultate linijskih terenskih meritev z ploskovnimi podatki digitalnega modela reliefa, na katerem so nekateri dolci vidni, manjši pa ne.

Vrednosti χ^2 so na Žibršah in Selu prenizke za potrditev statistične pomembnosti razlik med izmerjenimi in izračunanimi vrednostmi, drugje (Poljane, Stiški potok, Metnaj in deloma Rakitna) pa je bila ugotovljena statistično pomembna razlika med podatki.

Med vrednostmi χ^2 , izračunanimi za vsak posamezen naklon, sem izločil nadpovprečne, in jih opredelil kot naklonske pragove. Izmed petdesetih razredov jih ima osemintrideset nadpovprečno vrednost χ^2 . Ti nakloni so primerljivi z zaporedjem mejnih naklonskih pragov, ki temeljijo na geomorfnih procesih (Demek in ostali 1972, 57). Med nadpovprečnimi vrednostmi je najbolj izstopal naklon 34°, sledila sta naklona 35° in 15°, tema še nakloni 1–2°, 4°, 6–8°, 10–11°, 16°, 27–28°, 31–33° in 36–40°. Nakloni 1°, 38° in 40° so močno izstopali na vsaj dveh območjih. Po pomenu so sledili nakloni 0°, 2–7°, 10–12°, 15–16°, 32°, 34°, 36°, 39° in 45°. Najnižji prag je pri naklonu 2°. Sledi prag pri 7°, po intenzivnosti izstopata pragova pri 24° in 27°, ter pri 45° in 49°. Sledijo naklonski pragovi pri 12–13° in 15–16°. Izrazit prag je pri posipnem kotu, ki se razlikuje glede na vrsto in vlažnost gradiva (33–40°).

Preglednica 3: Naklonski razredi (nakloni v stopinjah) za posamezna območja preučevanja, razpon spodnjih meja naklonskih razredov in skupna lestvica naklonskih pragov, prilagojena za preučevana dolomitna območja; s črtami so ločeni nakloni na dolomitnih območjih.

Selo	Stiški potok	Poljane	Rakitna	Žibrše	razpon spodnjih meja naklonskih razredov	skupna lestvica naklonskih pragov, prilagojena za preučevana dolomitna območja	okrajšana skupna lestvica naklonskih pragov, prilagojena za preučevana dolomitna območja
0,0–0,9	0,0–3,9	0,0–23,9	0,0–0,9	0,0–6,9	0,0	0,0–1,9	0,0–1,9
1,0–3,9	4,0–5,9	24,0–27,9	1,0–5,9		1,0–4,0	2,0–6,9	2,0–6,9
4,0–7,9							
8,0–9,9	6,0–26,9		6,0–10,9	7,0–12,9	6,0–8,0	7,0–12,9	7,0–12,9
10,0–14,9			11,0–14,9	13–15,9	10,0–13,0		
15,0–27,9			15,0–19,9	16,0–25,9	15,0–16,0	13,0–23,9	13,0–19,9
			20,0–33,9		20,0–24,0	24,0–26,9	20,0–24,9
28,0–33,9	27,0–33,9	28,0–33,9		26,0–31,9	26,0–28,0	27,0–33,9	25,0–32,9
34,0–44,9	34,0–38,9	34,0–39,9	34,0–35,9	32,0–35,9	32,0–34,0	34,0–39,9	33,0–44,9
45,0–89,9	40,0–89,9	40,0–89,9	36,0–89,9	36–89,9	36,0–40,0	40,0–44,9	
					45,0	45,0–48,9	45,0–89,9

Young (1961, 129) je iz vrhov v frekvenčni razporeditvi naklonov na glinavcih predlagal naklonsko lestvico 3–4°, 9–10°, 23–25°, iz vrhov v frekvenčni razporeditvi naklonov na peščenjakih pa: 4–5°, 13–15°, 28–29°. Opozarja, da ob nekaterih značilnih naklonih izstopajo nakloni, povezani s krajevno geomorfno zgodovino.

Natek (1983, 50 in 67) je za slovenske razmere priredil lestvico naklonskih razredov (Demek in ostali 1972, 57), v katerih potekajo določeni geomorfni procesi. Predlagana je naslednja lestvica: 0–2°, 3–6°, 7–12°, 13–20°, 21–32° in nad 33° (45°, 55°, 90°), ki je pomembna za geomorfologijo in razumevanje

Preglednica 4: Vpliv odpornosti podlage na naklon pobočij (Klimaszewski 1981, 198).

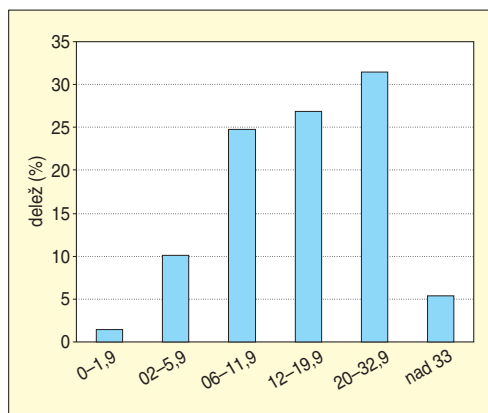
povprečni naklon v stopinjah	vrsta kamnine in procesa
1–3	uravnano površje
6	podnožje pobočij iz skladovitih apnencev
9	podnožje pobočij iz masivnih apnencev
13	pobočja na apnencih, oblikovana s soliflukcijo
18	pobočja na skladovitih apnencih, oblikovana z zmrzalnim preperevanjem
26	pobočja na masivnih apnencih, oblikovana z zmrzalnim preperevanjem
31	ravnesno pobočje, na katerem se odlagajo kamninski delci

razvoja površja. Čeprav še ne poznamo natančno vseh mehanizmov in procesov, smo do določene mere že uspeli združiti spoznanja. Tako so različni avtorji prišli do podobnih ugotovitev z opazovanjem geomorfnih procesov in reliefnih oblik.

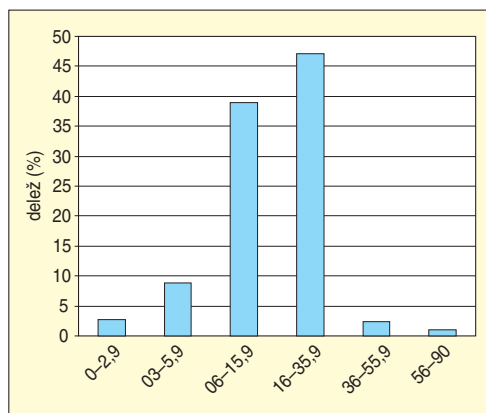
Nekatere ugotovljene naklonske razrede lahko povežemo z geomorfnimi procesi. Za večino geomorfnih procesov poznamo zgornji in spodnji naklonski prag, pri katerem se sprožijo, nastanejo ali prenehajo. Naklonski ali geomorfni pragovi so odvisni od lastnosti kamnin in vrste prevladujočih geomorfnih procesov, obenem pa vplivajo nanje. Vpliv odpornosti kamninske podlage na naklon pobočij je predstavil Klimaszewski (1981, 198).

Iz literature poznamo številne opredelitve naklonskih pragov, pomembnih za geomorfne procese. Pomembni so nakloni posipnega kota 30–35°, pri katerih se na pobočjih odlaga gradivo in nastajajo melišča. Za višje naklone, posebej za naklone nad 45°, so značilni graviklastični procesi, npr. padanje, vendar šele površje z naklonom nad 55° nedvoumno imenujemo stene.

Pri višjih naklonih so geomorfni procesi intenzivni in hitri, zato jih lažje razlikujemo. Pri nižjih naklonih se v odvisnosti od krajevnih, podnebnih in drugih razmer pri istih naklonih prepletajo različni geomorfni procesi, zato je njihova opredelitev problematična. Zemeljski plazovi se prožijo že pri 10–15° (Komac 2003), soliflukcija poteka pri naklonu 10–20°, lahko tudi pri nižjem (Fairbridge 1968, 1031). Polzenje poteka že pri naklonu 5° (Fairbridge 1968, 689; Penck 1972, 80). Geomorfni procesi preoblikujejo površje, dokler ni naklon površja nižji od 2–3°, oziroma dokler naklon nekega območja v celoti ni nižji od 5°. Pri tem naklonu preneha destruktivno preoblikovanje površja (Penck 1972, 98).



Slika 24: Frekvenčna razporeditev naklonov dolcev po slovenski naklonski lestvici (Natek 1983, 50 in 67).



Slika 25: Frekvenčna razporeditev naklonov dolcev po tako imenovani svetovni naklonski lestvici Demeka in ostali (1972, 57).

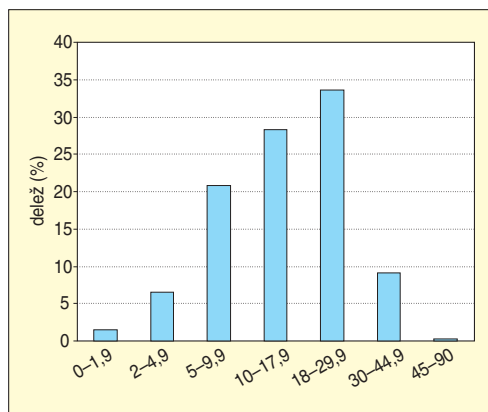
Preglednica 5: Nekatere vrste pobočnih procesov na kopnem (Zorn in Komac 2002, 14–15).

načini premikanja gradiva	opis premikanja	vrste pobočnih procesov	vsebnost vlage	hitrost premikanja	opis	sediment
tok	Delci se pomikajo po pobočju neodvisno drug od drugega in ne kot sprijeta gmota. Tok je značilen za nesprijete sedimente in preperelino.	polzenje	nizka	izjemno do zelo počasno	Gibanje je počasno in očem neprepoznavno.	–
		soliflukcija	visoka	izjemno do zelo počasno	Premikanje z vodo nasičene prsti po stalno zamrznjeni podlagi.	–
		blatni tok	izjemno visoka	počasno do zelo hitro	Tok drobnega materiala (nad 80 % glinastih delcev), nasičenega z vodo. Tok se vede kot viskozna tekočina.	sediment blatnega toka
		drobirski tok	visoka	zelo hitro	Tok drobno- in debelozrnatega materiala (20–80 % gradiva je večjega od peščenih delcev).	sediment drobirskega toka (debrit)
plazenje	Gradivo se pomika v blokih. Značilno je za preperelino in nesprijete sedimente ter trdne kamnine.	usad	zmerna	počasno	Manjše plazenje obsega (nekaj m ³) travno rušo in do 1 m debelo plast prepereline. Premika se v enem kosu in skoraj brez deformacij.	plazovina
		zemeljski plaz	nizka do zmerna	počasno do zelo hitro	Gmota zdrsne po pobočju po drsni ploskvi, ki poteka po meji med dvema plastema in je vzporedna s pobočjem, ali pa zdrsne debelejša plast, ki se premakne po več drsnih ploskvah polkrožne oblike, ki niso vzporedne s pobočjem. Večina gmote ostane nepremešane.	
		kamniti zdrs	nizka	zelo počasno do izjemno hitro	Zdrs trdne kamnine po eni ali več nezveznostih. Pozneje ponavadi zaradi morfologije pobočij preide v padanje.	pobočni grušč, prevrnjeni bloki (melišče)
padanje	Gradivo prosto pada v zraku. Značilno za trdne kamnine.	skalni odlom	nizka	izjemno hitro	Gradivo prosto pada ali se prevrača po pobočju. Pri razlikovanju med obema vrstama premikanja gre le za kvantitativno opredelitev količine gradiva. Mejna vrednost je pri nekaj tisoč m ³ .	pobočni grušč, prevrnjeni bloki (melišče)
		skalni podor	nizka	izjemno hitro		

Preglednica 6: Nakloni in značilni geomorfni procesi (Demek in ostali 1972, 57; Natek 1983, 50 in 67).

slovenska lestvica naklonov (stopinje; Natek 1983)	prilagojena lestvica naklonov za dolomitna območja (stopinje)	geomorfni procesi
0,0–1,9	0,0–1,9	Odnašanje gradiva je šibko in pretežno ploskovno. Začetek soliflukcije. Zaradi počasnega odtekanja voda zastaja na površju.
2,0–5,9	2,0–6,9	Odnašanje gradiva je zmerno. Dejavna je soliflukcija. Denudacija je močna, vendar na splošno še ploskovna. Krajevno že nastanejo erozijski jarki ali erozijski žlebiči. Na neporaslih površinah, kot so njive, je možna erozija prsti. V gozdu poteka polzenje prepereline.
6,0–11,9	7–12,9	Odnašanje gradiva je močno. Močna je tudi soliflukcija. Ploskovna in linijska denudacija potekata na njivah in tudi na travnikih, kjer je možnost erozije prsti. Pri 12° je mejna vrednost nagnjenosti površja, nad katero se talni horizonti ne morejo v celoti izoblikovati. Na teh območjih je možen nastanek usadov.
12,0–19,9	13,0–19,9	Ploskovno odnašanje je zelo močno in prehaja v linijsko. Tudi v gozdu je močna erozija prsti. Pri naklonu 20–25° je zgornja meja soliflukcije. Usadi so pogosti.
20,0–31,9	20,0–24,9 in 25,0–32,9	Denudacija in erozija sta izredno močni. Tudi v gozdu prevladujejo linearni procesi. Velika je možnost erozije prsti in nastanka usadov.
32,0–44,9	33,0–44,9	Pri 32° je naravni posipni kot v naših razmerah za labilne nesprijete ali odtrgane delce. Zaradi zelo močne denudacije na površju ni več sklenjene odeje prsti in prepereline, na površju je skalna podlaga. Potekajo graviklastični (pobočni) procesi.
nad 45	45,0–48,9 in nad 49,0	Stena. Vsak odluščen delec pod vplivom težnosti pade navzdol. Prst nastane in se obdrži le izjemoma, v zaščitnih legah.

Ugotovitev, pri katerem naklonu se na določeni kamnini sprožijo geomorfni procesi, je pomembna tudi z narodnogospodarskega vidika. Geomorfni procesi so povečini počasni, toda njihov vpliv na človekove dejavnosti je zelo velik. Pomembno je zlasti za poselitev, gospodarstvo in prometne povezave. Nekatere procese lahko lahko predvidimo že z morfološko analizo površja, druge pa ugotovimo le s teren-skim opazovanjem. V naslednjih poglavjih sta prikazana možna uporaba meritev naklona za morfološko analizo površja in pomen posameznih naklonskih pragov za razvoj površja.



Slika 26: Frekvenčna razporeditev naklonov dolcev po Parsonsovi naklonski lestvici (Parsons 1988).

3.4 RAZVRŠČANJE DOLCEV V SKUPINE PO RAZLIČNIH PARAMETRIH

Dolce sem v skupine razvrstil na dva načina. Prva razdelitev upošteva le frekvenčno razporeditev naklonov dna dolca, druga še nekaj drugih dejavnikov, ki so pomembni za geomorfni razvoj (Parsons 1988, 33). Dva načina sem uporabil tudi zaradi kontrole rezultatov. Razvrščanje sem opravil s programom *Statistica* z Wardovo metodo in z metodo sredin ter z upoštevanjem evklidske razdalje. Podobnost med dolci sem računal na temelju evklidske razdalje, pri kateri se razlike med spremenljivkami pred seštevanjem kvadrirajo. Za razvrščanje v skupine sem uporabil hierarhično Wardovo metodo. Rezultat postopnega združevanja sem grafično predstavil z drevesom združevanja ali dendrogramom. Višina točke, ki jo imenujemo raven združevanja, je sorazmerna meri različnosti med skupinama. Wardova metoda najprej izračuna povprečje za vsako spremenljivko v okviru vsakega objekta ali skupine. Nato se za vsak objekt ali skupino izračuna kvadrirana evklidska razdalja do skupinske sredine. Razdalje se pri vseh objektih in skupinah seštevajo. Ob vsakem koraku se združita objekta ali skupini z najmanjšim porastom skupnih vsot kvadriranih medobjektnih ali medskupinskih razdalj (Ward 1963; citirano po Frantar in Hrvatin 2005). Metoda sredin se od Wardovega hierarhičnega razvrščanja v skupine razlikuje po tem, da je potrebno pri slednji prej določiti število razredov. Zato sem jo uporabil za kontrolo rezultatov prve analize.

Parsonsov predlog dejavnikov sem nekoliko prilagodil in nekaterih spremenljivk nisem uporabil. Uvedel sem nekatere nove, ki predstavljajo velikost prereza, njegovo obliko, naklon in vijugavost:

- dolžina dolca;
- projekcija dolca na navpično ravnino;
- projekcija dolca na vodoravno ravnino;
- dolžina ravne črte, ki povezuje začetek prereza z njegovim koncem;
- razdalja od slemena do mesta največjega naklona;
- delež razdalje od slemena do mesta največjega naklona v primerjavi z dolžino dolca;
- ukrivljenost vzdolžnega prereza dolca;
- lega mesta največjega naklona, izražena kot odstotek S1;
- masa prereza;
- oblika zgornjega dela prereza;
- povprečni naklon [$y = \arcsin(\text{projekcija dolca na navpično ravnino}/\text{dolžina dolca})$; $y = \arctan(\text{projekcija dolca na navpično ravnino}/\text{projekcija dolca na vodoravno ravnino})$];
- največji naklon dna dolca;
- vrednost koeficienta b v enačbi ($y = a + bx$);
- najmanjši naklon dna dolca;
- delež dolžine prereza po naklonskih razredih (0° , 2° , 7° , 13° , 20° , 34° , 45° , 55° , 90°);
- determinacijski koeficient;
- število sprememb ukrivljenosti vzdolž prereza;
- standardna napaka ocene linearne enačbe ($y = a + bx$);
- povprečna vrednost razlike naklonov med sosednjimi segmenti prereza oziroma količnik med dolžino dolca in dolžino ravne črte, ki povezuje začetek prereza z njegovim koncem;
- delež konkavnih segmentov;
- delež premočrtnih segmentov;
- delež konveksnih segmentov.

Poglejmo si temeljne ugotovitve. Povprečni naklon dna dolcev je $18,45^\circ$. Mediana je pri $18,18^\circ$. Povprečna izmerjena dolžina dna dolcev je 213 m (39–581 m), na horizontalno ravnino projicirana dolžina pa 202 m (36–573 m). Povprečna višina med spodnjim delom dolca in slemenom je 60 m (12–124 m). Najvišji naklon je povprečno na 41 % dolžine dolca merjeno od slemena navzdol. To pomeni razdaljo 79 m.

Dna dolcev so povečini konkavna. Izmed 51 izmerjenih prerezov je 36 ali 70 % konkavnih. V vzdolžni smeri prevladujejo konkavni segmenti s 43,7 % dolžine. Konveksnih segmentov je 28,8 %, premočrtnih pa 27,6 %. Ukrivljenost se povprečno spremeni na vsake 3,7 m, v povprečnem prerezu kar 85 krat.

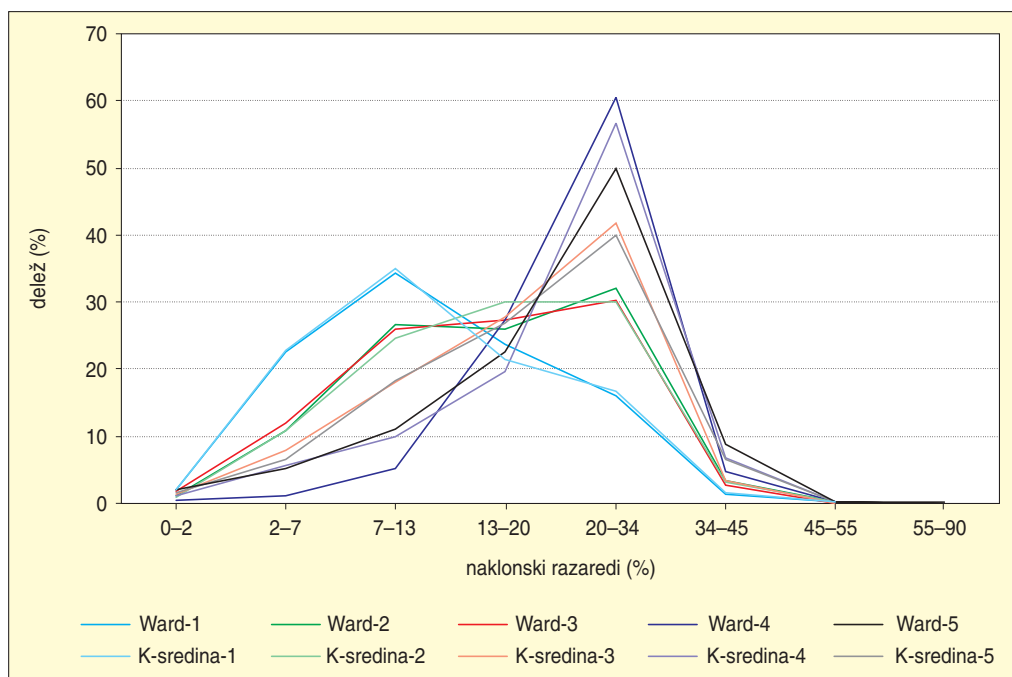
Preglednica 7: Delež (%) naklonov v dnu dolcev po posameznih območjih po naklonskih razredih.

	0–2°	2–7°	7–13°	13–20°	20–34°	34–45°	45–55°	55–90°
Žibrshe	2,47	27,33	36,55	16,48	15,34	1,82	0,00	0,00
Selo	0,71	1,58	8,56	35,26	48,82	4,94	0,14	0,00
Žibrshe-jug	1,00	8,19	25,79	23,54	37,56	3,69	0,23	0,00
Metnaj	2,45	4,45	12,14	28,12	47,01	5,50	0,21	0,11
Stiški potok	0,06	3,65	16,91	21,84	45,14	11,41	0,81	0,19
Poljane	0,75	4,21	11,17	21,40	57,07	5,40	0,00	0,00
Rakitna	1,48	21,10	29,76	30,60	17,16	0,16	0,00	0,00

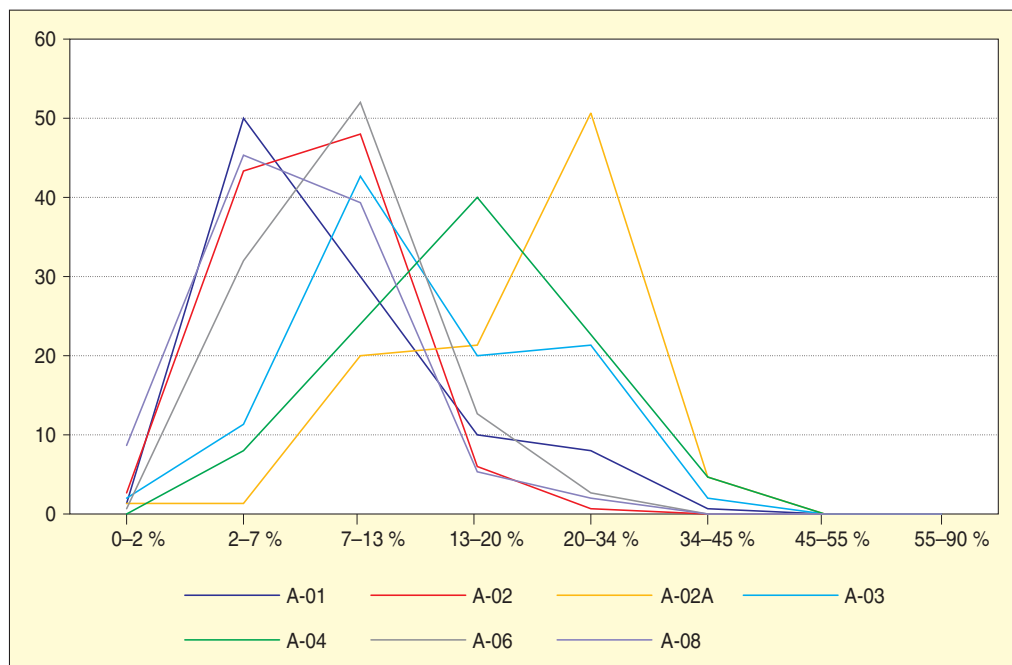
Površje z naklonom 0–2° obsega povprečno komaj 1,5 % dolžin dolcev, površje z naklonom 2–7° pa 9,6 % dolžin dolcev. Površje z naklonom 7–13° obsega povprečno 19,1 % dolžin dolcev, površje z naklonom 13–20° četrtno dolžine dolcev. Z 39,8 % je najpogostejši naklon 20–34°. Površja z naklonom 34–45° je 4,8 %, površja z naklonom nad 45° pa 0,2 %.

Na naslednjih slikah je predstavljena frekvenčna razporeditev naklonov po območjih preučevanja, ki so označeni z velikimi tiskanimi črkami. Oznaka »vse« pomeni frekvenčno razporeditev vseh izmerjenih naklonov, oznaka »brez sp« pa frekvenčno razporeditev naklonov za dna dolcev brez upoštevanja naklona slemen in prečnih prereзов.

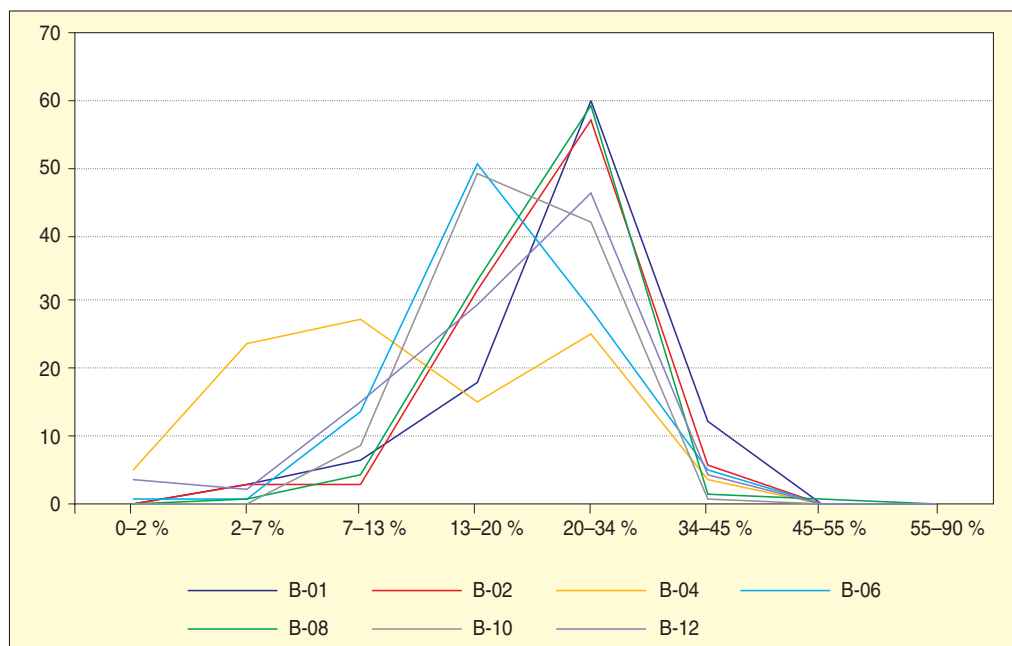
Dolce glede na naklone razvrstimo v dve skupini. V prvi skupini sta Žibrshe in Rakitna s prevlado naklonskega razreda 7–13°, v drugi pa ostala območja, v katerih prevladuje naklonski razred 20–34°. Najvišji nakloni dna imajo dolci pri Poljanah, najnižjega pa dolci v Žibrsah.



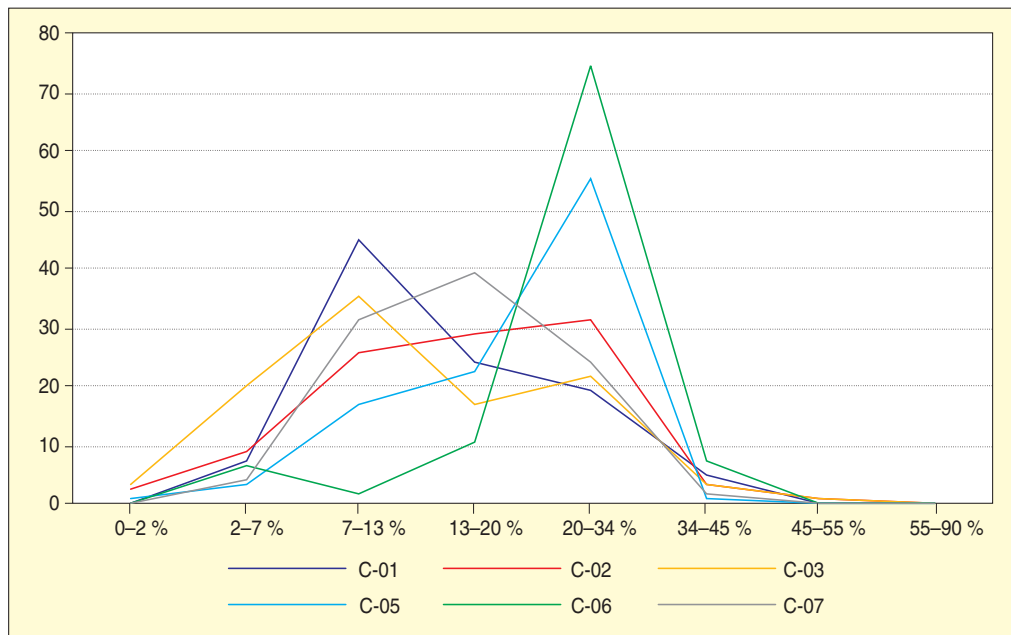
Slika 27: Frekvenčna razporeditev naklonov po območjih preučevanja v odstotkih po naklonskih razredih.



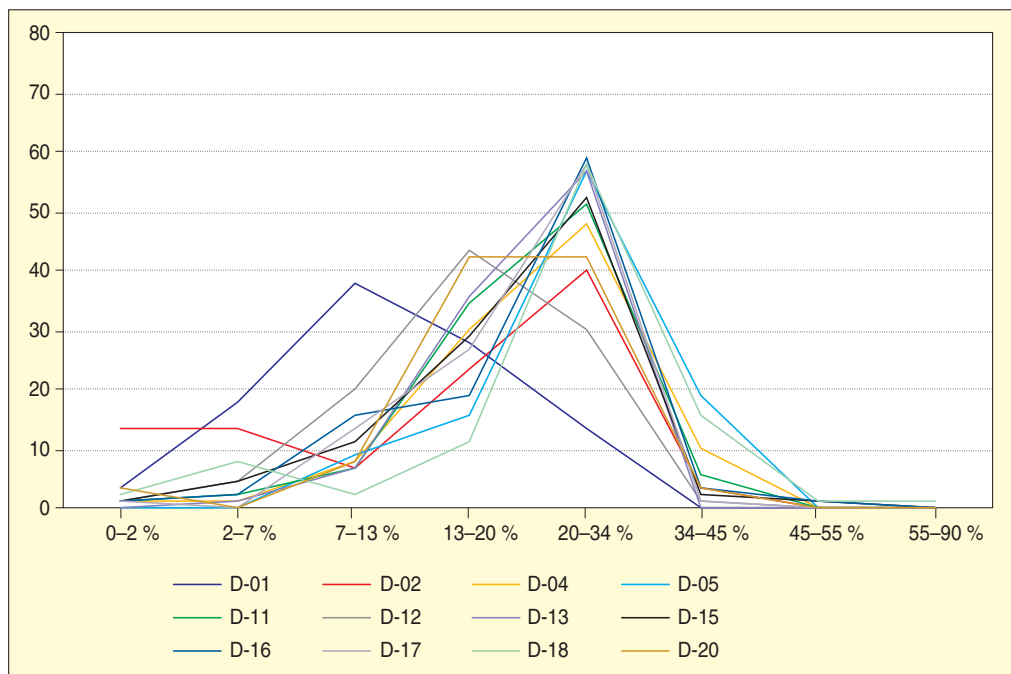
Slika 28: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Žibršah pri Logatcu na severni strani slemena.



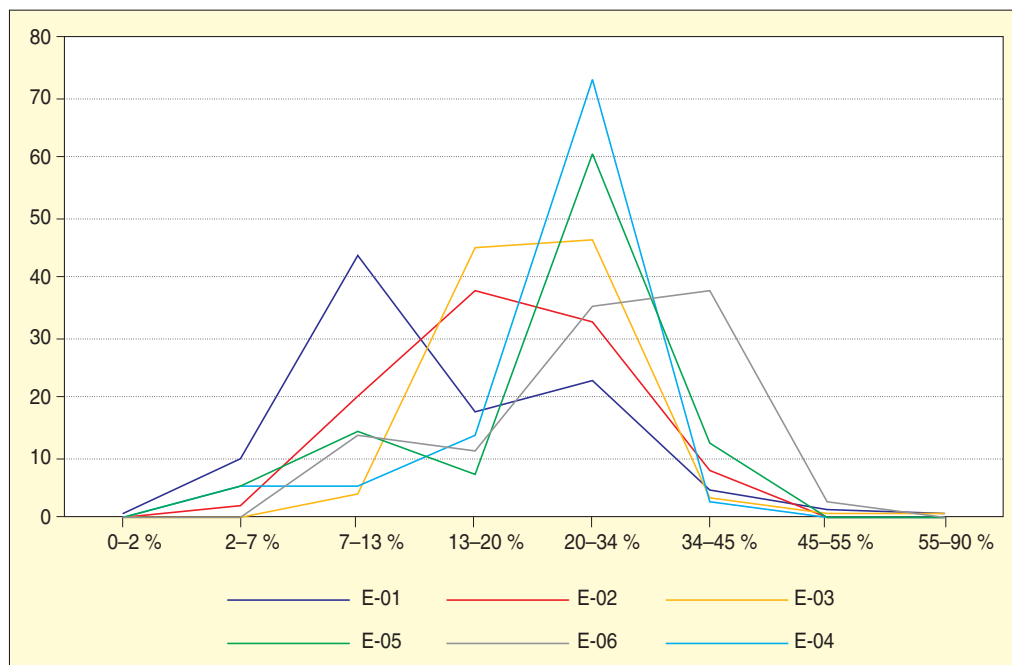
Slika 29: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Selu pri Polhovem Gradcu.



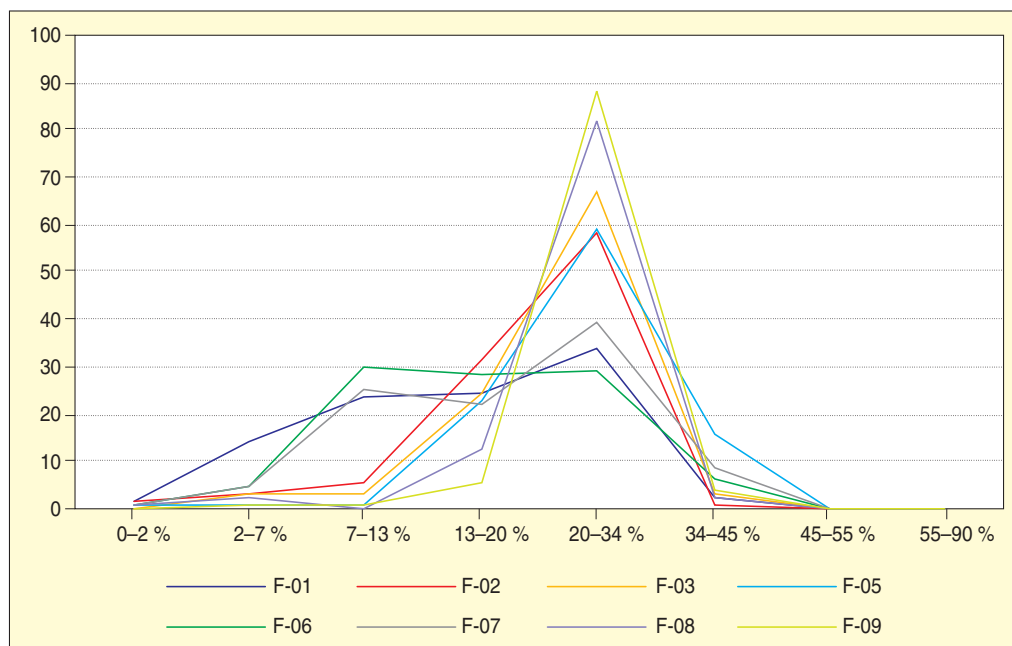
Slika 30: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Žibršah pri Logatcu na južni strani slemena.



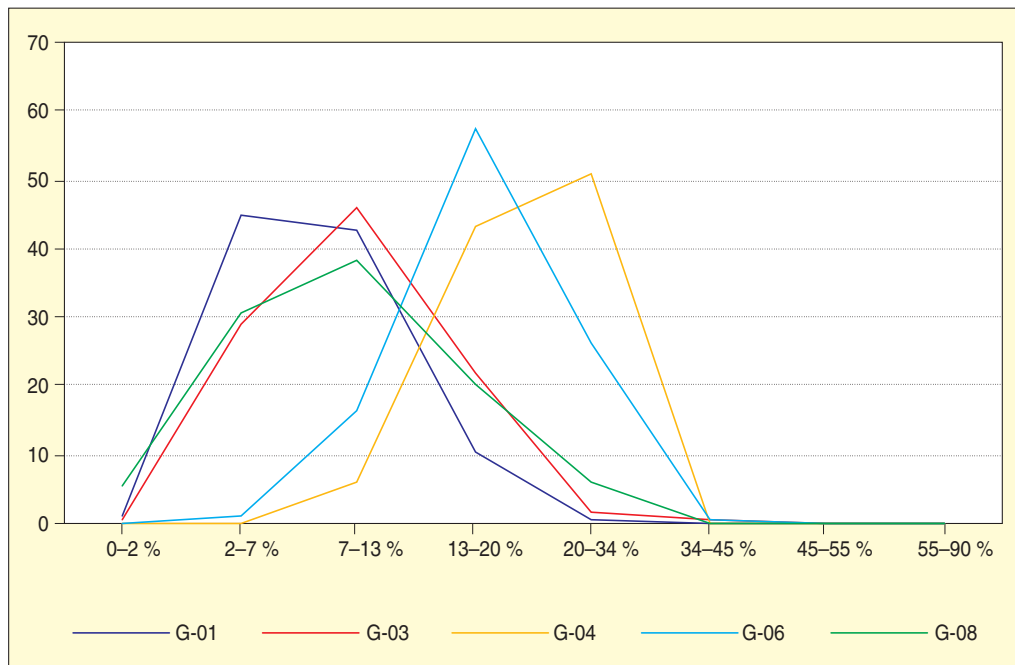
Slika 31: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih nad vasjo Metnaja pri Stični.



Slika 32: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih nad dolino Stiškega potoka pri Stični.



Slika 33: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih severno od Poljan pri Stični.



Slika 34: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Rakitni.

Z razvrščanjem v skupine z Wardovo metodo sem glede na že navedene prilagojene Parsonsove parametre oblikoval pet skupin. V prvi skupini je petnajst dolcev, in sicer A-02a, G-04, D-18, C-05, A-04, B-04, C-06, D-04, E-05, B-02, D-02, E-06, D-05, E-04 in D-20. V drugi skupini, ki je med preostalimi štirimi najbolj oddaljena od ostalih treh, je devet dolcev, in sicer A-01, A-02, C-02, G-06, D-01, G-03, E-01, F-01 in G-08. V tretji skupini je osem dolcev, in sicer A-06, A-08, B-10, C-07, F-02, F-07, B-12, F-06. V četrti skupini je deset dolcev, in sicer B-01, F-09, F-08, B-06, E-03, B-08, F-05, D-13, D-17 in F-03. V peti skupini je devet dolcev, in sicer A-03, C-01, G-01, C-03, D-12, E-02, D-11, D-16 in D-15.

Prva skupina ima najnižji povprečni naklon ($12,7^\circ$), druga in tretja skupina imata naklon 16° , četrta in peta skupina pa 22° . Standardni odklon je pri vseh skupinah približno enak (7°), koeficient variacije je najvišji pri prvi skupini (54), pri drugi skupini je 45, pri tretji 44, pri peti 40 in pri četrti 30.

Glede frekvenčne razporeditve naklonov izstopa prva skupina z viškom v razredu $7-13^\circ$. Druga in tretja skupina imata primarni višek v naklonskem razredu $20-34^\circ$, izrazit je višek v naklonskem razredu $7-13^\circ$. Peta in četrtja skupina imata zelo izrazit višek v naklonskem razredu $20-34^\circ$.

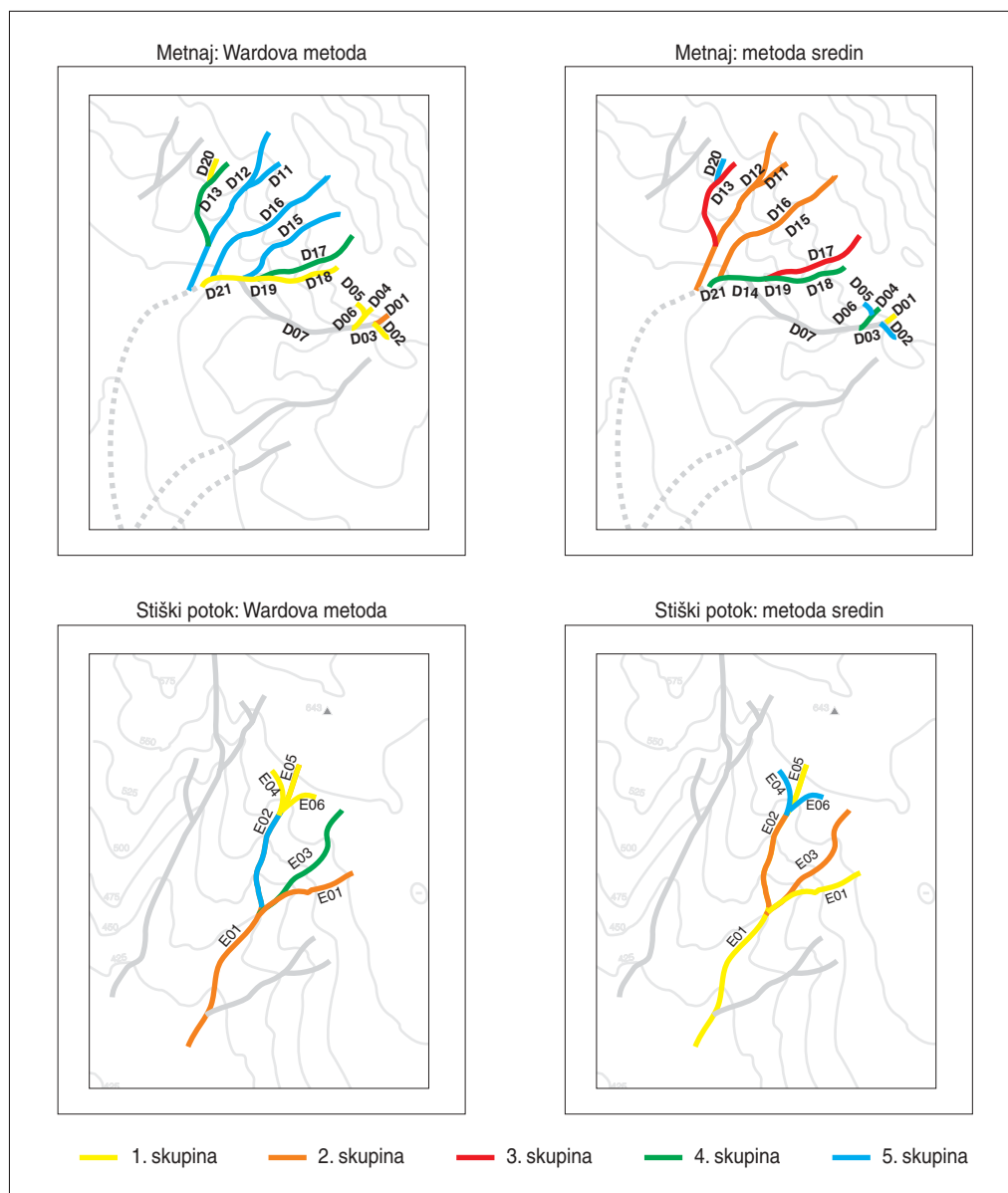
Skupine se razlikujejo tudi po dolžini dolcev. Dolci v prvi skupini merijo povprečno 425 m, v drugi skupini 246 m, v tretji skupini 240 m, v četrti skupini 171 m in v peti skupini 79 m. Dolci prve skupine so najvišji (85 m), sledijo dolci druge skupine (71 m), tretje in četrte skupine (65 m) ter pete skupine (28 m).

Najstrmejši odsek je povprečno na 40 % dolžine dolca, merjeno od slemena navzdol. Ta odsek je najbližje slemenu v tretji skupini (6 %), sledi prva skupina, kjer leži najstrmejši odsek na prvi četrtini dolžine dolca, sledi peta skupina s 2/5 dolžine, četrta skupina s 3/2 dolžine in druga skupina, kjer leži najstrmejši odsek na 7/10 dolžine dolca.

Po pričakovanjih prevladuje v vseh dolcih konkavna ukrivljenost. Konkavnost je najvišja v prvi in tretji skupini dolcev (nad polovico meritev), pri katerih je premočrtnih odsekov nekaj manj kot konveksnih. Za drugo in četrto skupino je značilna enaka raven konveksnih in premočrtnih odsekov, konkavnih

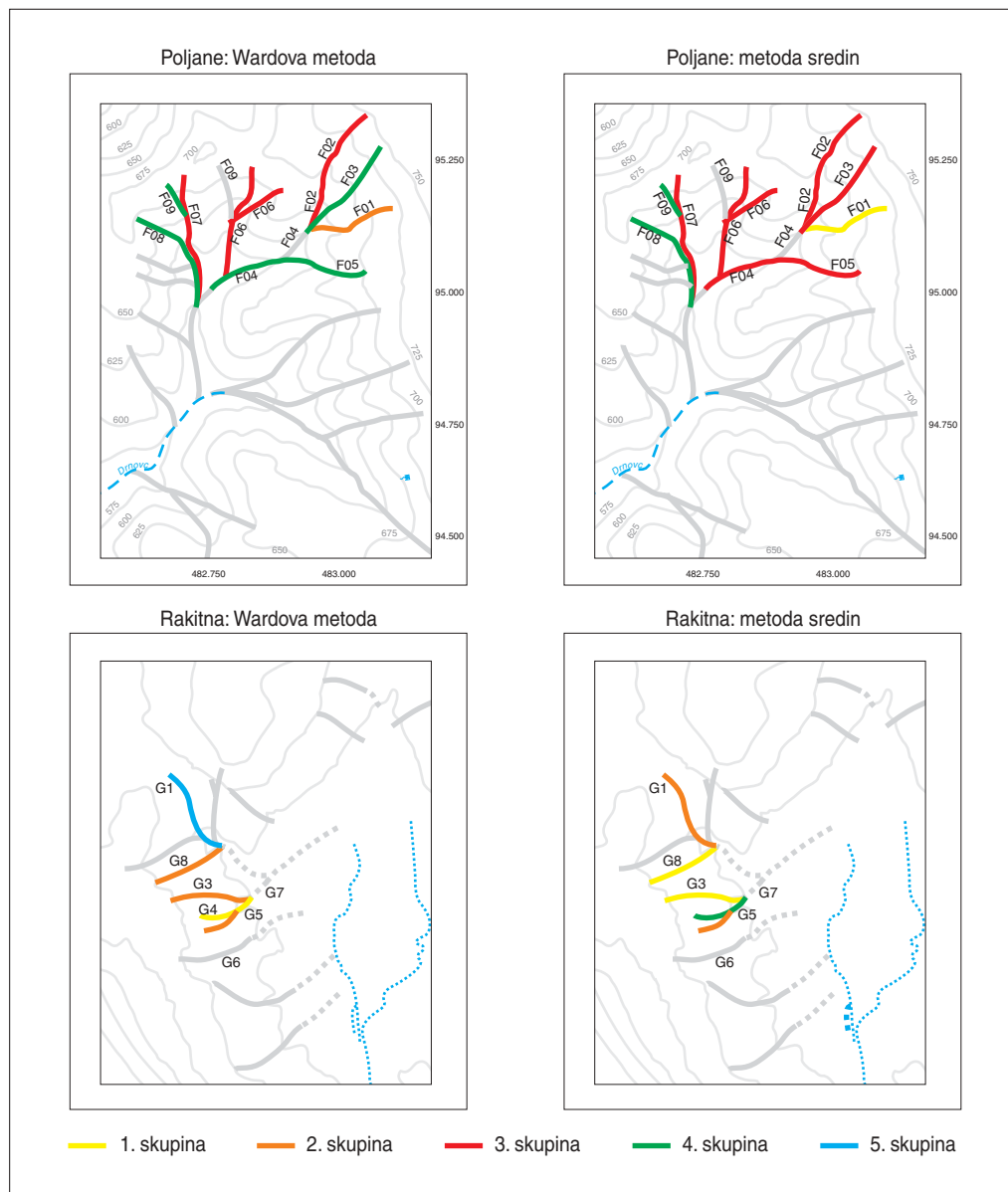
odsekov je približno 2/5. Posebej izstopa peta skupina z najvišjimi deleži konveksnih in premočrtnih odsekov in najnižjimi vrednostmi konkavnih odsekov (35 %).

Dolce sem razvrstil v pet skupin tudi z metodo sredin, pri kateri je potrebno prej določiti število razredov, v katere naj razvrsti pojav. Zaradi lažje primerjave rezultatov sem izbral isto število razredov, kot ga je program samodejno določil z Wardovo metodo.



Slika 35: Primerjava razvrstitve dolcev glede na prilagojene Parsonsove parametre v pet skupin z Wardovo metodo in z metodo sredin. Slike so paroma razporejene po območjih.

V prvi skupini je sedem dolcev (A-01, C-02, D-01, E-01, F-01, G-03, G-08), v drugi skupini 13 dolcev (A-02, A-03, B-06, C-01, C-03, D-11, D-12, D-15, D-16, E-02, E-03, G-01, G-06), prav toliko v tretji skupini (A-06, A-08, B-08, B-10, B-12, C-07, D-13, D-17, F-02, F-03, F-05, F-06, F-07), enajst v četrti skupini (A-04, B-01, B-04, C-05, C-06, D-04, D-18, E-05, F-08, F-09, G-04) in sedem v peti skupini (A-02A, B-02, D-02, D-05, D-20, E-04, E-06).



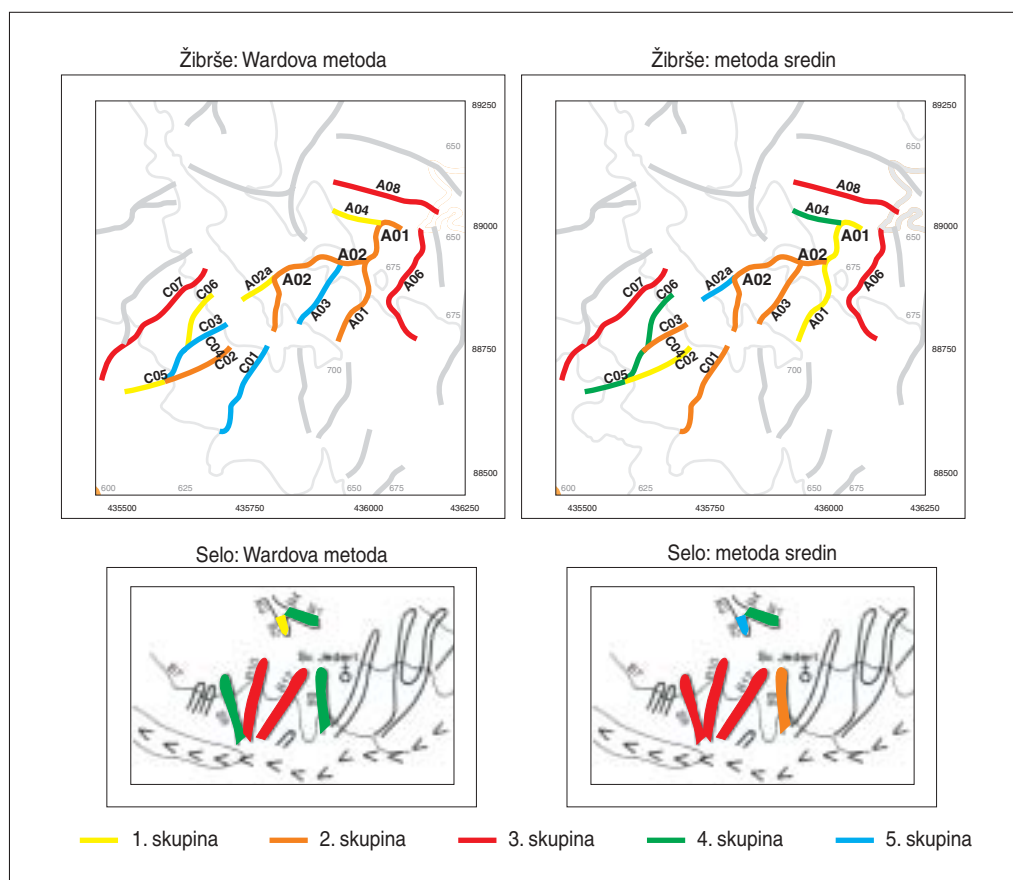
Slika 36: Primerjava razvrstitve dolcev glede na prilagojene Parsonsove parametre v pet skupin z Wardovo metodo in z metodo sredin. Slike so paroma razporejene po območjih.

Prva skupina ima najnižji povprečni naklon (12°), druga skupina ima povprečni naklon 16° , tretja skupina ima povprečni naklon 18° , peta skupina 19° in četrta skupina 21° . Standardni odklon je pri vseh skupinah približno enaka (7°), koeficient variacije je najvišji pri prvi skupini (58), pri drugi skupini je 43, pri tretji 38, pri peti 37 in pri četrti 42.

Tudi izračun z metodo sredin je izpostavil prvo skupino z viškom v naklonskem razredu $7\text{--}13^\circ$. Izstopa druga skupina z viškom v naklonskem razredu $13\text{--}20^\circ$ in skoraj enakim deležem meritev v naklonskem razredu $20\text{--}34^\circ$. Podobna je frekvenčna razporeditev tretje in pete skupine z izrazitejšim viškom v naklonskem razredu $20\text{--}34^\circ$. Ta naklonski razred je najbolj izrazit v četrti skupini, kjer doseže 56 %, drugi naklonski razredi so manj zastopani.

Skupine se razlikujejo tudi po povprečni dolžini dolcev. Dolci v prvi skupini merijo povprečno 448 m, v drugi skupini 251 m, v tretji skupini 218 m, v četrti skupini 112 m in v peti skupini 170 m. Dolci prve skupine so tudi najvišji (89 m), sledijo dolci druge skupine (69 m), tretje skupine (66 m) in pete (42 m) ter četrte skupine (50 m).

Najstrmejši odsek je povprečno na 43 % dolžine dolca, merjeno od slemena navzdol. Ta odsek je najbližje slemenu v prvi in tretji skupini (18 %), sledita četrta in peta skupina (51 % in 56 % dolžine) ter druga skupina, kjer leži najstrmejši odsek na 7/10 dolžine dolca.



Slika 37: Primerjava razvrstitve dolcev glede na prilagojene Parsonsove parametre v pet skupin z Wardovo metodo in z metodo sredin. Slike so paroma razporejene po območjih.

Po pričakovanjih v vseh dolcih prevladuje konkavna ukrivljenost (45 % izmerjenih odsekov), sledi jo konveksni odseki dolcev (28 %), najmanj je premočrtnih odsekov (27 %). Konkavnost je najvišja v prvi skupini dolcev (52 %) in najnižja v peti skupini (37 %). Konveksnost je najvišja v peti skupini in najnižja v prvi skupini. Premočrtni odseki so najpogostejši v peti skupini, najmanj jih je v prvi skupini. Wardova metoda se je izkazala kot primernejša, saj je bolj v skladu s stanjem v naravi, kar prikazujejo naslednje slike.

3.5 UKRIVLJENOST DOLCA

Ukrivljenost površja iz podatkov o naklonih in razdaljah med merilnimi točkami izračunamo po enačbi: $C_{ab} = [(\alpha - \beta)/0,5] \cdot [(d_a + d_b) \cdot 100]$, v kateri grški črki označujeta naklon v radianih, d pa dolžino pobočja v dveh zaporednih segmentih a in b . Pri zveznih meritvah jo izračunamo tudi po enačbi $C_c = [100 \cdot (\Phi_a - \Phi_b)] / [(0,5 \cdot d_a) + d_c + (0,5 \cdot d_b)]$, v kateri grška črka Φ označuje naklon dveh zaporednih segmentov (a in b), črka d dolžino treh zaporednih segmentov a , b in c . Izračuna dajeta podobne rezultate (Young 1972, 143).

Glede na naklon razdelimo pobočja v segmente, glede na ukrivljenost pa v enote. Enote površja, v katerih potekajo enaki ali podobni procesi, homogeni po vrsti in intenzivnosti, imenujemo morfogenetske enote. Morfogenetske enote od sosednjih ločijo zvezni pregibi ali očitnejši prehodi ali robovi. Morfogenetske enote pokrivajo celotno površje, tako da noben del ne ostane zunaj njih. Iz morfologije površja, predvsem iz razmerja med konkavnimi in konveksnimi geomorfnimi oblikami, ter naklona sklepamo na prevladujoče procese.

Pobočja so konkavna, konveksna ali premočrtna. Konveksni in konkavni pobočni pregibi določajo krajevno erozijsko bazo in s tem vplivajo na razvoj površja. Območje med pregiboma je od okolice povečini neodvisen sistem, saj se reliefne oblike razvijajo od spodaj navzgor. Pobočje pod pregibom se razvija neodvisno od pobočja nad njim (Penck 1972, 129).

Posamezen pobočni prerez odseva le genezo konkretnega mesta in ga ne moremo posploševati (prim. Penck 1972, 130 in 195). Zato se lahko zelo razlikujejo tudi bližnja območja. Primer so nekaj deset metrov oddaljena in povsem različna slemena med dolci pri sveti Jedert v Polhograjskem hribovju.

Dolec ima v zgornjem delu kratek položen in konveksen del, ki se spodaj izteče v konkavno pobočje. Značilno zaporedje se ponavlja v vzdolžnem prerezu. Dolec nastane na nagnjenem reliefu, vendar ne na prevelikih strminah. Njegov zgornji del je pod slemenom ali pregibom pobočja. Z oddaljevanjem od zgornjega dela dobi dno zaradi manjše intenzivnosti geomorfnih procesov konkavno obliko. Pogosto je v dnu dolca debela plast prepereline, tudi prst je v dnu debelejša kot na pobočjih.

Dolce sem glede na ukrivljenost razvrstil v skupine s pomočjo Wardove metode razvrščanja. Analizo sem opravil glede na delež konkavnih, konveksnih in premočrtnih izmerjenih 1,5 m dolgih enot glede na dolžino dolcev. V prvi skupini so dolci, ki imajo 17 % konveksnih, 16 % premočrtnih in 66 % konkavnih

Preglednica 8: Dolci, razvrščeni v skupine glede na delež ukrivljenosti.

skupina	oznake dolcev
1	A-01, G-01, A-06, B-10, A-02, A-04, B-12, D-01
2	A-08, B-04, E-01, F-01, B-06, G-08, G-03, B-08
3	A-02a, F-05, D-02, G-04
4	B-01, F-03, C-07, F-08, F-07, C-05
5	A-03, C-01, F-02, D-15, D-04, D-17
6	D-11, G-06, D-12, D-16, D-13, E-05, F-09, E-03, F-06
7	E-02, B-02
8	E-04, C-03, C-06, D-18, C-02, E-06, D-05, D-20

enot. V drugi skupini so dolci s 26 % konveksnega dna, 27 % premočrtnega dna in 46 % konkavnega dna. V tretji skupini je delež konveksnih enot 34 %, konkavnih enot 35 % in premočrtnih enot 37 %. V četrthi skupini imajo dolci 41 % konveksnih enot, 35 premočrtnih enot in le 24 % konkavnih enot.

Nasploh prevladujejo konkavne enote, ki obsegajo 44 % dolžine povprečnega dolca, manj je konveksnih, ki obsegajo 29 % dolžine povprečnega dolca, in premočrtnih z 28 %. Konkavne enote obsegajo 11–45 % dolžine povprečnega dolca, konveksne enote 16–43 % dolžine povprečnega dolca in premočrtne enote 19–72 % dolžine povprečnega dolca.

V prvi skupini je osem dolcev. Zanje je značilen majhen delež konveksnih enot (10–19,9 %), majhen delež premočrtnih enot (20–29,9 %) in velik delež konkavnih enot (nad 60 %).

Preglednica 9: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v prvi skupini v odstotkih.

dolec	konveksne enote	premočrtne enote	konkavne enote
A-04	16,39	11,48	72,13
A-01	17,77	18,60	63,64
D-01	19,59	15,88	64,53
B-10	16,17	18,56	65,27
A-06	16,46	17,07	66,46
B-12	19,05	12,93	68,03
A-02	15,77	14,41	69,82
G-01	18,00	20,00	62,00

Preglednica 10: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v drugi skupini v odstotkih.

dolec	konveksne enote	premočrtne enote	konkavne enote
F-01	25,96	18,58	55,46
D-05	29,03	45,16	25,81
F-03	28,17	34,51	37,32
B-01	27,88	33,65	38,46
D-13	28,32	30,09	41,59
A-03	25,36	31,16	43,48
F-09	29,79	29,79	40,43
D-12	29,89	28,80	41,30
E-05	29,09	29,09	41,82
D-15	29,17	26,79	44,05
F-02	27,61	28,22	44,17
C-01	27,27	27,97	44,76
D-04	25,42	28,81	45,76
D-17	26,23	27,87	45,90
F-06	29,41	24,27	46,32
G-03	24,38	24,74	50,88
B-06	25,00	22,41	52,59
G-08	25,10	22,01	52,90
B-08	21,05	25,44	53,51
E-01	24,49	20,75	54,76
B-04	22,41	22,41	55,17
A-08	20,69	21,84	57,47

Za dolce v drugi skupini je značilno, da je približno četrtna njihove dolžine konveksna, nekaj več kot četrtna premočrtna in nekaj manj kot polovica njihove dolžine konkavna.

V tretji skupini je šestnajst dolcev z izenačenim deležem konveksnih (34 %), premočrtnih (31 %) in konkavnih (35 %) enot.

Preglednica 11: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v tretji skupini v odstotkih.

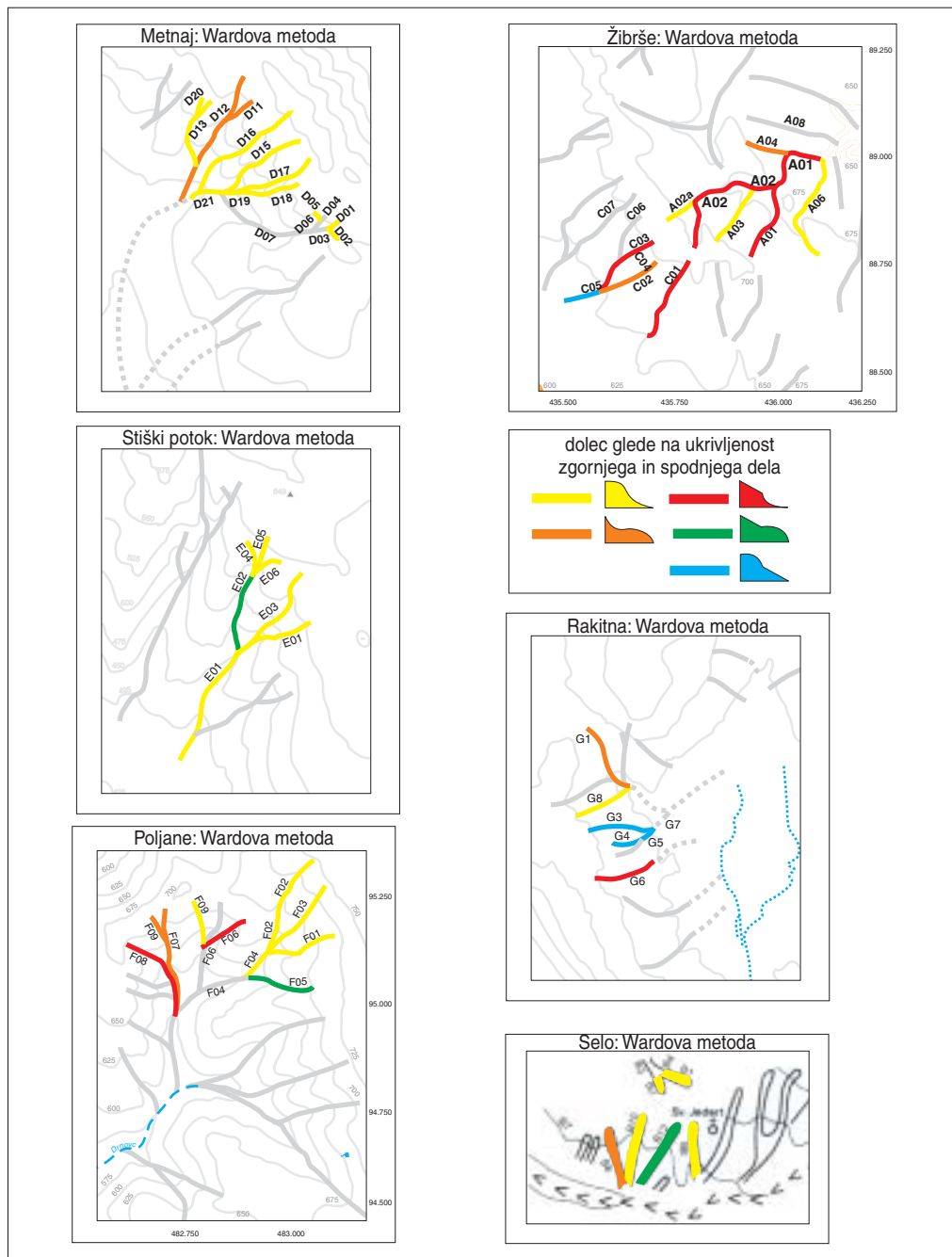
dolec	konveksne enote	premočrtne enote	konkavne enote
F-05	37,82	26,05	36,13
A-02A	36,67	26,67	36,67
G-04	33,33	28,79	37,88
D-02	34,48	27,59	37,93
G-06	30,34	28,63	41,03
D-11	30,59	28,24	41,18
D-16	30,06	28,22	41,72
E-03	32,79	24,59	42,62
E-06	36,11	38,89	25,00
C-02	35,63	37,25	27,13
E-04	36,11	41,67	22,22
E-02	36,67	32,22	31,11
C-05	32,95	35,23	31,82
F-07	34,52	30,36	35,12
C-07	32,47	31,82	35,71
F-08	30,68	31,82	37,50

V četrti skupini je pet dolcev s prevlado konveksnih enot (41 %) nad premočrtnimi (35 %) in konkavnimi (24 %).

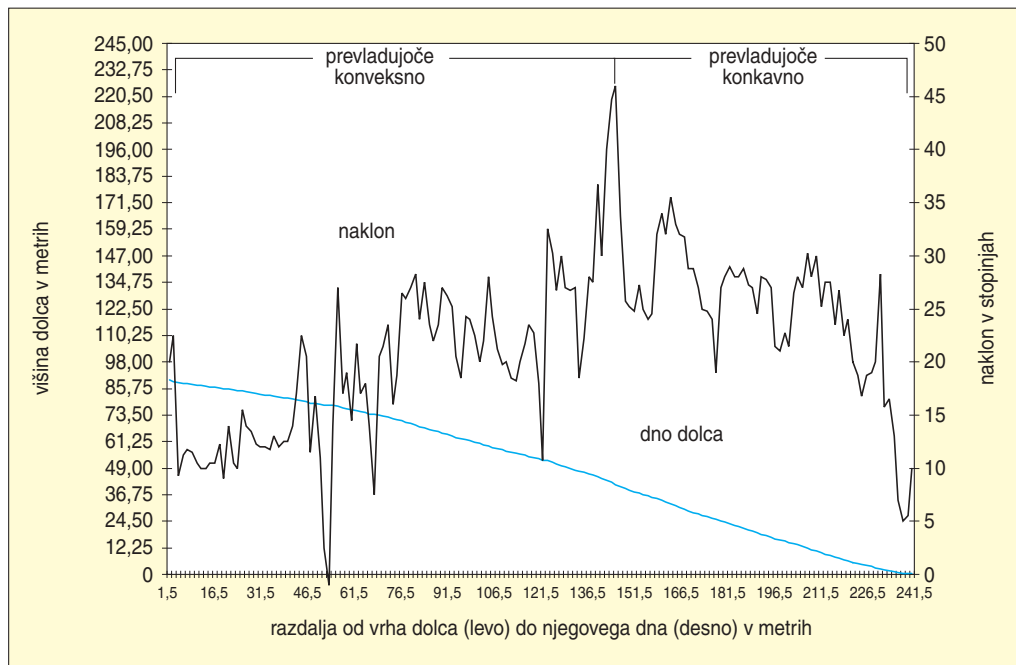
Preglednica 12: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v četrti skupini v odstotkih.

dolec	konveksne enote	premočrtne enote	konkavne enote
B-02	41,18	29,41	29,41
C-06	43,08	33,85	23,08
D-18	40,54	35,14	24,32
D-20	40,54	35,14	24,32
C-03	40,23	40,81	18,97

V Žibrsah imajo dolci na severovzhodni strani slemena pretežno konkavno dno, dolci v jugozahodni legi pa imajo konveksnega. Konveksnost je posledica večje izrazitosti kamninske osnove v dnu dolcev oziroma tanjše prepereline zaradi večjega naklona. Dolci so na južni strani slemena tudi plitvejši kot na severnem pobočju. Pri Metnaju so dolci manj konkavni. Le štirje imajo približno polovico konkavnih enot, pri dveh je njihov delež manjši od četrtnine. Dolci nad Stiškim potokom imajo zgoraj izenačen delež konveksnih, premočrtnih in konkavnih enot, spodaj pa prevladajo konkavni. V dolcih pri Poljanah prevladujejo konkavne (50 %) in premočrtne (30 %) enote, trije pa imajo izenačen delež konveksnih, premočrtnih in konkavnih enot. Dna dolcev v Selu so zaradi intenzivnih geomorfni procesov pretežno konkavna. Dva imata nad 50 %, druga dva pa nad 60 % konkavnih enot.



Slika 38: Dolci, razvrščeni v skupine z Wardovo metodo glede na delež (%) konvexnih, premočrtnih in konkavnih enot. Povprečni deleži konvexnih, premočrtnih in konkavnih enot za posamezno skupino so v tem vrstnem redu in ločeno s poševnico navedeni v legendi.



Slika 39: Grafični način določenja ukrivljenosti vzdolžnega prereza dolca (glej prilogo 10).

Ker s to metodo nisem mogel opredeliti genetskega pomena ukrivljenosti, saj delež vrste ukrivljenosti nič ne pove o razporeditvi konveksnih, premočrtnih in konkavnih enot v dnu dolca, sem za kontrolo uporabil še grafično metodo. Postopek določanja je prikazan na sliki 39.

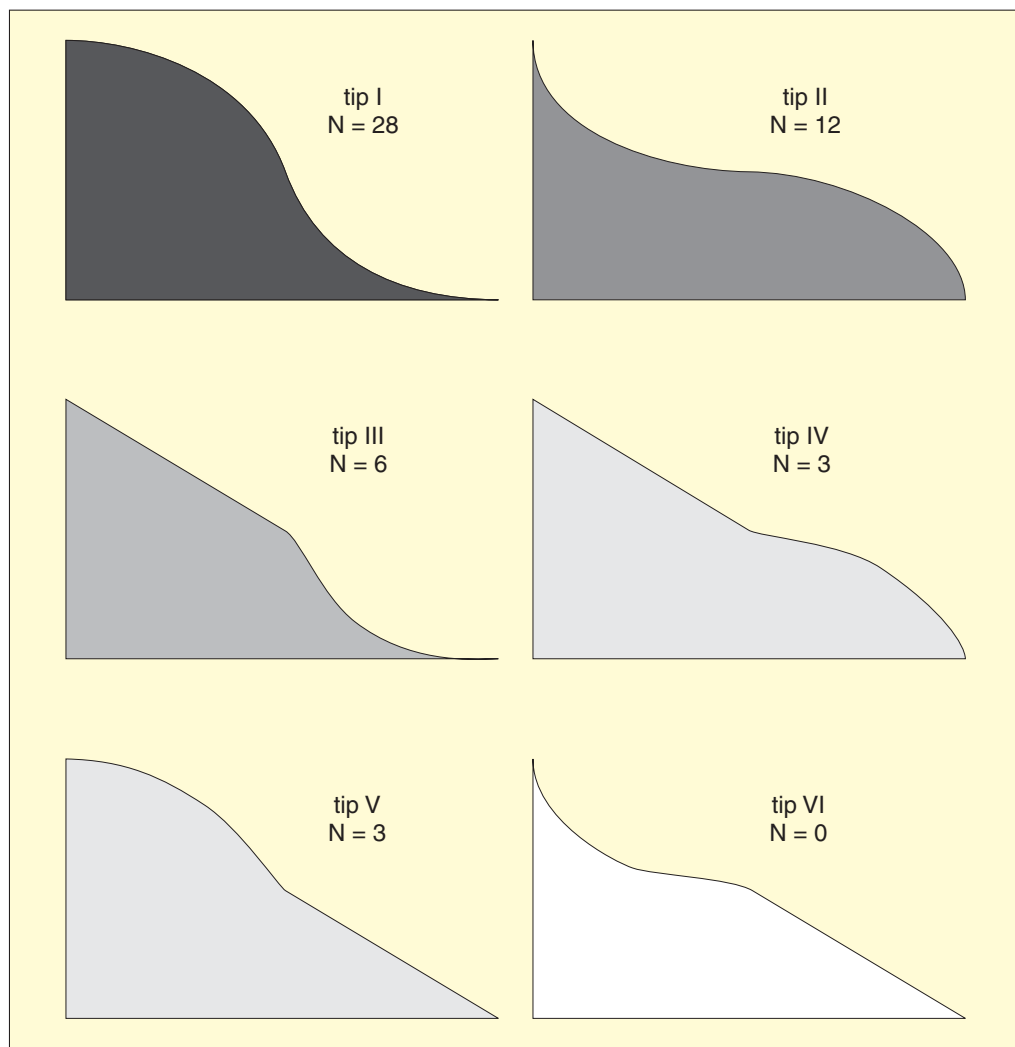
Prereze dolcev sem glede na spremembe naklona razdelil na tri do osem delov, za katere sem ugotavljal povprečno ukrivljenost oziroma spremembe naklona. Premočrtna enota ima enakomeren naklon, konkavna enota ima večji naklon v višji legi kot v nižji legi, konveksna enota ima z nižanjem nadmorske višine višji naklon. Dolce sem nato z Wardovo metodo razvrstil v pet skupin ali tipov.

Preglednica 13: Število različnih tipov dolcev.

tip	opis	število
I	zgoraj konveksni in spodaj konkavni dolci (konveksno-konkavni)	28
II	zgoraj konkavni in spodaj konveksni dolci (konkavno-konveksni)	12
III	zgoraj premočrtni in spodaj konkavni dolci (premočrtno-konkavni)	6
IV	zgoraj premočrtni in spodaj konveksni dolci (premočrtno-konveksni)	3
V	zgoraj konveksni in spodaj premočrtni dolci (konveksno-premočrtni)	3

V Poljanah prevladujejo dolci tipa I, ki so zgoraj konveksni, spodaj pa konkavni. To je znak razčlejevanja površja, s katerim gladko pobočje prehaja v dolasto–slemenasto. Dva dolca pa sta zgoraj konkavna in spodaj konveksna.

V Žibršah prevladujejo dolci, ki so zgoraj premočrtni, spodaj pa konkavni. To je povezano z močnejšim korozijskim delovanjem vode v nižjih legah, kjer je v dnu dolcev več prepereline. V zgornjih delih je prst plitvejša, potek dolcev pa je neposredno povezan s kamninsko sestavo. Dolci so bližje slemenju



Slika 40: Tipi dolcev glede na ukrivljenost zgornjih dveh enot. Številka označuje število dolcev posameznega tipa.

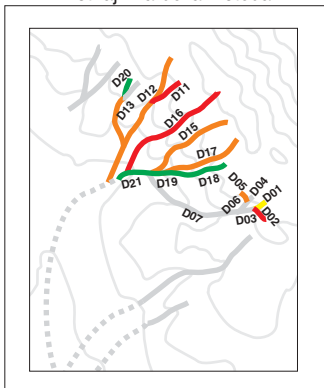
tudi konvexsno-konkavne oblike. V nižji legi sta dolca, ki imata zgoraj običajen konkaven prerez, spodaj pa sta konvexna. Obvisela sta namreč nad dolcem, v katerega se stekata.

Dolci nad dolino Stiškega potoka so konvexsno-konkavni. V osrednjem delu je dno ponekod premočrno.

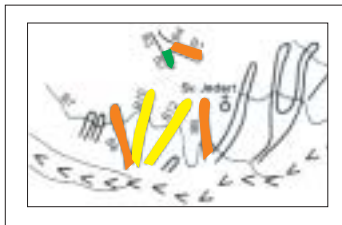
Nad Metnajem so dolci v zgornjem delu konvexsno-konkavni in premočrno-konkavni. Eden je premočrno-konvexen, drugi pa konkavno-konvexen. Dolca sta v razvoju zaostala za dolcem, v katerega se stekata.

Dolci v Selu pri Polhovem Gradcu imajo kljub na videz zelo podobni legi dokaj različne prereze. Le v dveh se lahko vzpostavlja ravnovesje med zniževanjem površja, premeščanjem gradiva po pobočjih in dnu dolca ter odnašanjem gradiva v potoku. Ta dva dolca sta konvexsno-konkavna. Dva pa sta obvisela nad glavno dolino in imata konkavno-konvexen oziroma premočrno-konvexen prerez.

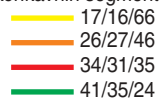
Metnaj: Wardova metoda



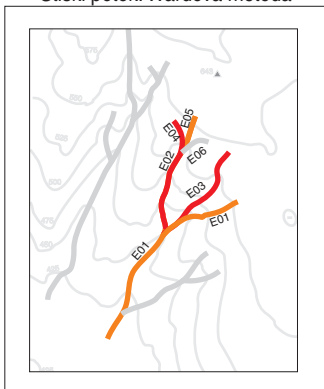
Selo: Wardova metoda



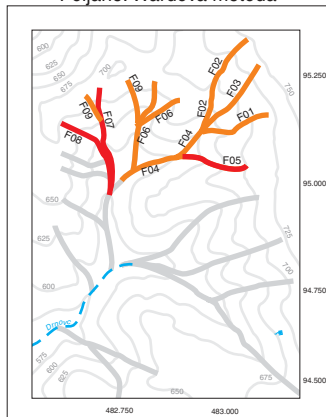
delež konveksnih, premočnih
in konkavnih segmentov



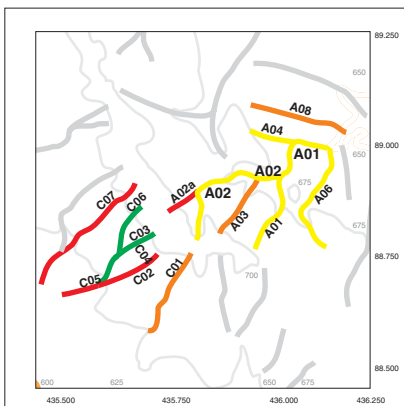
Stiški potok: Wardova metoda



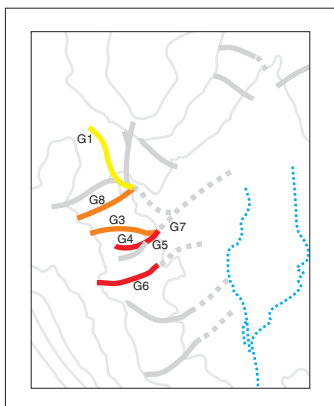
Poljane: Wardova metoda



Žibrše: Wardova metoda



Rakitna: Wardova metoda



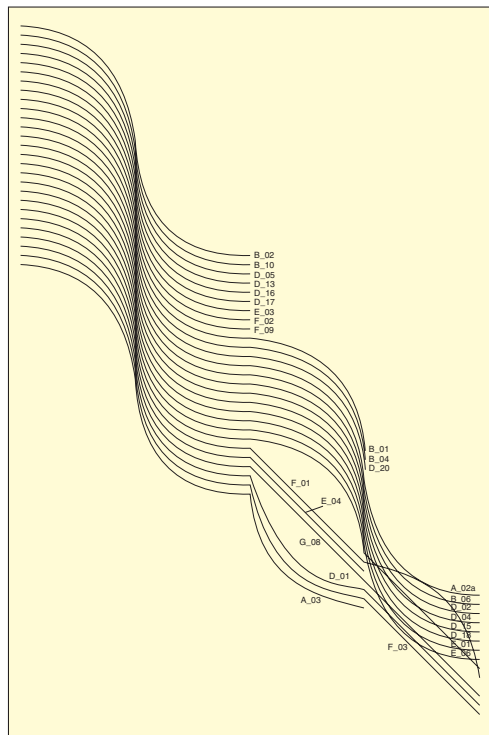
Slika 41: Dolci glede na prevladujočo ukrivljenost.

Tudi dolci na Rakitni se zelo razlikujejo drug od drugega. Eden je konveksno-konkaven, prav tako eden konkavno-konveksen, dva pa sta celo konveksno-premočrtna. Kot kaže, so pobočni procesi na Rakitni razmeroma šibki in ima voda poglavitno vlogo pri preoblikovanju pobočij Novaške gore. Na kraški odtok v dnu kraškega polja bolj neposredno navezani dolci doživljajo danes drugačen razvoj kot tisti, na katerih se je v dnu že vzpostavilo ravnovesje.

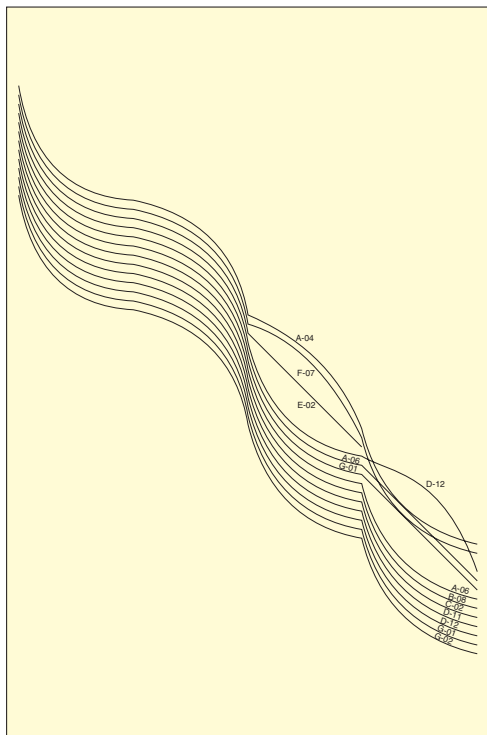
Najpogostejši so dolci s konkavnostjo v spodnjem delu (34), manj je dolcev, ki so spodaj konveksni (15), le trije dolci so spodaj premočrtni. V zgornjem delu je največ dolcev konveksnih (31), dvanajst je konkavnih in devet premočrtnih. Konkavni zgornji del je značilen za enaintrideset dolcev, konkavni spodnji del pa za dvanajst dolcev. Konveksni zgornji del je značilen le za tri dolce, konveksni spodnji del pa za petnajst dolcev. Ukrivljenost dolcev je tesno povezana z oblikovanostjo reliefa okolice dolcev oziroma pobočja, na katerem so nastali kot drugotna reliefna oblika.

Dolci tipa I so najpogostejši. Podobni so dolcem tipa V, le da konveksnemu zgornjemu delu navzdol sledi konkaven del namesto premočrtnega, ki je ravnovesno pobočje. Zgornji del je pri vseh dolcih tega tipa enoten. Največ takšnih dolcev je severno od Metnaja, pri Selu pri Polhovem Gradcu, nad dolino Stiškega potoka in pri Poljanah pri Stični. Trije takšni dolci so še v Žibršah. Ta tip je podoben tipu III. Razlikujeta se po zgornjem delu, za oba je značilno konkavno pobočje pod najvišjim delom. V spodnjem delu dolca tega tipa lahko slutimo podoben razvoj. Premočrtna enote so v ravnovesju. Te dolce oblikujejo korozija in pobočni procesi, predvsem polzenje in občasni usadi ali zemeljski plazovi.

Za dolce tipa II je značilen konkavni spodnji del, nad katerim je konveksni srednji del. Zgornji del je konkaven. Ta tip je naslednja faza razvoja dolcev tipa I, kjer je konveksni zgornji del že v celoti pre-



Slika 42: Dolci tipa I. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.



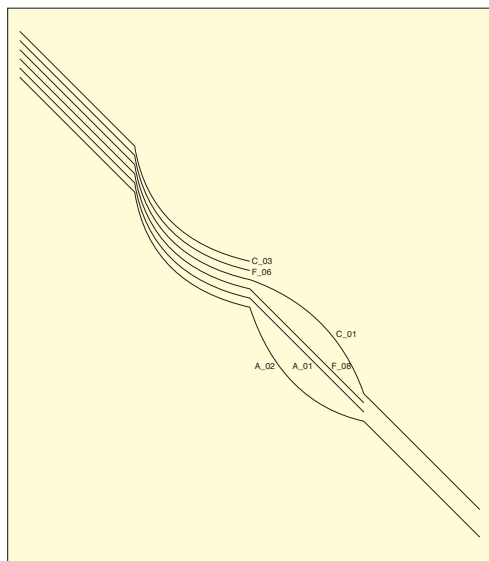
Slika 43: Dolci tipa II. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.

šel v konkavnega. Zgoraj je pomembno preperevanje, verjetno tudi korozija, spodaj pa na nastanek konkavnih delov vpliva erozija. Možen je vpliv polzenja in občasni zemeljski plazovi. Takšni dolci so v Žibršah in na Rakitni, v Selu, pri Metnaju in pri Poljanah.

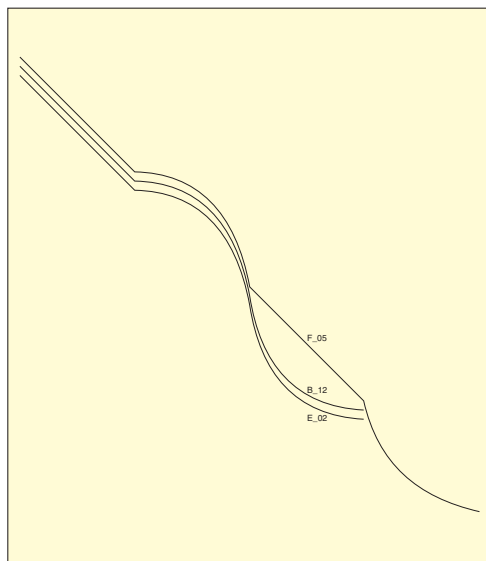
Dolcev tipa III je le šest (A-01, A-02, C-01, C-03, F-06, F-08). Ti dolci so zgoraj premočrtni, navzdol sledi konkavni del, temu premočrtno-konkavno-konveksni del, spodaj je premočrtni del. Premočrten spodnji del je v ravnovesju. Morfološki vpliv recentnih geomorfnih sprememb sega navzgor do približno polovice teh dolcev. Ponekod v spodnjih delih je površinski vodni tok oblikoval manjšo dolino ali grapo. Višje je značilen prehod iz zgornjega premočrtnega dela v spodnji konkavni del. Pregib je posledica porušenega ravnovesja in vzpostavljanja novega. Temeljni geomorfni procesi sta najverjetneje korozija in erozija spodaj. Dolci tipa III so na Žibršah in pri Poljanah pri Stični.

Za dolce tipa IV je značilen premočrtni zgornji del. Ta del dolca je že uravnotežen. Pred spremembami ga varuje konveksnost v srednjem delu, ki se navzdol nadaljuje v konkavno oziroma premočrtno pobočje. Podobno kot za tip III je dolec tipa IV v fazi degradacije. Dolci tipa IV so v Selu, nad dolino Stiškega potoka in pri Poljanah. Dolca v Selu in nad dolino Stiškega potoka sta spodaj konkavna, kar je posledica erozije v dnu dolin, v kateri se stekata dolca. Dolec v Poljanah je spodaj premočrten, še niže pa konkaven. To je posledica povečane intenzivnosti razvoja dolca v zadnjem času, kar je posledica zakrasedanja oziroma povečanja gradienta voda, ki se po dolcu navzdol stekajo v kotanjo pri vasi Metnaj, od tam pa podzemno proti dolini Stiškega potoka. Možna vzroka povečanja gradienta sta recentna tektonika ob stiskem prelomu in korozija (prim. Smart 1988; Phillips in Walls 2004; Schlunegger in Schneider 2005).

Za dolce tipa V je značilno, da so zgoraj konveksni, v sredini premočrtni in spodaj konkavni. V tej skupini so dolci C5, G3 in G4. Konkavnost v spodnjem delu je posledica zadenjske erozije občasni površinskih vodnih tokov. Nastanek konkavnosti je povezan s stekanjem vode po obilnih padavinah, ko se v spodnjem delu zbere dovolj vode, ki je sposobna erozije in transporta. Možen vzrok so šibki izviri, ki napajajo spodnje dele dolcev. Premočrtni del kaže na to, da se je v osrednjem delu dolcev v pretekli dobi za razliko od tipa I že vzpostavilo ravnovesje. Recentni procesi dolec spreminjajo in vzpostavljajo novo ravnovesje. Dva taka dolca sta na Rakitni in eden na južni strani Žibrš.

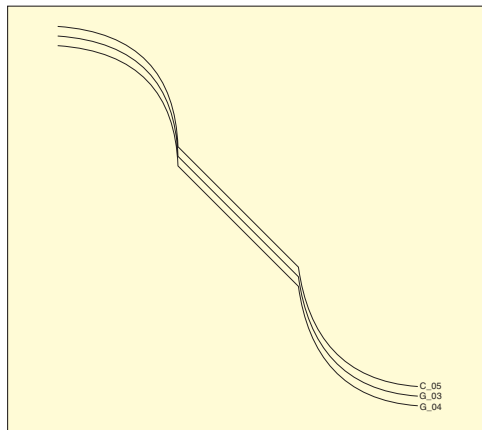


Slika 44: Dolci tipa III. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.



Slika 45: Dolci tipa IV. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.

Slika 46: Dolci tipa V. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.



Dolci posameznega tipa so si podobni v zgornjem delu, navzdol se razlike večajo. To je razumljivo, saj njihova degradacija ali progradacija z različnimi procesi potekata od spodaj navzgor. Poenostavljen prikaz najbolj primerljivih zgornjih odsekov dolcev prikazuje slika na strani 87.

3.6 GENETSKA OPREDELITEV NAKLONOV

3.6.1 NAKLONSKI RAZRED POD 2°

Pri 2° je spodnja meja, pri kateri še potekajo destruktivni geomorfni procesi, pomen vode kot geomorfnega dejavnika se močno zmanjša. Na ravninah je šibko odnašanje gradiva in prevladuje ploskovno odnašanje. Pojavi se soliflukcija. Zaradi počasnega otekanja voda zastaja na površju (Natek 1983). Te površine obsegajo približno sedmino površine Slovenije.

V gradbeniški stroki površine projektirajo z najmanjšim naklonom, ki omogoča odtekanje vode. Uporabljeni naklon je odvisen od vrste in rabe površin., spodnja mejna vrednost pa je pri 1,8° (Geometrijski elementi ... 2003; Temeljni pogoji ... 2003).

3.6.2 NAKLONSKI RAZRED 2,0–6,9°

Pri naklonu 2–7° je odnašanje gradiva zmerno. Denudacija je močna, le ponekod nastanejo erozijski jarki ali erozijski žlebiči. Erozijska je možna na njivah (Natek 1983).

Pri 5° je pomemben prag za dežno erozijo, ko se zaradi delovanja dežnih kapelj navzdol pomakne 60 % delcev (Finlayson in Statham 1980, 123–124 in 174).

Pri naklonu 5–25° je zelo dejavna soliflukcija, na katero sicer pomembneje vplivata vlažnost in temperatura (Klimaszewski 1981, 197 in 236–244). Soliflukcijska pobočja v Belgiji imajo naklon 6° in v arktičnih razmerah pa 5–7° (Tuckfield 1986, 39).

Polzenje prsti poteka v gozdu že nad 3° s hitrostjo $0,2\text{--}67\text{ cm}^3\text{ cm}^{-1}\text{ a}^{-1}$ ali povprečno $6,8\text{ cm}^3\text{ cm}^{-1}\text{ a}^{-1}$ (Klimaszewski 1981, 229; Martin 2000, 3).

3.6.3 NAKLONSKI RAZRED 7,0–11,9°

Na površinah z naklonom 7–11,9°, ki obsegajo približno dvanajstino Slovenije, je močno odnašanje gradiva. Na njivah potekata denudacija in erozijska, erozijska je možna tudi na travnikih. Pri 12° je mejni naklon, nad katerim se prst ne more v celoti izoblikovati in njen prerez (profil) ni polno razvit (Natek 1983).

Razmerje med intenzivnostjo padavin in infiltracijo je verjetno eno od temeljnih za razvoj površja (Phillips 2003, 17). Razmerje vpliva na procesni prag, od katerega je odvisen naklonski prag. Nad 12° se na pobočjih zaradi hitrega površinskega odtoka zmanjša infiltracija vode v podlago. Do 12° je razmerje med naklonom površja ter erozijo in odtočnim količnikom premo, nad 12° pa postane obratno sorazmerno. Na to razmerje vplivata naklon in tekstura prsti. Z naraščanjem naklona se v prsti povečuje delež peščenih delcev (Cerdà in García-Fayos 1997, 78).

Za ta naklonski razred je značilna soliflukcija, možen je nastanek usadov (Natek 1983). Mejni naklon 13° je značilen za soliflukcijska pobočja na apnencih (Klimaszewski 1981, 198 in 288). Odnášanje je na poraščenih pobočjih z naklonom 20° trikrat večje od odnašanja na pobočjih z naklonom 10° . Odnášanje na pobočjih z naklonom 30° je 1,2-krat večje od odnašanja na pobočjih z naklonom 20° in 3,6-krat večje od odnašanja na pobočjih z naklonom 10° . Na golih pobočjih z naklonom 20° je odnašanje 1,6-krat večje od odnašanja na pobočjih z naklonom 10° , odnašanje na pobočjih z naklonom 30° pa je 2,2-krat večje od odnašanja na pobočjih z naklonom 20° in 3,7-krat večje od odnašanja na pobočjih z naklonom 10° (Klimaszewski 1981, 274).

3.6.4 NAKLONSKI RAZRED 13,0–19,9°

Na površinah z naklonom 13–19,9°, ki obsegajo približno desetino površine Slovenije, je ploskovno odnašanje zelo močno in prehaja v linijsko. Pri naklonih 10–30° nastajajo erozijski jarki in erozijske grape, po katerih voda v nižje lege prenese obilo gradiva. V gozdu je močna erozija prsti, pogosti so usadi (Natek 1983).

Pri 15° je v naših razmerah spodnja meja za nastanek zemeljskih plazov (Komac M. 2003). Na pojav zemeljskih plazov naklon vpliva z 21,2 % (Komac M. 2004, 242).

V oligocenski sivici, andezitnem tufu in spodnjemiocenskem peščenjaku v Voglajnskem gričevju so se usadi najpogosteje prožili pri naklonih 16–20°. Četrtnina usadov se je sprožila pri naklonu 11–15°, petina pa pri naklonu 21–25°. Skoraj 40 % usadov se je sprožilo na pobočjih z naklonom nad 21° . Malo

Preglednica 14: Razporeditev usadov glede na naklon pobočij v Voglajnskem gričevju (Natek 1989c, 51).

naklon v stopinjah	delež pojavov (N = 325)
0–5	0,0
6–10	3,7
11–15	24,6
16–20	32,0
21–25	20,3
26–32	13,5
nad 32	5,9

Preglednica 15: Razporeditev usadov glede na naklon pobočij v Halozah (Natek 1989b, 12).

naklon v stopinjah	delež pojavov (N = 2598)
0–12	0
13–18	1,1
19–24	9,3
25–30	36,0
31–36	44,3
nad 36	9,2

usadov je na položnih pobočjih z naklonom do 10° (Natek 1989a, 51). Na miocenskem laporovcu v Ha-lozah je leta 1989 skoraj polovica usadov nastala pri naklonih $31\text{--}36^\circ$, dobra tretjina pa pri naklonih $25\text{--}30^\circ$ (Natek 1989b, 12).

Značilen proces za ta naklon je tudi polzenje, zaradi katerega nastanejo razpoke, natrgana in stop-ničasta travna ruša ter grbinasto površje, drevesa pa se krivijo tudi na zelo položnih tleh z naklonom manj kot 15° (Radinja 1983, 72).

Na periglacialnih območjih je pri naklonu 15° spodnja meja, pri kateri poteka spiranje površja z snež-nico ob taljenju snega. Naklon 18° je značilen tudi za pobočja na plastovitih apnencih, ki jih je preoblikovalo zmrzalno preperevanje (Klimaszewski 1981, 198 in 288).

3.6.5 NAKLONSKI RAZRED $20,0\text{--}33,9^\circ$

Denudacija in erozija sta pri naklonu $20\text{--}33,9^\circ$ izjemno močni. Tudi v gozdu prevladujejo linearni procesi. Velika je možnost erozije prsti in nastanka zemeljskih plazov (Natek 1983). Ta območja obse-gajo približno desetino površine Slovenije.

Pri naklonu $20\text{--}25^\circ$ je zgornja meja, do katere poteka soliflukcija. Pri naklonu 25° poteka polzenje s hitrostjo 5 mm a^{-1} . Naklon 26° imajo pobočja na masivnih apnencih, preoblikovana z zmrzalnimi pre-perevanjem (Klimaszewski 1981, 198).

Pri naklonu 25° je pomemben prag za dežno erozijo, saj se kar 95 % razpršene vode usmeri po pobočju navzdol (Finlayson in Statham 1980, 123–124 in 174).

3.6.6 NAKLONSKI RAZRED $34,0\text{--}44,9^\circ$

V naših razmerah je pri 32° naravni posipni kot za labilne nesprijete ali odtrgane delce in mejni naklon za skalne podore. V Belgiji je naklon posipnega kota 31° , zelo podoben kot na arktičnih območjih ($30\text{--}32^\circ$; Klimaszewski 1981, 197 in 198), v sušni Arizoni ($30\text{--}35^\circ$; Bryan 1925; citirano po Young 1961) ali na peš-čenjakih in laporovcih v južnem Walesu (32° ; Savigear 1952; citirano po Young 1961). Ravnovesni naklon za grobo- in srednjezrnate peske je $30\text{--}38^\circ$, za drobnozrnate $28\text{--}35^\circ$, za glinaste $15\text{--}24^\circ$, za peščeno-glina-ste $15\text{--}24^\circ$, za srednje peščene $12\text{--}22^\circ$, za težke gline $8\text{--}20^\circ$ in za ilovice $5\text{--}17^\circ$ (Klimaszewski 1981, 204). Ravnovesni naklon melišč je $30\text{--}33^\circ$. Na glinavcih so manj nagnjena ($26\text{--}29^\circ$) kot na apnencih ($32\text{--}36^\circ$), gnajsu (34°), kristalinskih kamninah (36°) ali granitu ($40\text{--}43^\circ$) (Klimaszewski 1981, 213–214).

Nad tem naklonom zaradi zelo močne denudacije na površju ni več sklenjene odeje prsti in prepe-reline, zato je pogosto vidna živoskalna podlaga. Potekajo graviklastični ali pobočni procesi (Natek 1983). Ta območja obsegajo približno 3 % Slovenije.

Pobočja z naklonom $30\text{--}40^\circ$ nastanejo na območjih močne erozije, zlasti zaradi spodkopavanja pobočja z erozijskim delovanjem rek ali premikov nestabilnih pobočij z zemeljskimi plazovi. Ravnovesje se hitro vzpostavi pri naklonih pod 30° , kjer se pobočja ustalijo za daljši čas (Young 1961). Pri naklonih $30\text{--}45^\circ$ so pogosti blatno-grušnati ali drobirski tokovi (Komac 2001).

3.6.7 NAKLONSKI RAZRED NAD $45,0^\circ$ OZIROMA NAD 55°

Takšen naklon imajo genetsko mlada pobočja, ki v Sloveniji obsegajo približno 100 km^2 površine. Značilna so za območja tektonskega dviganja ali močne erozije. Značilna procesa sta podiranje in pada-nje (skalni podori). Zaradi težnosti na teh območjih vsak odluščen delec pade navzdol, zato prst nastane in se obdrži le izjemoma ali v zaščiteneh legah (Natek 1983). Zelo strmo pobočje z naklonom nad 55° ali 65° ($20\text{--}40^\circ$ v peščenjaku) imenujemo stena ali klif, če ga spodkopava reka ali morje (Klimaszew-ski 1981, 208).

Na strmih pobočjih, ki jih ne varuje rastje, ima dežna erozija velik vpliv na sproščanje in transport gradiva. Dežna erozija je odvisna od intenzivnosti padavin, njihovega trajanja in pogostosti. Razmerje

med transportno sposobnostjo geomorfnih procesov in variabilnostjo dežnih padavin je zelo občutljiva na spremembe strižne napetosti snovi oziroma na napetostne pragove. Pri tem so zelo pomembni izjemni padavinski dogodki (Kusumastuti 2005).

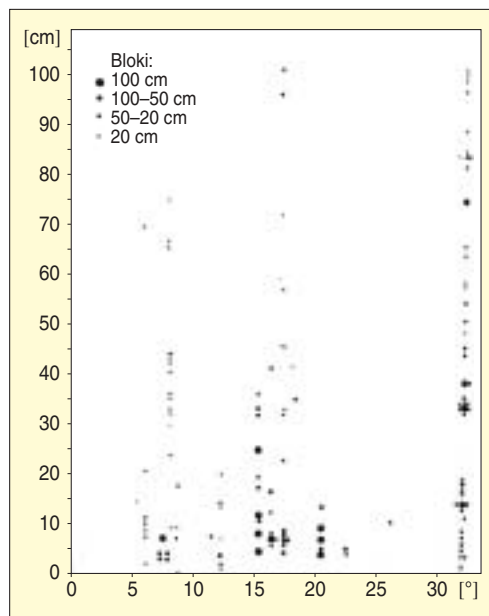
Zemeljski plazovi nad 50–60° ne nastajajo več (Martin 2000, 5).

3.7 ANALIZA NAKLONSKIH PRAGOV

Analiziral sem podatke o mejnih naklonih, ki jih navajajo Demek in ostali (1972), Natek (1983), Parsons (1988), Klimaszewski (1981) ter Püspöki in ostali (2005). Najpogostejši so nakloni posipnega kota (32–36°), naklon 9–10°, 24–27°, 1°, 5° in 20°. Nekateri nakloni, ki smo jih ugotovili z meritvami naklonov v dnu dolcev, so podobni naklonskim pragomovo, ki so jih določili različni avtorji z meritvami na različnih območjih. Zaporedje naklonov je včasih zelo podobno geometričnemu zaporedju, ki ga imenujemo Fibonaccijevo zaporedje, in se ravna po enačbi $y_n(x) = y_{n-1}(x) + y_{n-2}(x)$; $y_0(x) = 0$, $y_1(x) = 1$, $y_2(x) = 1$. Imenovano je po Leonardu Pisani Fibonacciju (1170–1250) in je zanj značilno, da prva dva člena (1, 1) nasledijo drugi tako, da je vsak naslednji enak vsoti prejšnjih dveh (1, 1, 2, 3, 5, 8, 13 ...). Zanimivo je, da so členi zaporedja v istem medsebojnem razmerju, ki je blizu vrednosti 1,618 (Koshy 2001).

Fibonaccijevo zaporedje je posledica nelinearnih procesov in je značilno za živi svet. Omogoča kar največjo izrabo prostora pri rasti posameznih delov rastlin. Iz matematično ugotovljene zakonitosti ne morem sklepati, da je Fibonaccijevo zaporedje temelj za rast rastlin. Rastline pri rasti le težijo h kar največji možni izrabi razpoložljivega prostora. Če rast sledi Fibonaccijevemu zaporedju, je prostor najbolj učinkovito izrabljen. Zato je Fibonaccijevo zaporedje v naravi pogostejše pri nižjih številih. Iz tega načela izhaja načelo simetrije. Zato ni tako presenetljivo, da je simetrija pogosta v fizikalnem svetu, saj so simetrije vtakne v fizikalne zakone, ki vladajo vesolju. Simetrija je v naravi zakrita in je vidna na primer pri školjkah (Field in Golubitsky 1992, 9).

Tokunaga (2003, 164) pa je pri analizi prostorske organiziranosti porečij ugotovil, da imajo posamezni deli porečja, projicirani na dvodimenzionalno ravnino, podobne lastnosti kot enodimenzionalni tako imenovani kvazikristali ($Al_{65}Cu_{20}Fe_{15}$), ki pri rasti sledijo Fibonaccijevemu zaporedju (Boeyens 2003).



Slika 47: Premiki različno velikih skalnih blokov v cm v odvisnosti od naklona površja (Klimaszewski 1981, 252).

Zakonomnim teorije kaosa sledita tudi razvoj in prostorska razporeditev prsti (Phillips 1995a, 57; Dunlap 1997, 121; Baas 2002, 313).

Isto zakonitost naj bi ugotovili tudi pri debelini klimazonalnih prsti med Karskim morjem in Karakumsko puščavo v Turkmenistanu. Debelina humusnega A horizonta v puščavski prsti je bila 5 cm, v sivo-rjavi prsti 8 cm, v polpuščavski rjavi prsti 13 cm, v svetli kostanjevo rjavi prsti 21 cm, v temni kostanjevo rjavi prsti 34 cm, v običajnem črnozjemu 55 cm in v alkalnem črnozjemu 89 cm (Stepanov 2004).

Na sliki 47 je prikazano razmerje med premikom različno velikih skalnih blokov po pobočju v cm (ordinata) in naklonom v stopinjah (abscisa) v Chambeyronu v francoskih Alpah. Velikost pike pomeni velikost kamninskih blokov (20 cm, 20–50 cm, 50–100 cm in 100 cm). Meritve so potekale od leta 1947 do 1963. Posebej izstopa naklon 32–33°, sledi naklon 15°, temu naklon 8°. Po velikosti premikajočih se blokov izstopata še naklona 21° in 12°. Na sredini razreda 13–21° so intenzivni premiki skal v območju 15–18°.

Püspöki in ostali (2005) so s statistično analizo razmerij med trdnostjo kamnin in naklonom površja ugotovili značilne naklone 2,3°, 5,7°, 9,1°, 12,4° in 23,7°. Ustrezni členi Fibonaccijevega zaporedja se povprečno razlikujejo le za 0,2° (2°, 5°, 13° in 21°).

Preglednica 16: Naklonski razredi (nakloni v stopinjah) po različnih virih in Fibonaccijevo zaporedje (Klimaszewski 1981).

Demekova naklonska lestvica (Demek in ostali 1972, 57)	slovenskim razmeram prilagojena Demekova naklonska lestvica (Natek 1983)	Parsonsova naklonska lestvica (1988)	prilagojena naklonska lestvica za dolomitna območja	Fibonaccijevo zaporedje
0,0–2,9	0,0–1,9	0,0–1,9	0,0–1,9	0,0–1,9
3,0–5,9	2,0–6,9	2,0–4,9	2,0–6,9	2,0–7,9
6,0–15,9	7,0–11,9	5,0–9,9	7,0–12,9	8,0–12,9
	12,0–20,9	10,0–17,9	13,0–19,9	13,0–20,9
16,0–35,9	21,0–32,9	18,0–29,9	20,0–32,9	21,0–33,9
36,0–55,9	33,0–90,0	30,0–44,9	33,0–44,9	34,0–54,9
			45,0–89,9	55,0–88,9
56,0–90,0		45,0–90,0		

Preglednica 17: Primerjava Fibonaccijevega zaporedja in povprečnih vrednosti naklonskih pragov iz literature (Klimaszewski 1981).

Fibonaccijevo zaporedje	0	1	1	2	3	5	8	13	21	34	55	89
povprečne vrednosti naklonskih pragov	0	1	–	–	3	5	9	12–14	20	32–35	45	90

Večje odstopanje pri višjih naklonih je posledica večjega vpliva razlik v odpornosti podlage (kamninska sestava) na učinek geomorfnih procesov in večje intenzivnosti geomorfnih procesov pri velikih naklonih. Toda kljub večanju absolutnih razlik z večanjem naklona ima enaka sprememba naklona pobočja na položnem pobočju večjo težo kot na strmeh (Young 1972, 150–151).

3.8 RAZMERJE MED NAKLONOM IN GEOMORFNIMI PROCESI – TERMODINAMIČNO RAVNOVESJE

Ker je bila analiza opravljena le na rezultatih, ki so bili pridobljeni z meritvami v nekaj dolcih, ne moremo trditi, da gre za enoznačen zakon pri oblikovanju površja. Zanimiva pa je težnja geomorfnih procesov po vzpostavljanju naklonskega ravnovesja, ki se približuje geometričnemu zaporedju.

Ravnovesje v geomorfnem sistemu vzpostavljajo negativni povratni procesi. Vsak geomorfní proces poteka le nad določenim naklonom, pod njim le v izjemnih primerih. Ko naklon površja preide naklonski prag, se (lahko) spremeni pglavítni ali prevladujoči geomorfní proces, ravnovesje se poruši in vzpostavi se novo. Geomorfní procesi težijo k največjemu možnemu učinku, k čim učinkovitejši organiziranosti. Urejenost ali oblikovanost površja je stranski produkt geomorfnih procesov.

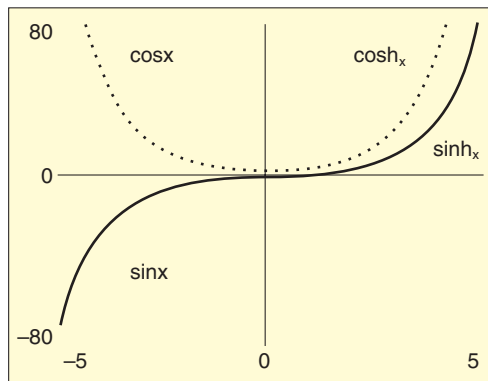
Raznolikost površja lahko razložimo s poznavanjem geomorfnih procesov, značilnih za določen naklon. To je mogoče izraziti z enačbami. Naklon je v matematičnem smislu odvod nadmorske višine in prikazuje spremembo nadmorske višine na enoto razdalje (Perko 2002, 86). Merimo ga v stopinjah ($^{\circ}$), odstotkih (%), radianih (rad) ali v metrih z razmerjem abscise in ordinate ($m\ m^{-1}$). Rečni relief ima z večjo nadmorsko višino praviloma večji povprečni naklon (Perko 2001, 115). Na takih območjih so geomorfní procesi intenzivnejši kot v nižjih legah, kar je posledica rezultante sil, delujočih na pobočje ali gradivo.

Grafični prikaz Fibonaccijevega zaporedja je zelo podoben krivuljam hiperboličnega kosinusa ($\cosh$) in hiperboličnega sinusa ($\sinh$), ki sta definirana z enačbama $\cosh_x = \frac{1}{2}(e^x + e^{-x})$ in $\sinh_x = \frac{1}{2}(e^x - e^{-x})$. Ekspontentna krivulja ($y = e^x$) ter sinusoidna ($y = \sin_x$) krivulja sta povezani z enačbo $e^{ix} = \cos_x + i\sin_x$. Na povezavo krivulj hiperboličnega sinusa in hiperboličnega kosinusa z eksponentnimi krivuljami opozarja dejstvo, da hiperbolični sinus pri visokih vrednostih x eksponentno narašča $e^x/2$.

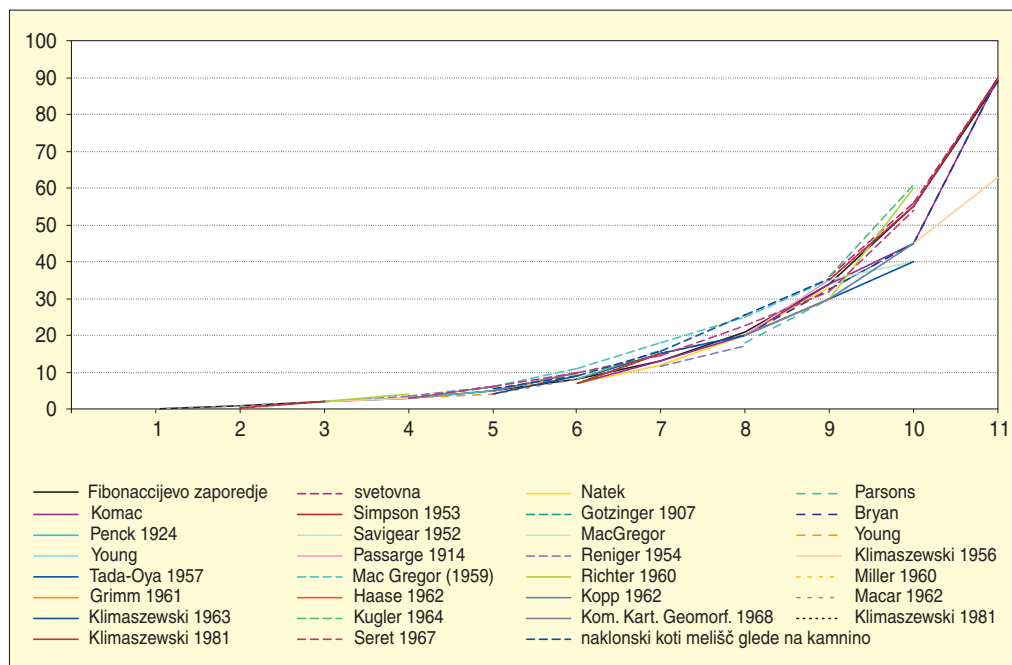
Ekspontentno zaporedje je v naravi pogosto. Značilno je za radioaktivni razpad elementov, umirjanje nihanja. Tudi hitrost nastajanja prsti je odvisna od njene globine in upada po inverzni eksponentni funkciji. Nastajanje prsti ali preperevanje je najhitrejše, kjer ni prsti (Braun in ostali 2001; Heimgasth in ostali 2000; 2001; oba citirano po: Phillips 2005b, 263).

Če izračunamo inverzne eksponentne vrednosti (x^{-1}) razmerja med zaporednimi členi Fibonaccijevega zaporedja in jih seštejemo z originalnimi vrednostmi, dobimo verižnico ali verižno črto, ki pri nizkih vrednostih x niha okrog srednje vrednosti, pri visokih pa eksponentno narašča do neskončnosti. Krivulji hiperboličnega kosinusa in hiperboličnega sinusa dobimo s seštevanjem dveh eksponentov, tako da ena krivulja narašča, druga pa upada. Pri tem krivulja hiperboličnega kosinusa oriše ploskev z najmanjšo površino pri dani dolžini krivulje, kar predstavlja stanje najmanjše energije v sistemu (Fibonacci numbers 2000; Differentiating 2005). K temu pa so usmerjeni geomorfní procesi, ki v geomorfnem sistemu nenehno poskušajo vzpostaviti stanje z najnižjo možno energijo.

Prvi zakon termodinamike govori o ohranjanju energije. Drugi zakon termodinamike, ki je znan tudi kot entropijski zakon, pa ugotavlja, da prihaja pri dovajanju in pretvarjanju toplote ali energije v mehansko delo do nepovratnih toplotnih izgub. Ker toplota prehaja v okolico, ni mogoče narediti toplotnega stroja, ki bi vso prejeto toploto pretvoril v delo (Kilić 1986, 234). V fiziki je entropija »... *razpoložljivost notranje energije snovi za spremembo v mehansko delo* ...«. Obenem je tudi »... *funkcija stanja, ki se med adiabatno spremembo ne spremeni pod pogojem, da je sprememba dovolj počasna, da ima celotna snov enak tlak oziroma enako temperaturo* ...« (Kladnik 1989, 213).



Slika 48: Krivulja hiperboličnega kosinusa in hiperboličnega sinusa (prirejeno po: Differentiating 2005).



Slika 49: Primerjava lestvic naklonskih pragov različnih avtorjev s Fibonaccievim zaporedjem (Klimaszewski 1981, 196–197).

Primer za to je sprememba tlaka s spreminjanjem prostornine, ki poteka ob pomikanju vzdolž dane adiagate. Pri tem se entropija ne spremeni. Entropija pa se spremeni, če prestopimo z ene adiagate na drugo, »... tako da izotermno (in zelo počasi – reverzibilno) dovedemo toploto...«. Ker je kvocient toplote in temperature, pri kateri toploto dovedemo, da preidemo z ene adiagate na drugo, neodvisen od temperature in zato enak za različne prehode med adiagatama, ga lahko izberemo kot merilo za razliko entropij obeh adiagat. Kvocient je enak ne glede na to, po kateri izotermini priidemo z ene adiagate na drugo. Entropija je aditivna, razlike pri spremembah snovi se seštevajo: $\Delta S = \Delta S_1 + \Delta S_2 \dots$ (Kladnik 1989, 213–214), torej je entropijska sprememba določenega telesa enaka

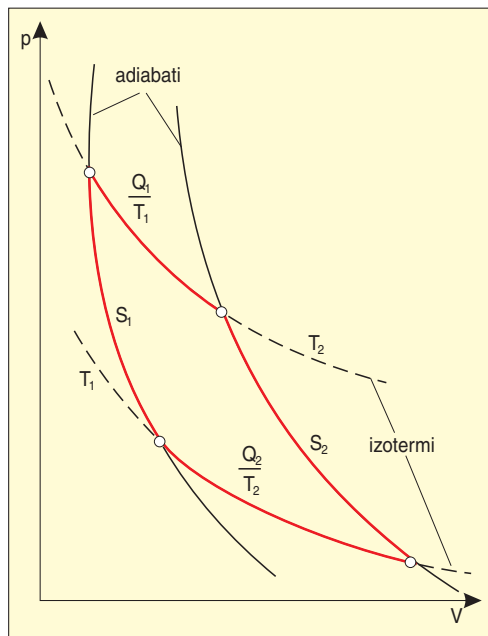
$$\frac{\Delta Q_1}{T_1} + \frac{\Delta Q_2}{T_2} + \dots + \frac{\Delta Q_n}{T_n} = \int_A^B \frac{dQ}{T} \quad (\text{Kilić 1986, 237}).$$

Enačbo lahko enostavneje zapišemo kot: $S_2 - S_1 = \Delta S = Q/T$.

Entropija snovi se poveča, če snov prejme toploto, in zmanjša, če jo odda. Merimo jo v enoti JK^{-1} (Joul na Kelvin). Izračunamo lahko le spremembo entropije snovi, ne pa njene absolutne vrednosti. Podobno je na primer mogoče izračunati le spremembo potencialne energije, njeno absolutno vrednost pa določimo po dogovoru.

Entropija pa je tudi mera nereda, razsipanja ali razpršitve energije (Plut 1991, 12). Z izgubami, enakomernim razporejanjem ali razprševanjem energije v izoliranem sistemu narašča nered, zmanjšajo se energijski gradienti, procesi potekajo z vedno manjšo intenzivnostjo. Sistem običajno hitro preide iz neravnovesnega v ravnovesno stanje, stopnja sprememb pa nato upada s časom. V geografiji je entropija pomaga razložiti atmosferske procese, rečne tokove ter pobočne procese.

V uravnovešenem ali urejenem sistemu je vsa energija enakomerno razporejena, entropija maksimalna, razpoložljive proste energije ni več. V takih razmerah so vsa možna energijska stanja enako



Slika 50: Carnotova krožna sprememba, ki opisuje adiabatni prehod med dvema izotermama ob počasnem dovajanju toplote, pri čemer se spremeni entropija sistema (Kladnik 1989, 215).

verjetna. Geomorfni procesi opravljajo le delo, pri katerem se porabi kar najmanj energije (Rigon in ostali 1994; citirano po: Phillips 1995b, 311).

Energijski tokovi, pretvarjanje energije in njena prostorska razporeditev so pomembni tudi pri razvoju pobočij. Z vidika entropije so nepovratni vsi procesi, pri katerih nastopi trenje, prav tako so nepovratni vsi naravni procesi, pri katerih prihaja s pozitivnimi povratnimi loki do nepovratnih sprememb. Entropija pri nepovratnih procesih narašča in pomeni razprševanje snovi ter degradacijo struktur in organizacije. Naravni procesi težijo k najvišji entropiji ali homogeni razporeditvi energije, kjer ni več mogoče opravljati dela, in niso več možni različni procesi. Entropija je zato mera sprejemljivosti ali negotovosti in verjetnosti v slučajnostni razporeditvi ali v sistemu (Plut 1991, 13–15 in 18).

Prehod določenega sistema iz neravnovesnega stanja v ravnovesno stanje je pravzaprav prehod iz stanja, ki se lahko uresniči na manjše število načinov, v stanje, ki se lahko uresniči na večje število načinov – je verjetnejše. S tem je povezana nepovratnost številnih fizikalnih procesov. Velja, da je $S_B - S_A = \Delta S \geq 0$, kar pomeni, da entropija v nepovratnih procesih raste. Porast entropije nakazuje smer procesov, ki potekajo v sistemu.

Ker se termodinamični procesi v naravi odvijajo v smeri porasta entropije in ker termodinamični sistemi vedno težijo k najverjetnejšemu stanju, velja enačba $S = k \cdot \log \Omega$. S črko k je označena Boltzmannova konstanta, s črko Ω pa število mikroskopskih stanj, na katere se lahko uresniči sistem v danih makroskopskih termodinamičnih razmerah, za katerega je značilna entropija, označena s črko S .

Ta enačba je osrednja misel statistične mehanike (Kilić 1986, 235; Boltzmann constant 2005), saj prek Ω povezuje mikroskopsko raven sistema z njegovim makroskopskim stanjem, ki ga označuje S . Obenem je tudi eden od ključev za razumevanje razmerja med geomorfnimi procesi, ki delujejo na mikroravni (na primer preperevanje), in reliefnimi oblikami, ki se razprostirajo na makroravni.

»... Energija obstoji v naravnih sistemih na dveh ravneh: v makroskopskih merilih, v katerih lahko preštevamo in merimo vsakdanje predmete, in v mikroskopskih merilih, v katerih se nešteti atomi privajajo v neurejen gibanju in niso merljivi drugače kot z neko povprečno količino – temperaturo ... Celotna energija v mikro merilih bi odtehtala energijo v makro merilih, vendar je v klasičnih sistemih to termično

gibanje izolirano in neuporabno. Merila ne komunicirajo med seboj... V kaotičnih ali skoraj-kaotičnih sistemih (pa) pride do prehoda med makro merili in mikro merili...» (Gleick 1991, 243).

Tudi po Prigoginovi teoriji razpršenih struktur imajo pri razvoju sistema veliko vlogo energijska niha-nja, ki so povod za procese, ki vodijo v smeri večje organiziranosti. Tako se v sistemu z regulacijskimi mehanizmi vzpostavi ravnovesno stanje. Če so regulacijski mehanizmi preveč učinkoviti, nevtralizirajo učinke okolja in sistem postane stabilen. Če na sistem vplivajo zunanji dejavniki ali sproščena notra-nja energija, sistem reagira s spremembo energijskega stanja. Sprememba povzroči »... *red onstran fluktuacij*...«, kar pomeni, da je sistem na določeni ravni spremenljiv, na drugi pa urejen. Odprte siste-me s temi značilnostmi imenujemo disipativne ali razpršene strukture: »... *Klasična termodinamika vodi h konceptu ravnovesnih struktur, kot so kristali. Benardove celice so prav tako strukture, toda so zelo drugačne. Da bi poudarili zvezo smo uvedli izraz razpršene strukture, ki je v razmerah, ko se struktu-ra in red srečujeta z razpršitvijo in odpadom, na prvi pogled paradoksen. V klasični termodinamiki so odvajanje toplote jemali kot izgubo, v Benardovi celici pa izguba postane vir reda (...)* Neravnovesno stanje ojači vpliv težnosti. V Benardovi celici bi bil v ravnovesnem stanju vpliv težnosti zaradi debeline sloja tekočine komaj nekaj milimetrov zanemarljiv, toda v neravnovesnem stanju postanejo vidni makro-skopski težnostni vplivi ... Zelo majhna težnostna polja lahko vodijo do nastanka vzorcev ...» (Prigogine in Stengers; citirano po Brown 2005).

Tako imenovana razpršitev energije v takih sistemih ohranja ravnovesje in omogoča razvoj siste-ma (Plut 1991, 15). Tipična razpršena sistema sta na primer rečni sistem in sistem zemeljskih plazov na določenem območju (Phillips 1995b, 310).

Ob povečanju toka energije ali snovi sistem preide nestabilna stanja in se ustali na novi ravni, za katero je značilna bolj kompleksna struktura. Pojav spontane vzpostavitve reda imenujemo samoorga-niziranost. Samoorganiziran kompleksni naravni sistem se razvija v smeri neravnovesnega kritičnega stanja, ki ga na pobočjih označuje naklonski prag. Stanja takšnega sistema ne moremo razumeti le s pozna-vanjem njegovih delov. Samoorganiziranost se lahko pojavi na prostorski in časovni ravni (Viles 2004, 944).



BLAŽ KOMAC

Slika 51: Če na sliki ne bi bilo meril (geološko kladivo meri približno 33 cm, svinčnik 11 cm), bi si lahko predstavljali, da prikazuje spodnji del stene nekje v Alpah in melišče pod njo. V resnici prikazuje prelomni stik med dvema dolomitnima plastema. Zgornja je močno pretrta, gradivo se spodaj useda, nastalo je majhno melišče z naklonom približno 32°.

Geomorfni sistemi so pogosto samoorganizirani (Phillips 1995b). Primer je površje, na katerem sčasoma naraščajo višinske razlike (Hugget 2004, 178; Phillips 1995b, 318).

Krivulja naklonskih pragov je eksponentna. Iz tega izhaja, da so naklonski pragovi med seboj neka-ko povezani, sklepamo pa lahko tudi na to, da določene geomorfne oblike oblikujejo procesi na različnih ravneh, so torej neodvisne od merila (Phillips 1995b, 309).

Na razmerjih temelji načelo samopodobnosti, znano iz fraktalnih struktur. Po teoriji kaosa preprosta pravila razložijo procese, ki vodijo sistem kompleksnemu vedenju sistema na višji ravni (Gleick 1991; Klinkenberg 2004, 407). To načelo lahko predstavim na primerih iz geomorfologije. Značilnosti fraktalov imajo obale, rečja, površje in reliefne oblike (Gao in Xia 1996, 184–188).

Erozija v skalnati obali spontano oblikuje nepravilno obalno črto. Geometrično nepravilno oblikovana obala zaduši morske valove in zmanjša njihovo povprečno amplitudo. To vodi do vzajemnosti in samo-stabilizacije v razmerju med amplitudo valov in nepravilno oblikovano obalo. Kompleksen dinamičen sistem na stiku zemlje in morja vodi do nastanka fraktalne obale s fraktalno dimenzijo $4/3$. Fraktalna geometrija ima vlogo morfološkega privlačnostnega dejavnika ali atraktorja. Ta pa je neposredno povezan z geometrijo, ki je značilna za pronicanje vode (Sapoval, Baldassarri in Gabrielli 2005).

Fraktalne lastnosti so odvisne od geomorfni procesov ter litološke in strukturne sestave, manj pa od podnebja (Gao in Xia 1996, 186).

Sklepamo lahko da se površje oziroma dno dolca samoorganizira glede na naklonske pragove, ki razmejujejo različne in/ali različno intenzivne geomorfne procese. Naklonski pragovi so eden od znakov organiziranosti površja, saj je »... *pragovno vedenje pogosto v naravnih sistemih in po definiciji ustvarja nelinearnost* ...« (Phillips 2003, 9). Geomorfne oblike se običajno razvijajo v smeri kritičnosti ali nestabilnega stanja blizu določenega praga (Phillips 2003, 10). Z nadaljnjimi raziskavami bi morali ugotoviti mehanizme, ki pripeljejo do takšnega stanja. Samoorganizirani sistemi se notranje spreminjajo oziroma organizirajo ne glede na vnose energije ali snovi od zunaj. Za samoorganiziran sistem so značilni različni nadzorni mehanizmi. Posledica vzpostavljanja ravnovesja so značilni pokrajinski vzorci – reliefne oblike. Nekateri samoorganizacijski procesi vodijo k raznosmernosti ali divergenci, drugi pa pojave v sistemu spodbujajo h konvergenci ali stekanju (Fonstad in Marcus 2003, 282).

Iz povedanega sklepam, da je vzdolžni prerez dolca samopodoben in teži k ravnovesju, ki ga odražajo naklonski pragovi. Površje v različnih naklonskih razredih na podoben način preoblikujejo isti ali povsem drugačni geomorfni procesi, vendar ima vsak naklonski razred drugačno energijsko raven. S povečanjem energijskega ali snovnega toka sistem preide nestabilna stanja in se ustali na novi ravni, za katero sta značilni bolj kompleksna struktura in nižja poraba energije. Dolci so konvergenten samoorganiziran sistem. K oblikovanju enotne, globalne ali konvergentne reliefne oblike vodi niz zelo različnih procesov. S poznavanjem celote (reliefne oblike) ne moremo napovedati vedenja njenih delov. Opišemo lahko strukturo celotnega sistema, iz njegovih posameznih delov pa ne moremo sklepati na celoto.

Odzivi geomorfne sistema na spremembe okolja so kompleksni. Vrezovanje vodotoka je lahko posledica različnih zunanjih vzrokov, kot so podnebne spremembe, tektonski dvig območja ali znižanje erozijske baze. Primer iz geomorfologije so rečne terase, ki lahko nastanejo zaradi zunanjih (vrezovanje vodotoka v poplavno ravnico) ali notranjih sprememb v sistemu. Do vrezovanja najprej pride v spodnjem delu. Erozija zadenjsko napreduje in ko erozija doseže zgornji del porečja, struga prevaja vedno večje količine gradiva. Gradivo se odlaga v spodnjem delu porečja. Rečni pritoki se nazadnje prilagodijo novi erozijski bazi, količina prenesenega gradiva upade. Takrat znova nastopi erozijska faza. Kompleksen odziv porečij nadzorujejo negativne povratne zveze, pri čemer sistem običajno preide prag in doseže dinamično ravnovesno stanje na novi ravni. Ravnovesje se v geomorfni sistemih vzpostavlja vedno znova. Razvoj reliefa je dinamično nestabilen ali kaotičen. Posledica takšnega razvoja je, da so lahko v eni in isti dolini sledovi različno dolgih in intenzivnih erozijskih ter akumulacijskih dogodkov (Schumm 1977, 7 in 75–76).

Drugi primer iz geomorfologije je dolgoročno napredujoče preperevanje pobočnega gradiva. Zaradi notranjih vplivov geomorfni sistem preide prag in nastopijo pobočni procesi. V sušnih območjih nastopijo

geomorfni procesi v dnu dolin po dolgem obdobju usedanja gradiva. Takšen sistem po določenem času brez zunanjih vplivov preseže določen prag in preide v nestabilno fazo z intenzivnimi geomorfnimi procesi. Prehod prek praga v novo stanje je odvisen od lastnosti gradiva in naklona površja. Tako je nastanek erozijskih jarkov v dnu dolin v polpuščavskih območjih Arizone, Nove Mehike, Wyominga in Colorada je povezan z naklonom dolinskega dna, v katerih nastajajo (Schumm in Hadley 1957; citirano po Schumm 1977, 78).

Geomorfni sistem preseže prag tudi zaradi zunanjih vplivov. Že majhna sprememba zunanjih dejavnikov povzroči velik odziv sistema. Primer je izostatični dvig Zemljine skorje zaradi dolgotrajne erozije in denudacije.

Za kaotični razvoj površja je značilno, da se majhne začetne razlike v sprva homogenem površju sčasoma povečujejo. Kaotičnost je značilna za številne geofizikalne pojave, kot so razvoj porečij, prsti in pobočij. Kaotičnost je povezana z entropijo in s samoorganiziranostjo površja. Nekaotičen razvoj reliefa pa zmanjšuje začetne razlike in povečuje homogenost (Phillips 1995a, 57–58).

Urejenost kaotičnega sistema je prikrita in vidna le na ravni sistema. Njegov razvoj usmerjajo atraktorji, ki določajo možna stanja sistema. Takšen sistem se vede nestabilno, a ne slučajno. Pri tem se zunaj pojavijo vzorci, ki vključujejo kaotične vzorce z nižjih ravni. Primer je razvoj prsti. Na krajevni ravni je kaotičen, na višji ravni pa je vidno razmerje med prstjo in drugimi sestavinami pokrajine (prim. Perko 1989). Prav tako ne moremo opisati vedenja posameznih delcev v drobirskem toku, enostavno pa opišemo fizikalne zakonitosti toka kot celote (Hugget 2004, 177).

Dokler atraktor usmerja dogajanje, dobimo ne glede na začetne razlike z veliko gotovostjo isti rezultat. Enak ali podoben rezultat ni posledica enake urejenosti pojavov ali reda, temveč je posledica dejstva, da je verjetnost dogodka na nekem mestu neodvisna od začetnega stanja. Strukturo vidimo šele po velikem številu ponovitev procesa oziroma po dolgem času. Pri 50 ali 100 ponovitvah rezultat opredelimo kot slučajen, pri višjem številu ponovitev pa so pojavi urejeni. V naravi simetrija ni natančna, gre za povprečje. Rečni tok se na prvi pogled zdi slučajen ali turbulenten, toda če ga opazujemo daljši čas, ugotovimo zakonitost ali strukturo, ki je na primer odraz neravnine v rečnem dnu (Field in Golubitsky 1992, 26–27 in 30–35).

S povečevanjem naklona površja se povečuje nestabilnost površja. Geomorfni sistem zato slej ko prej doseže neravnovesno stanje, mejni naklon ali naklonski prag, pri katerem nastopi hitra sprememba. Zato je neurje, ob katerem nastopi plazenje, le povod za geomorfni proces. Velika neurja imajo velik dolgoročen erozijski pomen le, če je bil presežen prag sistema. Zato imajo intenzivni in redki dogodki, kot so velika neurja, pogosto razmeroma majhen vpliv na razvoj površja (Schumm 1977, 76–81).

3.9 TEORIJA KAOSA IN GEOMORFOLOGIJA

Klasična termodinamika preučuje zaprte sisteme, v katerih se vzpostavi ravnovesje ali stanje z najmanjšo prosto energijo in maksimalno entropijo. Kompleksna ali neravnovesna termodinamika pa preučuje odprte sisteme, ki niso ravnovesni zaradi stalnih snovnih in energijskih tokov. Takšen odprt sistem so na primer pobočja, na katerih se s transportom snovi in energije vzpostavlja ravnovesje med reliefom in geomorfnimi procesi, ki zagotavlja največjo možno mobilnost gradiva (Penck 1972, 121).

Zaradi sinergijskih učinkov posameznih delov se v odprtih sistemih pojavi samoorganizacija. Kakovostni prehod dobro pojasni že omenjeni model razpršenih struktur. Z entropijo izgubljena energija torej ni povsem izgubljena, saj se deloma porabi za vzpostavitev večje organiziranosti sistema ali za organiziranost sistema na višji ravni. Samoorganizirani sistemi s povratnimi zvezami urejajo energijske tokove in ustvarjajo hierarhične strukture. Za vzpostavitev in delovanje samoorganiziranih sistemov je potrebno veliko energije.

Pomembna značilnost samoorganiziranih sistemov je, da nastanejo na hierarhičen način, hkrati na različnih časovnih in prostorskih ravneh. Za proces je značilno kolebanje med kratkim obdobjem hitrega razprševanja energije ter dolgimi obdobji obnavljanja in njenega ponovnega skladiščenja. Samoorganizirani sistemi z razvojem razpršenih struktur hitreje razpršijo energijo, s čimer se poveča entropija. Samoorganizirani sistemi energijo hranijo in jo uporabijo za energijske spremembe ter za vzpostavljanje

reda. Sistemi se lahko samoorganizirajo le na velikostni ravni razpoložljive obnovljive energije, v naravnih sistemih predvsem Sončeve in geotermalne (Huang 2005).

Pobočje se navadno razvija v smeri manjše organiziranosti in večje entropije. Pobočja se znotraj naklonskih razredov razvijajo v stabilnem ravnovesju. Motnja pa lahko povzroči prehod sistema v drug naklonski razred, v katerem sistem spet vzpostavlja dinamično ravnovesje. Na zunaj sistem deluje kot stabilen, v njem se povečuje entropija, pojavi na različnih ravneh ohranjajo energijo. To se izraža v naklonskih pragovih. Naklonske pragove vzpostavljajo geomorfni procesi, zato je prehod na drugo raven prehod prek procesnega pragu. »... *Mnogo geomorfnih sistemov je razpršenih, kar pomeni, da vzdržujejo tok energije, in spadajo med nepovratne ali neravnovesne termodinamične sisteme. Zanje je značilna produkcija entropije, zato je razumevanje razporeditve entropije temelj za razumevanje njihovega časovnega razvoja in še posebej za pojav reda ...*« (Sandiford 2004).

S procesi so povezane temeljne značilnosti geometričnega oblikovanja površja in porečij, ki jih izražata Hortonov in Hackov zakon. Hortonova konstanta (R) primerja število rečnih segmentov danega (v) razreda s številom segmentov višjega reda. Hackov eksponent, ki je v večini porečij blizu vrednosti 0,58, pa povezuje dolžino rečnih tokov (l) s površino porečja (a) v enačbi: $l = a^n$. Sandiford (2004, 19) je izračunal Hackov eksponent za toplotno drevo, ki prikazuje razvoj toplotnega toka v dveh dimenzijah (Sandiford 2004, 16). Hackov eksponent za vodotoke reda 2–6 (po Strahlerju) znaša 0,54 ($R^2 = 0,92$), za vodotoke reda 2–5 (po Strahlerju) pa 0,67 ($R^2 = 0,99$); (Birniir, Smith in Merchant 2001, 1210).

Splošno je sprejeta teza, da so rečja oblikovana energijsko optimalno in za delovanje porabljajo najmanjšo možno količino energije. Znani so nam pglavitni oblikotvorni procesi, manj pa mehanizmi ali načini njihovega delovanja. Kritični element nastanka rečja je trenutek, v katerem se namesto ploskovnega toka vzpostavi koncentriran vodni tok, sposoben erozije in transporta ter oblikovanja erozijskih žlebičev in erozijskih jarkov. Samopodobnost je značilna za geometrijo rečij in za statistično strukturo reliefa: »... *Obe smeri razvoja lahko povežemo z opažanjem, da je nastanek rečja nujen pojav, ki je povezan s samoorganizirano pokrajino ...*« (Sandiford 2004, 2).

Do podobnih ugotovitev sem prišel tudi pri preučevanju naklonov dna dolcev. Izkazalo se je, da so naklonski pragovi zelo pomembni za oblikovanje površja. Pomemben je na primer naklonski prag, pri katerem površinski vodni tok prevlada nad podzemskim. Prehod je odvisen od naklona površja ter posredno od prepustnosti kamnine in prepereline. Pomembni so tudi drugi naklonski pragovi, pri katerih začnejo ali prenehajo delovati določeni geomorfni procesi, kot je že bilo opisano.

V geomorfologiji smo razvoj površja razlagali z modeli, ki so temeljili na odnosih med procesi in oblikami. To gledanje ni upoštevalo spremenljivosti reliefnih oblik in geomorfnih procesov (Harrison 2001). Pobočne procese lahko na primer razložimo z difuzijo in izrazimo na podoben način kot prevajanje ali kondukcijo toplote oziroma termodinamične odnose. Toplotna kondukcija ima številne analogije v geomorfnih procesih. To so na primer pobočni procesi, pri katerih je tok gradiva po pobočju navzdol odvisen od naklona pobočja (Scheidegger 1970, citirano po Sandiford 2004, 5).

Ta predpostavka velja za geomorfne procese, ki preoblikujejo kamninsko dno dolcev in ustvarjajo mobilno gradivo (kemično in mehansko preperavanje), in za geomorfne procese, ki oblikujejo preperelino oziroma površje (denudacija). Vsak od procesov, pri katerem se gradivo premika ali ga procesi bodisi v raztopini bodisi v trdnem stanju odnašajo v nižje lege, poskuša v obsegu svojega delovanja – torej tudi v obsegu naklonov – ustvariti ravnovesje, ki ga lahko izrazimo z entropijo ali razmerjem med ustvarjenimi relativnimi višinami in težnostjo.

Leopold in Langbein (1962; citirano po Sandiford 2004, 5) sta pri preučevanju razvoja vdolžnih rečnih prereзов ugotovila, da »... *se najverjetnejši rečni prerezi približujejo razmeram, v katerih je dolvodna produkcija entropije na enoto mase konstantna ...*« Vzdolžni rečni prerez je privlačnostni dejavnik ali atraktor, ob katerem se odlaga tok snovi. Po Prigogineu in Stengersu (1983, 138; citirano po Sandiford 2004, 4) se: »... *v sistemih, ki so blizu ravnovesja ... (se) ... entropijska produkcija ... razvija proti stabilnemu stanju, ki ga označuje minimalna entropijska produkcija, ta pa je združljiva z omejitvami, ki delujejo na sistem ...*«

Kakor sem že omenil, menim, da to velja tudi za dolce. Naklon njihovega dna se sicer spreminja v skladu z vsakokratnim stanjem sistema oziroma s spreminjanjem geomorfnih procesov zaradi različnih dejavnikov, vendar se v limiti približuje ravnovesnemu stanju, za katerega je značilna minimalna produkcija entropije.

Z drevesnimi modeli toplotnih tokov so ugotovili, da je entropijska produkcija na krajevni ravni močno povečana v bližini rastoče mreže, kjer sta velika tok in gradient. Ob primanjkljaju usvarjanja toplote linearni termalni gradient zmanjša produkcijo entropije. Takrat termalni gradient postane atraktor za sistem (Bejan 1996; 2000; citirano po Sandiford 2004, 4). Pri termodinamični optimizaciji sistema, za katerega so značilni različni transportni procesi, nastanejo značilne mreže. Pojav rečne mreže v geomorfnem sistemu je tako posledica prilagoditve celotnega sistema na transport gradiva (Sandiford 2004, 7).

Z entropijo lahko razložimo tudi značilnosti reliefnih oblik, na primer vzdolžnih rečnih prerezov, meandrov, vejnate strukture rečne mreže, in konkavno-konveksnih prerezov pobočij. Shannonovo ali informacijsko entropijo (H) izrazimo z enačbo $H = -\sum [P_i (\ln P_i)]$, kjer je P_i verjetnost, da se pojavi i -ta vrednost. V digitalnem modelu reliefa jo na primer izrazimo z deležem celic tipa i . Največja možna entropija $H_{\max}$ je značilna za slučajno razporeditev, v kateri se vse vrednosti pojavijo z enako verjetnostjo ($1/n$), pri čemer je n število razredov ali možnih tipov $H_{\max} = \ln \cdot n$. Zato je entropija položnega reliefa višja kot entropija razgibanega reliefa (Zdenkovic in Scheidegger 1989; citirano po: Phillips 1995b, 318). Spremembo Shannonove entropije imenujemo Kolmogorovova (K -) entropija in je enaka vsoti pozitivnih Lyapunovovih eksponentov. To je neposredna zveza entropije s teorijo kaosa: iz značilnosti reliefa lahko sklepamo na usmerjenost entropijskih sprememb in s tem na (ne)kaotičnost sistema, težko pa sklepamo na njihovo jakost (Phillips in Walls 2004, 376).

3.9.1 TEMELJNE PREDPOSTAVKE TEORIJE KAOSA

Čeprav je teorija kaosa v mnogih znanostih verjetno že prešla vrh, smo v geomorfologiji redko preučevali nelinearne dinamične sisteme. Zato si pogledajmo nekaj teoretičnih predpostavk teorije kaosa in možnost njihove uporabe v geomorfologiji (Gleick 1991; Klemenčič 1992; Phillips 1995a, 60–62).

Temeljna predpostavka teorije kaosa je, da majhne razlike v začetnih razmerah vplivajo na končno stanje sistema, ki je lahko tudi radikalno drugačno od prvotnega. To je tudi značilnost razpršenih ali disipativnih sistemov, pri katerih se pri pretvorbi energije njen del nepovratno izgublja v okolico. Za takšne sisteme je značilna samopodobnost ali lastnost, da se temeljni vzorec ponavlja čez več ravni. Samopodobne geometrične objekte imenujemo tudi fraktali. Temeljna lastnost fraktalov je fraktalna dimenzija, ki opisuje razvojno fazo sistema. Dogovorjena dimenzija črte je 1, ploskve 2, fraktalna črta pa ima fraktalno dimenzijo med 1 in 2. Fraktalna dimenzija je tudi mera razgibanosti površja, in ima običajno vrednost 2–3.

Za kaotične sisteme je tudi značilno, da se z notranjo dinamiko in povratnimi mehanizmi znotraj nereda pojavi določen red ali urejenost. Sposobnost samoorganiziranja je značilna zlasti za nepovratne neravnovesne in nelinearne razpršene sisteme. Kompleksni odprti termodinamični sistemi težijo k čim manjši proizvodnji entropije, za zaprte sisteme pa je značilno stanje maksimalne entropije. V kaotičnih sistemih se ravnovesje pogosto vzpostavi na kritični ravni. Primer je plazenje, ki sistem ohranja v kritičnem stanju z naklonom posipnega kota. Podobno pride v samoorganiziranih sistemih pri vrezovanju rek do kritičnega stanja z najmanjšim razprševanjem energije ali najmanjšo produkcijo entropije. Erozijski nastopi, ko erozijska moč vode na določenem mestu preseže kritični prag. Ti od praga odvisni povratni mehanizmi ustvarjajo fraktalno rečno mrežo. Razpršitev energije je najmanjša pri spremembah potencialne energije (Baas 2002). Možen dokaz, da tudi v dolcih prihaja do kaotičnega razvoja (kar ne pomeni, da je razvoj nekontroliran), je urejenost naklonov v obliki eksponentne krivulje. Do sprememb v dnu dolcev prihaja zaradi geomorfnih procesov, ki nastopijo, ko je na določenem mestu presežen kritični naklonski prag.

Za kaotičen razvoj geomorfnega sistema je značilno tudi povečevanje višinskih razlik ali divergenca, ki je neodvisna od morebitnih majhnih začetnih razlik. Divergenca je posledica notranjih ali zunanjih

geomorfnih dejavnikov. Na dolomitu je pomemben njegov kraški značaj. Vrtače nastanejo zaradi majhnih začetnih razlik v razpokanosti kamnine. V prevodne razpoke se usmerja voda, s čimer se razpoke povečujejo in postajajo vedno bolj prevodne. Podobno je tudi pri dolcih, kjer se korozija pogosto usmerja vzdolž območij pretrte kamnine z veliko specifično površino, denudacija pa preperelino sproti odstranjuje. V nelinearnem sistemu je odstranjevanje prepereline relativno hitrejše od njenega nastajanja (Phillips 2005b). Posledica takšnega razvoja je divergenca ali razčlenjenjivanje površja.

Vzemimo, da je geomorfni sistem nelinearen in da v njem deluje n komponent ali spremenljivk x_i , kot so tektonika, litološka sestava, relief ali podnebje. Vedénje vsake spremenljivke v času je odvisno od različnih dejavnikov in ga opišemo kot n -dimenzionalni prostor z diferencialno enačbo, kjer vsak x_i predstavlja določeno spremenljivko ali naravnogeografski dejavnik, s črko c pa je označena intenzivnost ustreznih ali pripadajočih procesov (Phillips 1995a, 60):

$$\frac{dx_1}{dt} = f_1(x_1, x_2 \dots x_n; c_1, c_2 \dots c_m),$$

$$\frac{dx_2}{dt} = f_2(x_1, x_2 \dots x_n; c_1, c_2 \dots c_m),$$

...

$$\frac{dx_n}{dt} = f_n(x_1, x_2 \dots x_n; c_1, c_2 \dots c_m).$$

Temeljno vprašanje je, ali se višinske razlike sčasoma povečujejo ali ne. Občutljivost na začetne razlike, tendenco k divergenci in stopnjo sprememb v nelinearnih dinamičnih sistemih merimo z Lyapunovimi eksponenti ($\lambda_1, \lambda_2, \dots \lambda_n$). V geomorfologiji običajno ne moremo opazovati celega niza spremenljivk in se pogosto zadovoljimo z eno, to je nadmorsko višino. Velja enačba $\Delta_i = \Delta_0 e^{\lambda t}$, kjer sta Δ_i in Δ_0 spremembi med stanjem sistema v času 0 in v času t . Sistem je konstanten, če je λ enak nič, če pa je Lyapunov eksponent negativen, stanji konvergirata. Pri pozitivnem eksponentu prihaja do eksponentne divergence, kar je znak nestabilnosti ali kaotičnega razvoja reliefa. Hitrost razvoja kaotičnega sistema določa največji eksponent $\lambda_1 = \ln[d(t)] - \ln C$. Z zmanjševanjem višinskih razlik bi bil prvi člen enačbe ($\ln[d(t)]$) manjši od začetnih razlik (C), s čimer bi dobili negativen Lyapunov eksponent. Če relief s časom narašča, do pozitivnih vrednosti narašča tudi λ_1 .

Preglednica 18: Deset možnih načinov razvoja reliefa glede na kaotičnost (Phillips 1995a, 61).

stabilno (S)	nestabilno ali kaotično (K)
S1: Uravnano površje z enakomerno stopnjo zniževanja ali dviga [$h_i(t) = h_j(t)$; $\Delta h_i = \Delta h_j$].	K1: Uravnano površje z razlikami v stopnji erozije, odlaganja ali dviganja [$h_i(t) = h_j(t)$; $\Delta h_i \neq \Delta h_j$].
S2: Na obeh mestih poteka erozija, ki je močnejša na prvotno višji legi (primer: pobočni procesi, ki so intenzivnejši zgoraj kot spodaj).	K2: Na obeh mestih poteka erozija, ki je močnejša v prvotno nižji legi (primer: vrezovanje vodotoka je intenzivnejše kot erozija na pobočjih). Stanje traja, dokler hitreje vrezujoči se nižji del ne doseže erozijske baze.
S3: Obe mesti se dvigujeta, prvotno višja lega se dviguje počasneje (primer: tektonski dvig ozemlja z odlaganjem gradiva v nižji legi, kar tam poveča dvig).	K3: Obe mesti se dvigujeta, prvotno višja lega se dviguje hitreje kot nižja (primer: grudasto prelamljanje). Stanje traja dokler se območje dviguje.
S4: Erozija v prvotno višji legi in dviganje površja v prvotno nižji legi (primer: erozija sedimenta iz zgornje v nižjo lego, kjer se odlaga).	K4: Dvig je v prvotno višji legi hitrejši kot spodaj (primer: vrezovanje rek med epirogenozo). Stanje traja dokler traja dvig območja ali drugi zunanji dejavnik.
S5: Prvotno višja lega ostaja nespremenjena, medtem ko se prvotno nižja lega dviga: prvotno nižja lega ostaja nespremenjena, medtem ko se prvotno višja lega znižuje (primera: višavje nad zasipajočo se dolino; pediment pod umikajočim se pobočjem).	K5: Prvotno višja lega ostaja nespremenjena, v prvotno nižji legi poteka erozija: ali se prvotno višja lega dviga in je spodnja lega stabilna (primera: stabilno višavje nad vodotokom, ki se vrezuje; obalna ravnica pod naraščajočo obalo). Stanje je omejeno z erozijo do ravni erozijske baze.

Vsak naključno izbran par začetnih spremenljivk (nadmorska višina) v sistemu eksponentno divergira glede na stopnjo največjega Lyapunovovega eksponenta. V enačbi $d(t) = Ce^{\lambda_1 t}$ je $d(t)$ povprečna divergenca naključno izbranega para točk v času t , C pa konstanta za normalizacijo začetne razlike. V geomorfologiji $d(t)$ pomeni povprečno divergenco ali konvergenco nadmorskih višin para naključno izbranih točk v času t , C pa izravnamo nepravilnosti začetnega reliefa. Pozitiven λ_1 je posledica povečanja kompleksnosti reliefa in topografije. Večja kot je vrednost eksponenta, hitreje je spreminjanje razlik nadmorskih višin. Spremembe naraščajo eksponentno.

V reliefu naključno izberemo točki i in j z višinama h_i in h_j v času t in $(t + \Delta t)$. Razlike nadmorskih višin $h_i - h_j$ lahko opišemo z enačbo: $d_{ij}(t + \Delta t) = |h_i(t + \Delta t) - h_j(t + \Delta t)| = |[h_i(t) + \Delta h_i] - [h_j(t) + \Delta h_j]|$. Ko velja neenačba $\sum d_{ij}(t + \Delta t) - \sum d_{ij}(t) > 0$, je λ_1 pozitiven in sistem kaotičen. Iz tega izpeljemo deset možnih načinov razvoja reliefa. Za prvih pet sta značilna stabilen ali nekaotičen razvoj in zniževanje višinskih razlik med točkama, za drugih pet pa je značilen nestabilen ali kaotičen razvoj, ki je posledica povečevanja višinskih razlik med dvema točkama (Phillips 1995a). Na dolomitnem reliefu z dolci so teoretično možna stanja S2 in S4 ter K2 in K5 (slika 52). Kaotičen razvoj je povečini odvisen od hitrosti poglobljanja dolcev v primerjavi z okoliškimi slemenji.

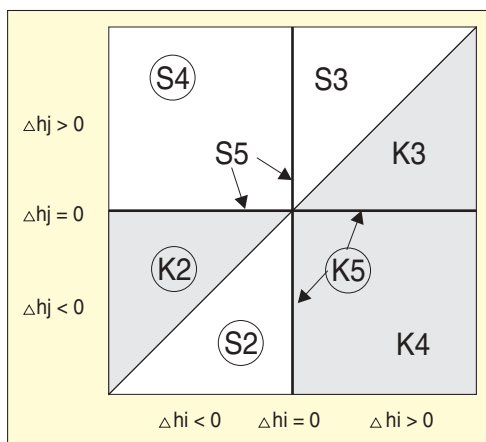
Iz navedenega izhaja, da je nestabilno vsako uravnano površje. Dolomitna območja so bila takšna po pleistocenu, ko so jih zravnali intenzivni geomorfni procesi, kot je soliflukcija. Majhne začetne razlike v morfologiji, eroziji ali dviganju površja vodijo v divergentni razvoj. Dinamična nestabilnost je značilna za rast kraških depresij, preperevanje in vrezovanje vodnih tokov (Phillips in Walls 2004, 372).

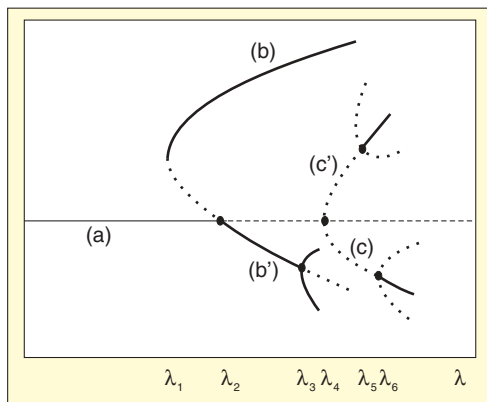
Nelinearna je tudi zveza med naklonom pobočja ter stopnjo kraškosti in rečnosti površja. V fluviokraškem porečju v Kentuckyju v ZDA ugotavljajo, da prihaja v razvoju površja do divergence. Iz fluviokraškega površja nastajata površja z redkimi linearnimi reliefnimi oblikami in močno rečno razrezan relief z redkimi kraškimi značilnostmi. Tipa reliefa tekmuje, pri tem se povečuje entropija, sistem je dinamično nestabilen ali kaotičen. Razvoj divergentnih pokrajin je povezan s kompleksno nelinearno dinamiko. Dokazana je bila negativna zveza med naklonom in zakraselostjo površja. Zaradi vrezovanja rečne struge in krajevnih sprememb erozijske baze prihaja do razvoja rečnih in kraških reliefnih oblik v neposrednem zaledju reke. Katera smer razvoja reliefa bo prevladala, je odvisno od naklona površja. Naklon vpliva na nestabilnosti glede načina vodnega odtoka, ki je bodisi površinski ali podzemski bodisi koncentriran ali difuzen. Takšen sistem je močno občutljiv na majhne začetne razlike in je kaotičen (Phillips in Walls 2004, 379–380).

Za geomorfne sisteme je značilno, da:

- so nestabilni, kaotični in samo-organizirani ter urejeni;
- sta urejenost in kompleksnost njihovi temeljni lastnosti, ki sta odvisni od časovne in prostorske ravni;

Slika 52: Stabilen (S) in kaotičen (K, sivo) razvoj površja, opisan z nelinearnim dinamičnim modelom. S1 in K1 prikazujeta začetno uravnano površje in nista prikazana. S črko i (abscisa) je prikazano prvotno višje površje, s črko j (ordinata) pa prvotno nižje površje (Phillips 1995a, 62).





Slika 53: Bifurkacijski diagram. Na ordinati so prikazana možna stabilna stanja sistema, na abscisi pa bifurkacijski parameter λ . Pri $\lambda > \lambda_1$ je za vsako vrednost λ le eno stabilno stanje, prikazano s črko (a). Vsa stanja niso možna! Pri $\lambda = \lambda_1$ postaneta možna dva niza stabilnih stanj (b in b'). Stanje b' je nestabilno, toda pri $\lambda = \lambda_2$ spet postane stabilno. Pri $\lambda = \lambda_3$ postane veja b' znova nestabilna in pojavita se dve novi stabilni veji. Pri $\lambda = \lambda_4$ nestabilna veja doseže novo bifurkacijo, kjer postaneta možni dve novi stanji, ki sta prikazani z dvema vejama. Sistem je nato ponovno nestabilen, dokler λ ne doseže vrednosti λ_5 ali λ_6 (Bifurcation diagram 2005).

- na isti prostorski in časovni delujejo samo-organizacijsko ali pa ne;
- v eni in isti pokrajini ob istem času obstajajo nestabilni (kaotični) in stabilni (nekaotični) pojavi, kar lahko razložimo tako, da so geomorfni sistemi kompleksni nelinearni dinamični sistemi;
- majhne začetne razlike s časom in povečevanjem prostora naraščajo;
- se ne razvijajo nujno vedno nasproti večji kompleksnosti;
- se niti nestabilen niti stabilen razvoj na določenem ozemlju ne moreta nadaljevati v neskončnost;
- so geomorfni procesi, ki delujejo na povsem različnih ravneh, neodvisni, kar je funkcija relativnih prostorskih in časovnih razmerij, značilnih za določen pojav (Phillips 1999, 139–142).

3.10 GEOGRAFSKE PARADIGME O RAZVOJU RELIEFA

Davis je v letih 1889, 1899, 1902 in 1909 predstavil paradigmo o erozijskem ciklu. Relief znižuje erozija, ki sledi začetnemu hitremu dvigu površja. Doline se vrežejo v prvotno površje, erozija in odlaganje gradiva pa postopoma znižata nadmorsko višino površja ter njegove naklone, dokler ne nastane peneplen. Z opazovanjem reliefnih oblik naj bi bilo mogoče sklepati na njihov položaj v cikličnem razvoju površja in njihovo (relativno) starost. Temeljne predpostavke modela slonijo na preučevanju ravnotežnega rečnega prereza v zmerno toplem pasu. Slabost Davisove paradigme je predpostavka, da na geomorfni razvoj v ožjem pomenu besede vplivajo le eksogeni procesi. S predpostavko, da območje ostaja stabilno, zanemarija vpliv tektonskih procesov. Teorija ne upošteva v dovolj veliki meri vpliva kamninske sestave. Razvoj reliefa napačno obravnava kot ciklični proces. V sodobni geomorfologiji ta shema ne drži več (Verbič 1991; Phillips 1995a; Bogner 2001; Gams 2001; Natek 2001).

Penck je leta 1924 predstavil paradigmo o nadomeščanju pobočij oziroma diferencialno metodo razvoja površja. Dognal je pomen reliefnih oblik, na katere vplivajo nasprotujoči si notranji in zunanji dejavniki. Njegov model temelji na naslednjih predpostavkah:

- učinek erozije je odvisen od lastnosti posameznega segmenta pobočja;
- naklon posameznega segmenta pobočja je odvisen od velikosti delcev mobilnega gradiva;
- velikost še mobilnih delcev je omejena z naklonom pobočja;
- produkcija gradiva s preperevanjem je na celotnem pobočju enakomerna, kar povzroča vzporeden umik pobočja;
- v spodnjem delu pobočja nastane položen segment, s čimer postane pobočje konkavno, če se tam odlaga gradivo in reka ne erodira vznožja.

Sprejel je Davisovo misel o končnem uravnanem površju, toda razvoj se po njegovem mnenju začne z dolgim in počasnim dvigom površja, ob katerem se v skladu z ravnovesjem med dvigom in denudacijo razvije nov nizek relief. Pobočja se vzporedno umikajo, in ne znižujejo. Po Penckovi razlagi višinske razlike

naraščajo, se znižujejo ali so daljši čas enake. Slabost modela je, da zanemarija vpliv sprememb rečnih režimov ter podnebne in litološke spremembe (Verbič 1991; Phillips 1995a).

King je 1953 opisal razvoj pobočij v sušnih podnebnih razmerah in pediplenizacijo. Pedipleni nastanejo s počasnim in vzporednim umikanjem pobočij. Izhodiščno pobočje sestavljajo konveksen vršni del, vmesni ravni del, konkaven akumulacijski del ter pediplen, ki se mu s širjenjem zmanjšuje naklon. Umikanje stopnje regulira razvoj celotnega pobočja, vršni del je v ravnotežnem stanju, akumulacijski del se ne širi navzgor, saj sta nanašanje in odnašanje gradiva v ravnovesju (Chorley, Schumm in Sugden 1984; Phillips 1995a; Natek 2001).

Kot alternativa Davisovi teoriji se je uveljavila dinamična geomorfologija, temelječa na statističnih in matematičnih metodah (1950, 1952; citirano po Strahler in Strahler 1992). Omenjeni načeli sta združila Schumm in Lichty (citirano po Verbič 1991, 13). Ugotovila sta, da sta obe paradigmi veljavni v odvisnosti od časovnega intervala opazovanja. Teza o cikličnem razvoju reliefa velja za daljša časovna obdobja, teza o dinamičnem ravnovesju pa za krajša obdobja.

Hack (1960; citirano po Phillips 1995a) je razvil teorijo o dinamičnem ravnovesju, po kateri se nadmorska višina spreminja zaradi vzpostavljanja ravnovesja med količino za transport razpoložljivega gradiva in energijo. Rezultat ravnovesja je bolj ali manj konstanten relief.

Po drugi svetovni vojni se je uveljavila klimatska geomorfologija. Njena temeljna predpostavka je, da naj bi v naših krajih v terciarju v vlažnem in toplem podnebjju nastajali obsežni ravniki. Intenzivno kemično preperevanje kamnin naj bi ustvarilo do nekaj deset metrov debelo preperelinsko odejo. Sušni predeli so zaostajali v zniževanju, prevladala sta mehansko preperevanje in erozija. Ob ohladih v pleistocenu, so nižje temperature in suho podnebje omogočile prevlado mehanskega preperevanja tudi v nižjih legah, povečana erozija je odstranila terciarno preperelino. Površje je na periglacialnih območjih preoblikovala soliflukcija, zaradi močnega razpadanja kamnin je nastalo veliko grušča, ki se je v nižjih legah odlagal na pobočjih ali v vršajih. Po koncu ledene dobe je prevladala erozija, vodni tokovi so se vrezali v nanose in ustvarili obsežne terase (Büdel 1957; Radinja 1972; Šifrer 1970, 1983, 1990, 1997; Tinkler 1985). Od toplotnega toka, ki Zemljo dosega s Sonca so odvisni količina vlage v zraku, oblačnost, sončno obsevanje ter rastje in prst. Pomembna je ugotovitev, da so spremembe kraškega površja zaradi toplotnega toka Sonca, v energijskem smislu bistveno večje kot spremembe zaradi potencialne energije, ki jo povečajo tektonski dvigi (Young 1972).

Strahler je v geomorfologijo vpeljal splošno teorijo sistemov (1950, 1952, citirano po Strahler in Strahler 1992), po kateri se dinamično ravnovesje na površju vzdržuje tako, da vsaki spremembi zunanjih razmer sledi niz prilagoditev celotnega sistema in vzpostavitev novega ravnovesnega stanja v skladu z novimi razmerami. Površje se na spremembe odziva počasi, zato je dolgoročno delovanje drugačno od kratkoročnih, trenutnih odzivov. Regulacija povečini poteka z negativno povratno zvezo, s čimer se sčasoma zmanjša vpliv začetnih impulzov. Če je impulz dovolj močan, dejavnik sune sistem prek praga, da se umiri na novi ravni. Zemeljski geomorfni sistem je nedeljiva celota, vendar ga z vidika preučevanja snovnih in energetskih tokov razdelimo na podsisteme, kot so kraški, rečni ali ledeniški (Chapman 1977, Chorley in Hagget 1967; Harvey 1969; Chorley, Schumm in Sugden 1984).

Twidale (1991; citirano po: Phillips 1995a) je predpostavil, da denudacija močno poveča začetne razlike v erozivnosti in erodibilnosti površja. Pri tem ima zelo veliko vlogo preperevanje. Višinske razlike površja se povečujejo ne glede na krajevne tektonske razmere.

Crickmay (1976; citirano po Phillips 1995a) je predstavil hipotezo neenake aktivnosti, po kateri se višinske razlike sčasoma povečujejo. Krajevne razlike v eroziji so po tej teoriji zlasit posledica erozivne moči vodotokov.

Ahnert (1967, 1976, 1987, 1988; citirano po Phillips 1995a) je razvil matematični model razvoja površja in model razvoja pobočja. Ugotavlja, da je splošen trend razvoja površja enak ne glede na začetne razmere. Višinske razlike se povečujejo najprej hitreje potem pa se začnejo zmanjševati.

Armstrong (1980; citirano po Phillips 1995a) je razvil model razvoja prsti in pobočij, ki se odziva podobno kot Ahnertov. Sprva se razlike med najvišjimi in najnižjimi deli povečujejo, relief pa se zniža.

Po Brundsenu (1990; citirano po Phillips 1995a) se višinske razlike najprej zvišujejo in nazadnje znižajo. Denudacija naj bi se prilagodila tektonskemu dviganju v približno dveh milijonih let.

Scheidegger (1987) je z antagonističnim principom predstavil razvoj reliefa kot rezultat delovanja notranjih (tektonski dvig) in drugotnih zunanjih (denudacija) dejavnikov. Pomemben je njegov prispevek k sistematiki reliefnih oblik in geomorfnih procesov ter sintezi geomorfoloških načel (Verbič 1991; Phillips 1995a).

Chase (1992; citirano po Phillips 1995a) je z modelom ugotovil, da se s časom erozijska povečuje razgibanost reliefa. To kratkoročno kompenzirajo od naklona površja odvisni difuzni procesi, dolgoročno pa odlaganje gradiva. Po Scheideggerju in Chaseu se relief v odvisnosti od razmerja med silami ali procesi in časovnega ali prostorskega reda opazovanja lahko razvija v katerokoli smer.

V pokrajini sta sočasno red in nered, zato so geomorfni sistemi kompleksni nelinearni dinamični sistemi (Hugget 2004, 178). Ker je součinkovanje posameznih delov geomorfnega sistema nelinearno, menita, da se red največkrat ne vzpostavi na ravni reliefnih oblik, temveč na višji prostorski in časovni ravni (Kessler in Werner 2003, 380).

3.10.1 VPLIV EROZIJE NA OBLIKOVANJE POBOČIJ

Po Pencku (1972) so konkavna pobočja stara, konveksna pa so lahko posledica recentnega povečanja erozije – primer je konveksna stopnja, nastala z bočno erozijo. Povečana stopnja erozivnosti tik nad vodnim tokom ustvari konveksno pobočje. Ker se pobočje s preperevanjem in pobočnimi procesi postopno pomika nazaj, se tudi sprememba počasi prenaša navzgor. Če je erozija usmerjena globinsko, nastane na spodnjem delu pobočja strm konveksen pregib, ki se kot nekakšna stopnica prenaša po pobočju navzgor. Pobočne stopnje nad pregibi se zato skrajšujejo, tiste pod njimi pa podaljšujejo. Zanimivo je, da kontinuiran proces, kot je erozija, na pobočju povzroči nastanek pregiba, ki je nezveznost.

Strma stopnja obstane le, če reka sproti odnaša gradivo. Erozija mora biti najmanj tako intenzivna kot denudacija, bočna erozija pa najmanj tako hitra kot nastajanje konkavnega pregiba med strmim zgornjim in položnim spodnjim delom pobočja. Če reka ne more več odnašati gradiva, pod steno nastane melišče. Stena se sicer še vedno umika, vendar raste – toda počasneje – melišče. Po dolgem času brez erozije je strma skalna stena le še visoko nad gladino reke in je oddaljena od nje.

Na konkavnih pobočjih strmi zgornji del od spodaj nadomešča položno pobočje, dokler nima vse pobočje zmanjšanega naklona. Primer takšnega razvoja je nastanek melišč pod strmimi stenami. Strmo pobočje se pomika navzgor in ohranja svoj naklon, s čimer narašča površina novo nastalega pobočja pod njim. Navzgor napreduje tudi stik med položnim in strmim pobočjem. Obenem se zaradi preperevanja in pobočnih procesov zmanjšuje naklon melišča. Tudi tega sčasoma od spodaj navzgor nadomesti manj nagnjeno pobočje, vendar je za to potreben veliko daljši čas.

Umikanje pobočij poteka v vedno večji oddaljenosti od reke, kjer so strma pobočja. Pobočje bo sčasoma, in to ne glede na začetni naklon, pridobilo konkaven pobočni prerez. Konveksna pobočja so torej navezana na konkavna pobočja in so drugotna. Intenzivnost erozije vpliva na naklon in ukrivljenost površja. Ob konstantni eroziji je konstanten tudi naklon. Premočitno pobočje nastane, kjer sta erozija in odnašanje v ravnovesju. Takšen razvoj pobočij je po mnenju Pencka (1972, 123) neodvisen od podnebja.

Pri opisanem razvoju površja velja naslednje razmerje med intenzivnostjo globinske erozije (E), intenzivnostjo denudacije na pobočju tik nad vodo (A) in naklonom pobočja ali segmenta pobočja (α): $E = A/\cos\alpha$ (Penck 1972, 138).

Razmerje med jakostjo globinske erozije v časovni enoti (t_α), bočno erozijo v časovni enoti (t_α), denudacijo oziroma umikom (enote) pobočja v časovni enoti (t_0) in naklonom pobočne enote med dvema pregiboma (α) izrazimo z enačbo $t_0 = t_\alpha \cdot \sin(90 - \alpha)$ ali $t_\alpha = t_0/\cos\alpha$ in z enačbama $t_0 = t_\alpha \cdot \sin\alpha$ ali $t_\alpha = t_0/\sin\alpha$ (Penck 1972, 144). Enačbe lahko povežemo z že opisanimi eksponentnimi krivuljami.

Večji naklon pobočja je tudi posledica večje odpornosti kamnine glede na okolico. Zato iz reliefne oblike ne moremo vedno sklepati na genezo. V reliefu je namreč zapisanih le nekaj zadnjih razvojnih faz ali celo samo zadnja razvojna faza.

Preglednica 19: Prevladujoči geomorfni procesi na pobočjih glede na ukrivljenost (Schumm 1991, 104).

konveksni enote	konkavne enote	premočrtne enote
erozija		
polzenje dežna erozija mehansko in kemično preperevanje zmrzalno preperevanje bočna in zadenjska erozija globinska erozija	nastanek erozijskih žlebičev, erozija je najmočnejša na sredini pobočij polzenje, najšibkejšje je spodaj cevrčenje (angl.: <i>piping</i>)	dežna erozija vrezovanje vodotokov pobočni procesi bočna erozija, abrazija, spodjedanje
odlaganje		
odlaganje puhlice ali vulkanskega pepela	nastanek melišč nastanek vršajev odlaganje vulkanskih kamnin	nastanek melišč iz različnega gradiva z ravnovesnim naklonom

Penckovo razmišljanje sem lahko potrdil v dolini Dragonje, kjer so aktivna erozijska žarišča praviloma le na tistih mestih ob reki, kjer je voda sposobna odnašanja gradiva. Ko se aktivna erozijska žarišča zaradi umikanja pobočij ali spremembe rečnega toka znajdejo stran od reke, njihova aktivnost počasi upade in se sčasoma zarastejo. Zaradi nenehnega spreminjanja vodnega toka in meandriranja ob visokih vodah je nemogoče napovedati prihodnji razvoj površja. Danes aktivno erozijsko žarišče bo v prihodnosti zaradi umika reke na drugo stran doline postalo neaktivno, na danes stabilnem pobočju pa bo zaradi približanja reke nastalo novo erozijsko žarišče.

Tudi v dolini Tamar v vzhodnem Nepalju so ugotovili, da so erozijski žlebiči, zemeljski plazovi in skalni podori pogostejši, kjer reka spodjeda bregove (Brunsden 2000).

V erozijskih žariščih vzdolž rečnih bregov so ti procesi neposredno povezani z vzpostavljanjem ustrežne širine reke ter odvisni od stabilnosti bregov in transporta gradiva. Porečje je samoorganiziran mejni sistem, v katerem bočna erozija v prostorskem in časovnem merilu izkazuje nizko frekvenco in jakost. Velja pravilo, da v sistemu deluje bodisi majhno število velikih dogodkov bodisi veliko število majhnih dogodkov. Morfologija rečne struge se spremeni pri enakem mokrem prerezu. Tako je rečnemu pretoku na danem prečnem prerezu prilagojena ozka in globoka struga. Že naslednji dan se lahko rečna struga preoblikuje, tudi če se rečni pretok ne spremeni. Tako nastane na istem mestu širša in plitvejša struga, ki je prilagojena istemu rečnemu pretoku. V rečnem sistemu se glede bočne erozije ohranja določen red, ki sistem ohranja znotraj mejnih ali kritičnih razmer, podobno kot peščena sipina ohranja posipni kot ne glede na zunanje razmere. Porečje deluje kot funkcionalna celota. Pomenljivo je dejstvo, da erozijskih dogodkov ali pojava erozijskih žarišč na krajevni ravni ne moremo napovedati iz razporeditve, velikosti ali drugih značilnosti erozijskih žarišč. Iz splošnih značilnosti ne moremo sklepati na krajevne geomorfne procese, ki so privedli do nastanka erozijskih žarišč na določenem mestu. Za to ne bi zadoščalo niti izjemno veliko število meritev. Majhne in velike pojave poganjajo isti geomorfni procesi (spodjedanje bregov) ali pa procesi povsem različni (spodjedanje bregov – zmrzalno preperevanje). Velikost pojava je odvisna od intenzivnosti procesov in od splošnega stanja sistema v danem času, na primer od razporeditve sedimenta na rečnih bregovih ali stanja rečne struge (Fonstad in Marcus 2003).

Erozijska žarišča na določenem mestu so pravzaprav posledica prilagajanja geomorfnih procesov celotnemu sistemu, ki na ta način ohranja mejno stanje ali stabilno neravnovesje. Nenehno prilagajanje rečne struge spreminjajočim se razmeram je znak dinamične nestabilnosti sistema. Rečje in njegovi posamezni deli, torej tudi območja bočne erozije ali prečni prerez struge, delujejo kot v celoto povezan sistem. Pojav erozijskih žarišč ni v tolikšni meri odvisen od krajevnih reliefnih oblik in geomorfnih procesov kot od razporeditve erozijskih žarišč v celotnem porečju. Sodobna geomorfologija pojave in

procesne na Zemljinem površju povečini razlaga s vzročno-posledičnimi mehanizmi. Raziskave so se doslej usmerjale zlasti v preučevanje razmerja med jakostjo in frekvenco pojavov v določenem času, manj so pri tem upoštevali prostorske vzorce ali prostorsko organiziranost pojavov. Šele iz slednjega je mogoče ugotoviti, da je sistem erozijskih žarišč vzdolž rečnih bregov samoorganiziran in da njegovo delovanje usmerja tako imenovani potenčni zakon. Nova je tudi ugotovitev, da prostorska in časovna pojavnost erozijskih žarišč vzdolž rečne struge nista nedvoumno povezani s krajevnimi hidrološkimi spremenljivkami, kot so pretok, širina in globina rečne struge in podobno. Možnost nastanka bočnih erozijskih pojavov vzdolž rečne struge se prostorsko organizira v obliki potenčne razporeditve, to je eksponentno (Fonstad in Marcus 2003).

Razporeditev ali organiziranje pojavov v obliki eksponentne krivulje je značilna tudi za naklone dna dolcev. Zato sklepam, da so nakloni dna dolcev samoorganiziran sistem, v katerem se odraža razmerje med intenzivnostjo pospešene korozije v njihovem dnu in površinskim vodnim odtokom oziroma denudacijo (prim. Phillips 2005b). Iz navedenega tudi izhaja, da naklon dna dolca na določenem mestu ni nedvoumno odvisen od dolžine, širine ali globine dolca ter lastnosti kamnine na tistem kraju, temveč nanj vpliva tudi prostorska organiziranost naklonov. Nakloni posameznih odsekov so le na videz razporejeni naključno.

Iz povedanega sledi pomembno dejstvo, da razporeditev dolcev ni odvisna le od krajevnih razmer, temveč tudi od razporeditve in urejenosti dolcev na določenem območju ali v geomorfemnem sistemu, katerega temeljni elementi so.

3.11 ANALIZA ELEKTRIČNE UPORNOSTI GRADIVA V DNU DOLCEV

Na podlagi že opisanega razmisleka sem predpostavil, da večja debelina prsti in prepereline na dolomitnem površju povzročata krajevno pospešeno korozijo. Korozijsko oblikovanje površja naj bi bilo odvisno predvsem od količine in načina odtekanja vode, s tem pa od prepustnosti podlage, na katero vpliva tudi pretrtost kamnine. Predpostavko sem preveril z geoelektričnimi raziskavami, s katerimi ugotavljamo prevodnost kamninske podlage, na podlagi prevodnosti pa lahko sklepamo na druge lastnosti, na primer pretrtost (Čar 2001).

Debelina prsti na dolomitnih območjih je odvisna predvsem od lege. V dolcih pri vasi Selo nad Polhovim Gradcem, pri Dolenjem Kališču in na Kureščku je debelina prsti največja v kotanjah, v dnu dolcev, vrtač in suhih dolin, kjer presega pol metra. Na pobočjih in slemenih je prst tanjša od 10 cm. V dnu dolcev in kotanj je večja trenutna vlažnost prsti, retencijska kapaciteta prsti pa je praviloma manjša kot na pobočjih. Iz tega izhaja, da na vlažnost prsti najbolj vplivata lega in ekspozicija. Raste v dnu dolcev pa je bujno zaradi večje debeline prsti in ne zaradi njene večje retencijske kapacitete (Gabrovec 1994, 105–107).

Preglednica 20: Povprečna debelina prsti in retencijska kapaciteta na različnih legah (Gabrovec 1994, 107).

	povprečna debelina v cm	retencijska kapaciteta	
		%	l m ⁻² oziroma mm
dolomitna pobočja	19	46	86
dolomitni dolci	60	44	264
vododržna pobočja	27	48	129

Raba tal je torej pomembna tudi za geomorfološko razlago. Dolomitna območja so manj skalnata od apnenčastih in bolj primerna za kmetijsko obdelavo. Njive so na dolomitu pogostejše kot na apnenču, prav tako travniki in gozdovi, na apnenčastih območjih so pogostejši pašniki. V dnu dolcev so bile

v preteklosti zaradi debelejšje prsti pogosto njive, na pobočjih travniki, ki se danes zaraščajo. Zaradi nekdanje intenzivnejše rabe obsegajo površine v zaraščanju večji delež dolomitnih kot apnenčastih površin. Leta 1994 je bilo na dolomitnih območjih v Sloveniji 56 % gozdov, 20 % travnikov, 10 % njiv, manj pa sadovnjakov (1 %) in vinogradov (0,6 %). Stotino odstotka ozemlja so obsegala močvirja, štiri odstotke pa nerodovitne površine (Gabrovec in Kladnik 1997, 40).

Preglednica 21: Povprečna debelina in retencijska kapaciteta prsti na dolomitnih območjih v različnih legah (Gabrovec 1995a, 57–58).

kamnina	debelina prsti v cm	naklon v stopinjah	lega	raba tal
spodnjetriasni dolomit	21	20	pobočje	travnik
triasni dolomit	41	10	pobočna polica	gozd
triasni dolomit	15	27	pobočje	gozd
triasni dolomit	0	0	vrh hriba	travnik v zaraščanju
triasni dolomit	41	8	dno dolca	travnik
triasni dolomit	20	25	pobočje dolca	travnik
triasni dolomit	33	11	dno dolca	travnik

Električno upornost sedimentov v dnu in na pobočjih nekaterih dolcev smo merili 6.4.2005 in 15.4.2005 v Žibrah pri Logatcu. Meritve smo izvajali z napravo *EarthImager*, ki jo sestavljajo upravljalna enota in trije kabli s po dvajsetimi merilnimi sondami. Merilne sonde položimo na kovinske stebričke, ki jih zabijemo v podlago na največ vsakih 6 m. Naprava omogoča enkratne ali zaporedne meritve vzdolžnih in prečnih prereзов. Pri meritvah smo uporabili tri metode, in sicer tako imenovano



MATUA ZORN, 15. 4. 2005

Slika 54: Merilna naprava, akumulator in kovinske palice.

dipol-dipol metodo (*dipdip20*), Schlumbergerjevo metodo (*sch20*) in Wennerjevo metodo (*wenn20*). Najprimernejša je Schlumbergerjeva metoda, Wennerjeva metoda se je izkazala kot manj primerna zaradi prevelikega zaokroževanja podatkov, metoda dipol-dipol pa je najmanj primerna zaradi prevelike razdrobljenosti rezultatov.

Geoelektrične meritve so za analizo sedimentov v dnu dolcev primernejše kot georadarske, saj ilovica in glina, ki sta pogosti v dnu dolcev, dušita radarski signal, kar omejuje meritve. Toda georadarske meritve bolje pokažejo meje med različnimi vrstami sedimentov ali kamnin (Živanović 2003, 184).

3.11.1 METODA

Naprava *EarthImager* meri električni tok v oddajni elektrodi (I) in električni tok v sprejemnih elektrodah ter potencialno razliko (V) med dvema sprejemnima elektrodama. Meritev poteka tako, da naprava skozi eno od merilnih sond pošlje električni signal, ki ga druge bolj ali manj pridruženega zaznajo. Ker se postopek ponavlja, dokler signala ne oddajo vse sonde, traja meritev 15–20 minut. Naprava ni uporabna le v geomorfologiji, saj omogoča iskanje kraških jam, ugotavljanje gladine talne vode in kamninske sestave ter iskanje zakopanih predmetov, cevi in celo rude (EarthImager 2003).

Pridobljene podatke prenesemo na računalnik, in iz njih s programskim vmesnikom na podlagi fizikalnih predpostavk in zakonitosti izračunamo upornost gradiva v izmerjenem prerezu do globine nekaj sto metrov. Rezultat meritev je grafični prikaz v treh slikah. Na prvi je izmerjena navidezna normalizirana upornost ($R = V/I$), prikazana na logaritemski lestvici, na drugi je izračunana navidezna upornost, na tretji sliki pa inverzna upornost. Upornost je odvisna tudi od razdalje med elektrodami in od površine prereza (EarthImager 2003).

Iz grafičnega prikaza upornosti, ki ga naredimo s posebnim računalniškim programom, nato sklepamo na vzroke za takšno razporeditev električne upornosti in tudi na vrsto prepereline ali na sestavo



Slika 55: Elektroda je pričvrščena na kovinski stebriček.

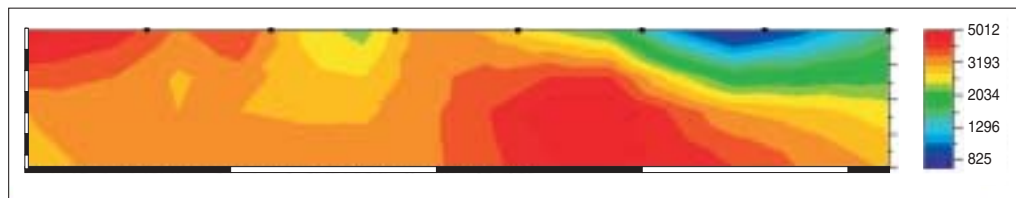


BLAŽ KOMAC, 6. 4. 2005

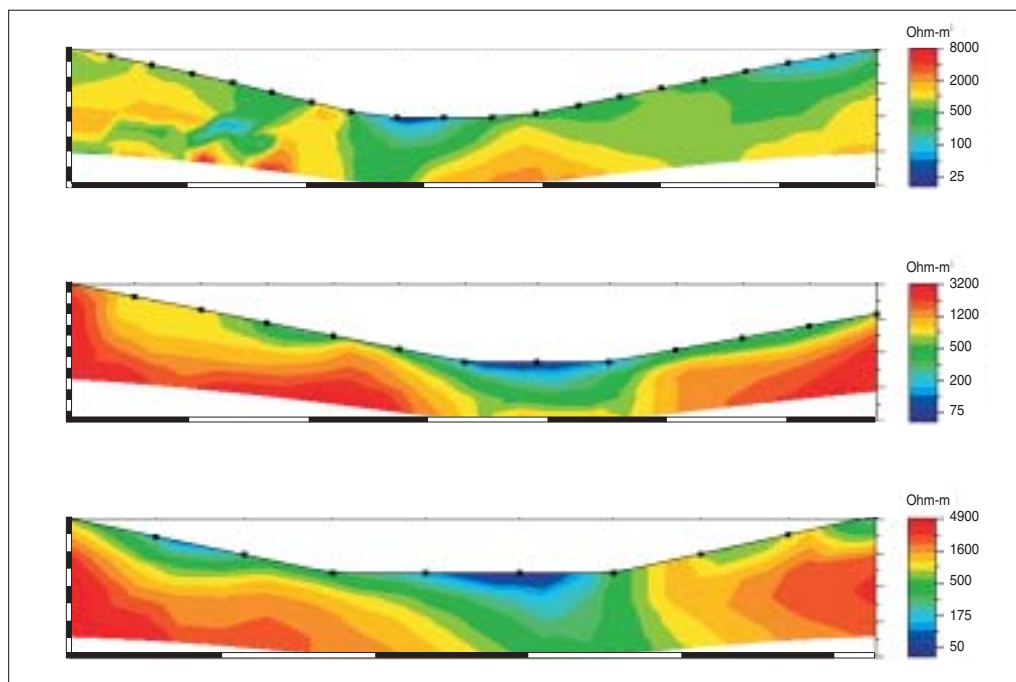
Slika 56: Na različno debelino prepereline in njeno vlažnost na pobočjih in dnu dolca opozarja barva spomladanskega rastja. Naklon dna dolca je približno 8°. Avtomobil v dnu dolca v ozadju je približno 20 m nižje in 100 m oddaljen. Preperelina je najdebelejša v dnu dolca, v senčni kotanji na pobočju pa je debela več kot meter.

Preglednica 22: Interpretacija električne upornosti.

podatki iz literature (AGI 2005; Electrical methods 2005; Duras in ostali 2006, 278)		podatki, pridobljeni z geoelektričnimi meritvami dolomitnega površja	
snov ali gradivo	električna upornost (Ωm)	snov ali gradivo	električna upornost (Ωm)
morska voda	0,25	rdeče-rjava ilovica	0–200
voda	1–10		
ilovica	1–100		
glinavec	1–500		
moker do vlažen pesek, prst, preperelina	20–200	močno preperel ali pretrt dolomit	200–1000
porozen apnenec, pretrta kamnina, prelomna cona	100–1000		
peščenjak	50–10.000	preperel, pretrt ali močno razpokan dolomit	1000–2500
nepretrt apnenec	1000–1.000.000		
metamorfne kamnine	50–1.000.000	razpokan dolomit	2500–3000
vulkanske kamnine	100–1.000.000		
kraška jama (zrak)	nad 3000	trden nerazpokan dolomit	nad 3000



Slika 57: Rezultat primerjalnih meritev v kamnolomu: Trdna kamnina seže na površje na levi strani in na sredini prereza. Na desni je kamnina preperela do globine 1 m in močno razpokana do globine 3 m. V sredini prereza je skalni čok, ki sega do površja, levo od njega pa je trdna kamnina v globini 5 m.



Slika 58: Zaporedni prečni prerezi dna dolca, izmerjeni 6. 4. 2005 ob suhem stanju z metodo sch20. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m.

podlage. Suho gradivo ima večjo upornost, vlažno gradivo pa manjšo. Ker v literaturi ni bilo podatkov o električni upornosti dolomita (kamnine), sem podatke najprej umeril s primerjavo meritev rdeče-rjave ilovice v dnu dolca in gole skalnate površine. Značilne vrednosti električne upornosti so prikazane v preglednici 22 (EarthImager 2003).

3.11.2 MERITVE ELEKTRIČNE UPORNOSTI

Ugotavljal sem električno upornost gradiva v dolcu v Žibršah. V dolcu sem 6. 4. 2005 naredil tri prečne prereze, prvega na 56., drugega na 76. in tretjega na 144. metru dolžine dolca. V dnu dolca je do 2,5 m rdeče-rjave ilovice, ki jo prekriva plitva, do 10 cm globoka prst. Plitva prst prekriva tudi pobočja in zaradi majhne debeline na prikazu električne upornosti ni vidna. Plitva prst je na dolomitnih pobočjih

pogosta, saj že Gabrovec (1990, 58) ugotavlja, da je v travnatem dnu dolca v Polhograjskem hribovju debelina prsti 33–41 cm, na travnatem pobočju 20 cm in na gozdnem pobočju 15–21 cm. Na gozdna-ti pobočni polici je bila prst debela 41 cm.

Po dolcu navzdol se povečujeta debelina prepereline in globina pretрте kamnine. To je posledica denudacije, deloma pa je povezano tudi z intenzivnejšo korozijo. Korozija je posledica večje količine vode v nižjih legah. Na debelejšo preperelino pa vpliva tudi prelom, vzdolž katerega je kamnina močno pretрта, kar smo ugotovili z geološkim (strukturnim) kartiranjem (Komac 2003b, 15). Obstoj subvertikalnega preloma so potrdile tudi meritve električne upornosti.

Že opisani dolec, na katerem smo naredili več prečnih prereзов, se spodaj pridruži prečno poteka-jočemu dolcu, v katerem je izvir. Vzdolž tega dolca prav tako poteka prelom. V vzdolžnem prerezu tega dolca je vidno zmanjšanje električne upornosti, ki je posledica pretrtosti kamnine ob prelomu. Izvir pa je v trdnejšem, a razpokanem dolomitu. Kamninski blok, ki daje vodo izviru in je omejen z dvema pre-lomoma ter dolcema, ki potekata vzdolž njiju, je širok približno 80 m. Inverzna lega izvira in potočka je zanimiva. Lega izvira v razpoklini coni je dodaten dokaz, da je ilovica nastala in situ s korozijo.

Električna upornost je ob vlažnih razmerah nizka. Dolomit je zlasti na območjih, kjer je pretrt ali raz-pokan, z vodo prepojen do globine 10–20 m. Električna upornost je na območjih preperele kamnine nizka, najvišja vrednost je znašala največ 1485 Ω m. Z osuševanjem pa se električna upornost poveča in znaša največ 3180 Ω m. Ker se vlaga ponekod (na primer v dnu dolca) ohrani daljši čas kot v matič-ni kamnini, pridejo v sušnih razmerah bolj do izraza razlike med posameznimi predeli znotraj dolomita, ki se bolj osušijo. V večjih globinah električna prevodnost ob padavinah pade od približno 8000 Ω m na približno 1000 Ω m.

S pomočjo meritev električne upornosti lahko določimo tudi mejo med pretрто in razpokano kamni-no pri upornosti približno 1000 Ω m. Kamnina je v dnu dolca pretрта ali močno razpokana do globine 1–5 m. Trdna in šibko razpokana kamnina z upornostjo približno 2500 Ω m je 3–7 m globoko, v dnu dol-ca pa sega v globino najmanj 12 m. Kamnina je na pobočjih manj preperela kot v dnu (prim. AGI 2005).

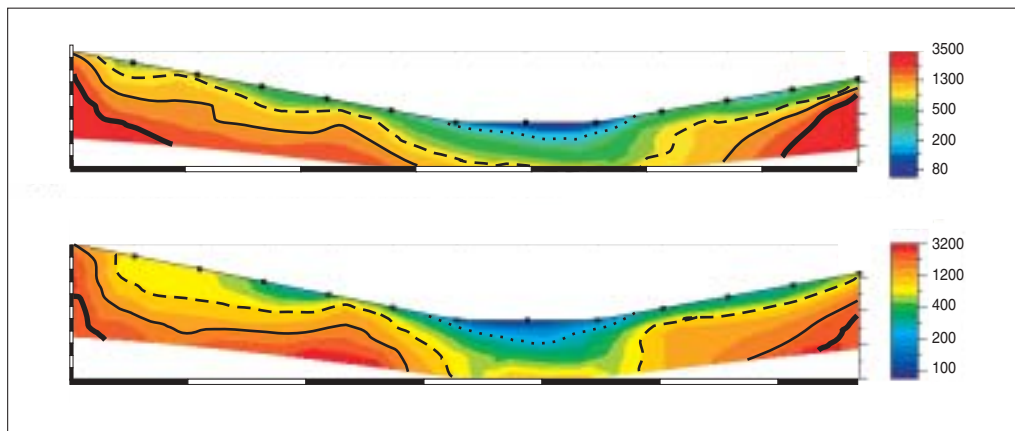
Na stiku dna dolca s pobočji sta pod preperelino nastali poglobitvi ali zajedi. Poglobitvi sta dokaz za stekanje korozivne vode vzdolž stika prepereline in kamnine. Poglobljeno skalno dno na robovih je najverjetneje posledica pospešene korozije zaradi združevanja tokov korozijske aktivne vode s pobočij ter vodnih tokov, ki tečejo vzdolž stika prepereline in matične osnove po dnu dolca. V prsti in preperelini se ustvarjajo bolj in manj prepustna območja, tako da voda nekje v globino odteka v curku, drugje pa le pronica skozi sediment (prim.: Gams 1963b, 63; 1968, 81). Korozija je najintenzivnejša v dnu dolca, čeprav je retencijska kapaciteta prsti v dnu dolca praviloma manjša kot na pobočjih (Gabrovec 1994, 105–107). To je posledica dotoka večjih količin vode, daljšega časa zadrževanja vode v preperelini v dnu dolca in večje pretrtosti kamnine vzdolž preloma, kar povečuje specifično površino koroziji izpostavljene kamnine.

V primerjavi s kamnino pa se električna upornost ilovice z osuševanjem ne poveča bistveno. Vla-ga se v ilovici zadržuje zelo dolgo, kar je posledica visoke vsebnosti vode.

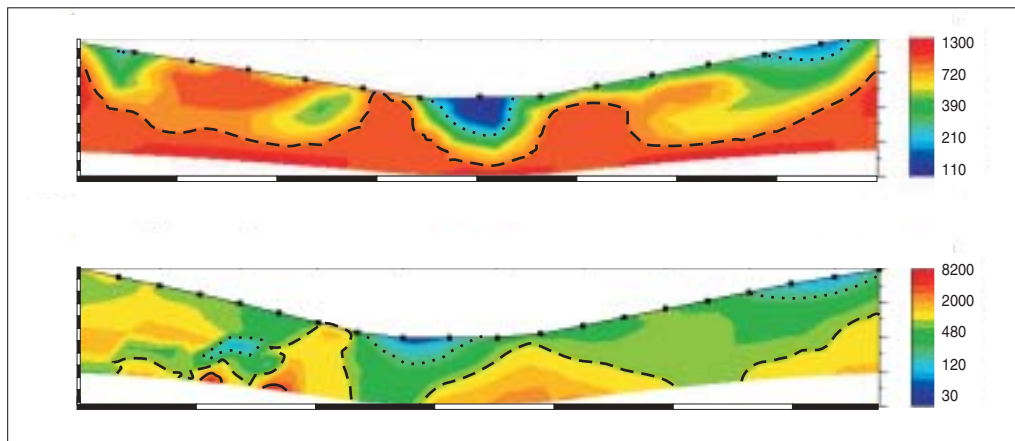
Vprašanje prepustnosti ilovice ostaja odprto. Kot kaže, niti ni tako pomembno za korozijsko delo-vanje vode v dnu dolca. Ilovica sama po sebi za vodo ni prepustna: na stenah Brezstrove jame pri Povirju, ki je bila zapolnjena s sedimenti, so ohranjene fasete, kar je dokaz, da korozija apnenčaste stene dalj-ši čas ni preoblikovala, četudi je bila blizu površja in v stiku s sedimenti (Mihevc 1996, 69). Vendar lahko voda v globino ilovnatnega sloja doteka skozi razpoke ter rastlinske in živalske rove. Skalno podlago dna dolcev korodira tudi voda, ki tja doteka po preperelini na pobočjih.

Odprto vprašanje je tudi izvor ilovice. Povečini je ostanek kemičnega preperevanja, ponekod pa je verjetno tektonskega izvora (Zogović 1966, 101; Zupan 1989). Dokaz so številni žepi ilovice v matični kamnini v globini nekaj metrov in s premerom od nekaj decimetrov do 1 m. Ilovica je pogosta tudi v že-pih na pobočjih in na slemenu, kjer je skoraj izključeno, da bi bila vanje prenesena iz okolice.

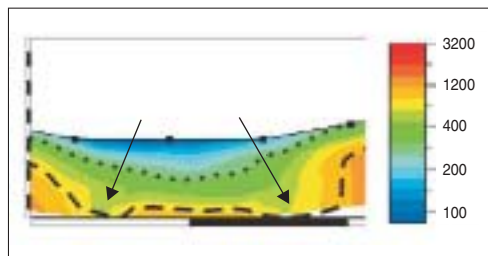
Rdeče-rjave ilovica je v dnu dolca do 2,5 m globoko, v kotanji na pobočju na desni strani dolca pa je 1,5 m globoko. Oblika dna dolca ali kotanje, ki je nastala vzdolž preloma, je lepše vidna v suhi dobi, saj v vlažni dobi ilovice ni mogoče ločiti od z vodo prepojene preperele kamnine pod dnom dolca.



Slika 59: Meritev prečnega prereza dolca ob vlažnem stanju (zgoraj) je bila opravljena 15. 4. 2005 na istem mestu kot meritev ob suhem stanju 6. 4. 2005 (spodaj; isto kot prerez 7 na sliki 78). Uporabljena je bila metoda sch20. Pikasta črna črta označuje predpostavljeno mejo med rdeče-rjavo ilovico in preperelo kamnino, ki je sredi dolca približno 2,5 m globoko. Debelino ilovice sem ugotovil z vrtanjem. Črtkana črta označuje predpostavljeno mejo med preperelo kamnino in močno razpokano kamnino. Polna črta označuje predpostavljeno mejo med razpokano in močno razpokano kamnino, debela polna črta pa predpostavljeno mejo med razpokano in nerazpokano kamnino, ugotovljeno z merjenjem električne upornosti trdne kamnine. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m. Električna upornost je v Ωm .

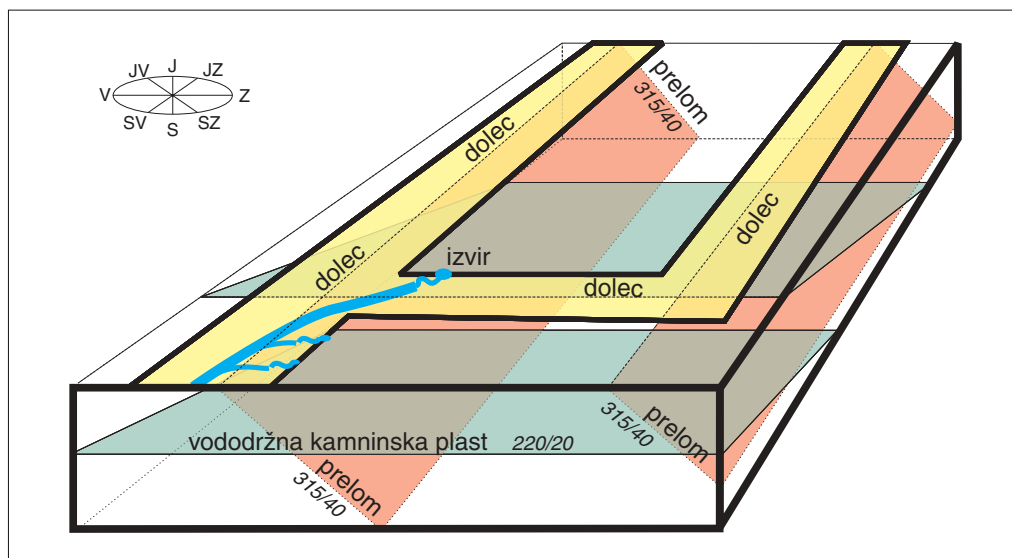


Slika 60: Meritev prečnega prereza dolca ob vlažnem stanju (zgoraj) je bila opravljena 15. 4. 2005 na istem mestu kot meritev ob suhem stanju 6. 4. 2005 (spodaj; isto kot prerez 3 na sliki 78). Spodnji prerez je glede na zgornjega nekoliko zamaknjen v levo. Uporabljena je bila metoda sch20. Pikasta črna črta označuje predpostavljeno mejo med rdeče-rjavo ilovico in preperelo kamnino, ki je sredi dolca približno 2,5 m globoko. Debelino ilovice sem ugotovil z vrtanjem. Črtkana črta označuje predpostavljeno mejo med preperelo kamnino in močno razpokano kamnino. Polna črta označuje predpostavljeno mejo med razpokano in močno razpokano kamnino, debela polna črta pa predpostavljeno mejo med razpokano in nerazpokano kamnino, ugotovljeno z merjenjem električne upornosti trdne kamnine. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m. Električna upornost je v Ωm .



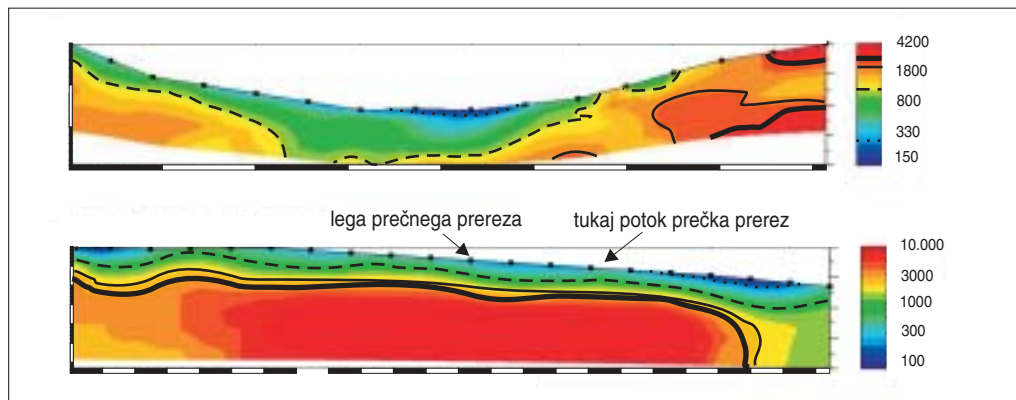
Slika 61: Korozijska zajeda oziroma močnejša preperelost kamnine ob straneh dolca je vidna v suhih razmerah z metodo sch 20. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m. Električna upornost je v Ωm .

Preperela kamnina je običajno 4–8 m globoko, trdna in nerazpokana skalna podlaga pa v prerezu ni vidna. V prerezih je vidnih več grbin. To so trdnejši deli kamnine, ki so odpornejši na korozijo. Iz njih sčasoma nastanejo večje grbine in osamelci. Debelina prepereline v dnu dolcev je povezana tudi z litološko sestavo oziroma vsebnostjo lapornatih sestavin, saj »... so rendzine na dolomitu približno za polovico plitvejše kot prsti na nekarbonatnih kamninah in na lapornatih apnencih ...« (Gabrovec 1990, 59).



Slika 62: Geološko-strukturna podoba območja z dolci in lega izvira v Dolinah v Žibršah. Prečni prerez (zgoraj) je usmerjen od jugozahoda (levo) proti severovzhodu (desno). Na severnem pobočju je preperelina debelejša kot na južnem. Tudi to je dokaz za krajevno pospešeno korozijo, ki je posledica daljšega časa zadrževanja vlage v prsti. Na sušnem pobočju, obrnjenem proti jugu, je kamninska osnova dosti bližje površju (3 m). Na desni strani dna je gradivo bolj prevodno oziroma glinasto kot na levi. To povezujem z večjo strmino severnega pobočja, od koder površinska voda spira gradivo v dno dolca. Poleg tega je severno pobočje (desno) porašča travnik v zaraščanju, na južnem pobočju (levo) pa je gozd.

Kartiranje (Komac 2003b, 15) in geoelektrične raziskave površja v Žibršah dokazujejo, da so nekateri dolci (označeni z rumeno) usmerjeni vzdolž prelomov, kjer je kamnina pretirna in manj odporna (rdeče). Drugi dolci so usmerjeni vzdolž manj odpornih lapornatih plasti, ki vpadajo v pobočje (zeleno). Ker prelomi potekajo prečno na kamninsko sestavo, dolci razčlenjujejo površje v obliki mreže. Stalen izvir je nastal zaradi zaježitve ob klinastem stiku neprepustne tektonizirane kamnine in prav tako neprepustnih lapornatih kamninskih plasti.



Slika 63: Vzdolžni prerez dolca, ki poteka vzdolž manj odpornih lapornatih plasti (spodaj) in prečni prerez čez isti dolec (zgoraj). Pikasta črna črta označuje predpostavljeno mejo med rdeče-rjavo ilovico in preperelo kamnino, ki je sredi dolca približno 2,5 m globoko. Debelino ilovice sem ugotovil z vrtanjem. Črtkasta črta označuje predpostavljeno mejo med preperelo kamnino in močno razpokano kamnino. Polna črta označuje predpostavljeno mejo med razpokano in močno razpokano kamnino, debela polna črta pa predpostavljeno mejo med razpokano in nerazpokano kamnino, ugotovljeno z merjenjem elektroprevodnosti trdne kamnine. Navpični in vodoravni merili merita 5 m. Elektroprevodnost je v Ωm .



Slika 64: Električno upornost in sestavo podlage v dnu dolca smo merili z oddajno-sprejemnimi električnimi sondami, vidna je desno na sredini.

4 GENEZA DOLCA

Vse dosedanje ugotovitve kažejo, da je dolec kvartarna reliefna oblika. Odprto pa je vprašanje, ali je pleistocenske ali holocenske starosti. Pogosta je razlaga, da je dolec periglacialna reliefna oblika, toda dolec nastane tudi z drugačnimi geomorfnimi procesi (Embleton in King 1975, 16) in je lahko recentna reliefna oblika.

4.1 PERIGLACIALNA GEOMORFOLOGIJA

Izraz periglacialni ali obledeniški je v geomorfološko literaturo leta 1909 uvedel W. Lozinski. Z njim je opredelil območje v bližini pleistocenskih ledenikov in podnebne razmere, ki so bile zanj značilne. Danes povečini soglašamo, da so periglacialni pojavi ne glede na sedanjo lego ali čas nastanka povezani s hladnim podnebjem s povprečno letno temperaturo -15 do -1 °C in 120–1400 mm letne količine padavin, intenzivnimi pobočnimi procesi, šibkim delovanjem tekoče vode in permafrostom (Cook 1959, 22; Embleton in King 1975, 2).

Preglednica 23: Klasifikacija periglacialnih procesov in pojavov (Cook 1959, 25).

geomorfní proces	reliefna oblika ali pojav
krioturbacija zaradi izmeničnega zmrzovanja in taljenja delovanje vode	deformacija plasti, zemeljske ledne oblike (poligonalna tla) asimetrične doline, nastale na južnih ekspozicijah, in suhe doline, nastale z erozijo nad stalno zamrznjenimi tlemi
delovanje vetra	puhlica, peščene sipine
pobočni procesi, soliflukcija	vršaji, jezera podolgovate oblike, periglacialni dolci
sneg	vdolbine, nastale zaradi snežne erozije, izmeničnega zmrzovanja in taljenja ter soliflukcije
led	ledni nasipi

V periglacialnih razmerah denudacija prevlada nad erozijo zaradi manjše količine padavin. Najpomembnejši periglacialni proces je zmrzalno preperevanje, ki je posledica ponavljajočega se zaporedja zmrzovanja in taljenja ledu ali snega. Do taljenja ledu pride zaradi sončnega obsevanja pri temperaturi zraka višji od 0 °C. Voda, ki nastane pri taljenju snega, namaka podlago in pospeši preperevanje. Zato je pomembna dolžina obdobja, v katerem temperatura prehaja čez ledišče. V kraju Resolute v Kanadi je to obdobje omejeno na pomlad in jesen, v Hornsundu na Spitzbergih pa traja skoraj pol leta. Posledica intenzivnega preperevanja je obilno sproščanje gradiva in njegovo nasipanje v nižjih legah. Zmrzalno preperevanje zato sčasoma oslabi, saj nekaj metrov debela preperelina zaščiti podlago. V takih razmerah poteka kemično preperevanje, ki mu je podvržen tudi dolomit. Korozija pa je razmeroma šibka zaradi šibke prekritosti površja s prstjo in rastjem (Pécsi 1964, 35; Embleton in King 1975, 4–11).

Drugi pomembni geomorfní procesi, povezani s periglacialnimi razmerami, so še polzenje, kamniti tokovi in pojavi, povezani z ledom, na primer sortiranje gradiva, ledni klini in z njimi povezana strukturna tla in zbiranje gradiva v značilnih vzorcih na površju (Geografija 2001, 531).

Intenzivni geomorfní procesi so zlasti v prisojnih legah poudarili litološko raznolikost in razlike v pretrtosti dolomita. Zaradi intenzivnega mehanskega preperevanja v tem obdobju so se hitreje zniževala območja iz manj odpornih kamnin. Na dolomitnih območjih je prišlo do diferenciacije, ki je posledica sprememb v odpornosti zaradi litoloških in strukturnih razlik. Odpornost običajno zmanjšata stopnja dolomitiziranosti in zrnavost. Takšen je na primer cordevolski dolomit, odpornost zmanjšajo vsebnost glinenih ali meljastih delcev in litološki prehodi v laporovec. Plastoviti glavni dolomit je v zgornjem delu litološkega stolpca odporen, spodaj je njegova odpornost manjša zaradi vmesnih laporastih plasti. Odpornost

dolomita močno zmanjšajo še prelomi, vzdolž katerih je kamnina razpokana ali prettrta (Radinja 1972, 251; Šifrer 1983, 146–147; Šifrer 1990).

Dolomit je na površini razpadal zaradi šibke cirkulacije zraka iz toplejše kraške notranjosti ter menjanja obdobja zamrzovanja in taljenja. Preperevanje dolomita zaradi produkcije grušč ni seglo v večje globine, zato dolomitni relief ni tako navpično razčlenjen kot apneniški. Na Trnovskem gozdu je recentno preperevanje seglo do pol metra v globino. V današnjih razmerah dolomitni grušč prepereva tudi na površini, ker se preperelina ne odlaga več v obilju. Dokaz, da preperevanje in odnašanje gradiva danes nista več tako intenzivna, je dejstvo, da so se vodotoki vrezali v vršaje. Periglacialni drobir je danes običajno prekrit z 10–15 cm debelo prstjo, kar je dokaz, da gre za posledico procesa, ki danes ne poteka več. Periglacialni drobir iz starejših obdobja pleistocena je sprijet v brečo, mlajši je nevezan (Habič 1968, 165 in 167).

Na periglacialnih območjih je sezonsko površinsko otekanje vode trajalo, dokler se v prsti in preperelini ni do določene globine stalil led. Taljenje je potekalo zelo hitro. Če je bila matična podlaga blizu površja, je voda odstranila vso preperelino, razgalila pobočja in gradivo sprala v nižje lege, pri tem so nastala značilna konkavna pobočja (Habič 1968, 168–169).

Pomembna posledica periglacialnih procesov na dolomitnih območjih je obilno nasipanje gradiva v nižje lege (Székely 1987). Na dolomitu je v Sloveniji v višjih legah v konkavnih reliefnih oblikah skoraj povsod plast dolomitnega drobirja iz neenakomerno velikih kosov, med katerimi so tudi večje skale. V periglacialnih razmerah je dolomitni grušč nastajal po celotnem površju, nato je bil tudi s položnih pobočij spran v dno kotanj. Debelina prepereline je odvisna od naklona pobočij in vrste ter odpornosti kamnine. Periglacialni drobir je čist in brez organskih primesi. Periglacialna dolomitni in apneniški grušč sta na južnih pobočjih Jelovice, okrog številnih vrhov v predalpskem hribovju (Porezen, Črni vrh, Blegoš). Ostrorobato gradivo so geomorfni procesi odnašali v nižje lege.

Gradivo se je odlagalo zlasti v obliki periglacialnih vršajev, ki so pogosti v južnih legah v Škofjeloškem in Polhograjskem hribovju, v porečju Mislinje, v Zgornji Savinjski dolini in na južnih pobočjih Pohorja. Zaradi velikega obsega teh procesov je na pobočjih z majhnimi nakloni pogosto zelo oddaljeno od izvornega mesta.

Vršaj iz periglacialnega gradiva je nastal pri Hotedršici. V višjih legah je nasipanje gradiva uravnalo dna dolin, dolcev, kraških polj in drugih kotanj. Obsežna območja nakopičenega dolomitnega drobirja so na obrobju Črnovrškega polja, v Zadlogu, v dnu Malega Polja pri Colu ter na Vojskem (Trohova ravan), podolju pri Skratovšah in v globelu pri Planini na Vojskem. Dolomitni drobir je tudi v Čepovanskem dolu, kjer so periglacialni procesi oblikovali dolomitni relief med Dolom in Vrti z značilnimi grbinami. Do uravnavanja kotanj je prišlo na tudi v Trnovskem gozdu, Planinski Zagori, Ravniku, Križni gori, na Blokah, pri Prezidu in na Babnem polju ter pri Rakeku in Colu. Na Vojskem so v sedimentu krioturbatni pojavi (Habič 1968, 56 in 168–169; Šifrer 1990).

Na stiku dolomitnih in apnenčastih območjih so v pleistocenu zaradi produkcije prepereline ter njene zamrznjenosti vode pogosto odnašale dolomitni drobir tudi na sosednja apnenčasta območja. Vodotoki z dolomita so na ta način podaljševali svoj tok po prepustnem apnencu. Pleistocenski ponori na kontaktnem krasu so zato na Idrijskem (Čar 1974), v okolici Čepovana, na Črnem Vrhu ali v Zadlogu odmaknjeni od litološkega stika (Gams 1966; 1993; Janež in ostali 1997). Kjer je apnenec na stiku dolomita in apnenca prekrit z dolomitnim drobirjem, so na zakritem krasu nastale aluvialne vrtače ali rupe, v katerih v današnjih razmerah zakrasevanje hitro napreduje (Habič 1968, 51).

4.1.1 PERIGLACIALNI DOLEC

Eden od najpomembnejših oblikotvornih procesov za nastanek periglacialnega dolca je soliflukcija. Gre za tok z vodo prepojenega gradiva, ki se zaradi težnosti in nasičenosti z vodo premika po zamrznjeni podlagi permafrosta po pobočju navzdol in poteka s hitrostjo 5–10 cm a⁻¹. S soliflukcijo lahko nastanejo različne konkavne in dolinaste reliefne oblike (Geomorphologie 2004). Konkavne snežne vdolbine nastanejo tudi zaradi taljenja snega in povečane vlažnosti, ki vpliva na krajevno različen učinek preperevanja

in denudacije. Preperevanje seže globoko zaradi velikih temperaturnih amplitud. Ker je podlaga ob taljenju snega in ledu razmočena, je velika možnost nastanka pobočnih procesov. Nanje močno vpliva vlažnost, zato na primer soliflukcija poteka že pri 2° naklona in je pri 6° zelo intenzivna. Naklon dna periglacialnih dolcev je običajno večji od 6° (Demek in ostali 1972).

Toda periglacialni procesi ne spremenijo povsem podobe pokrajine, kot na primer ledeniški, temveč jo le bolj ali manj preoblikujejo. Periglacialno površje ima v temeljih še vedno značilnosti rečnega površja. Doline, ki so prvotno nastale z erozijo, so se s soliflukcijo razširile in poplitvile. Procese je okrepilo vsakokratno taljenje snega. Na dolomitnih območjih naj bi namesto dolin nastali plitvi in široki ter prek 100 m dolgi dolci (Geomorphologie 2004): »... *Nastanek dolcev v recentnih arktičnih razmerah v vzhodni Sibiriji sta opisala Czudek in Demek. Motnja v temperaturnem ravnovesju povzroči selektivno taljenje lednih klinov. S termoerozijo nastanejo majhni jarki, v katere se s soliflukcijo s pobočij pomika gradivo, kakor hitro je bilo odstranjeno vzdolž jarkov, s čimer se ohranja plitev prečni prerez reliefne oblike* ...« (Embleton in King 1975, 16). Ker pa je soliflukcija površje le preoblikovala, je odprto vprašanje, kateri proces je povzročil začetno diferenciacijo površja. Najverjetneje je to erozija snežnih krp ali nivacija (Tuckfield 1986, 39).

Zaradi prostorske razširjenosti periglacialnih območij v Evropi ni nenavadno, da ustaljena raba večine tujih ustreznikov izraza dolec pomeni predvsem (ali celo zgolj) periglacialno reliefno obliko (Tuckfield 1986). Angleški izraz za dolec (*a dell*) pomeni majhno plitvo dolino s konkavnim prečnim prerezom. V današnjih razmerah je običajno suha, razen ob taljenju snega in močnih padavinah. V periglacialnih razmerah je bil površinski vodni odtok povečan zaradi redkega rastja, neprepustnega permafrosta in taljenja snega. Dno dolca običajno zapolnjuje soliflukcijsko gradivo (Embleton in King 1975, 16). V nemškem govornem območju je dolec plitka, dolga in konkavna reliefna oblika z enakomernim strmcem, katere dno prehaja v blaga pobočja. Po ploskem ali konkavnem dnu in pomanjkanju stalnega ali občasnega površinskega vodnega toka se razlikuje od plitvih dolin. Povsem drugačnega nastanka so suhe doline, ki so lahko morfološko zelo podobne. Zato ni presenetljiva trditev, da je »... *ostra morfografska delitev med obema oblikama praktično nemogoča* ...« (Müllenhoff 1999). Učinke geomorfnih procesov je težko razlikovati, saj gre v obeh primerih za premike gradiva po zamrznjenih tleh (prim. Büdel 1953, 253). Dolce po manjši stopnji erozije in denudacije razlikujemo od koritastih dolin, iz katerih lahko nastanejo (Georgi in Mannes 2004). Zato reliefne oblike ločimo dogovorno, na primer po velikosti. Dolec je po Semmelu (1968; citirano po: Müllenhoff 1999) majhna, plitva in konkavna ter dolga reliefna oblika. Suha dolina je globlja in daljša. V dnu pleistocenskih dolcev je za razliko od suhih dolin odloženo soliflukcijsko gradivo.

Pleistocenske dolce razlikujemo tudi od tako imenovanih kulturnih dolcev (Linke 1976, 200; citirano po: Müllenhoff 1999), ki so nastali s povečano denudacijo zaradi človeških posegov, npr. oranja. Kulturni dolci običajno nimajo periglacialnega drobirja in jih razlikujemo od pravih periglacialnih dolcev. Ti dve reliefni obliki sta povezani, saj so dna dolcev zaradi manjšega naklona obdelana bolj kot njihova pobočja. Zaradi obdelave so bolj občutljiva za denudacijske in erozijske procese. Raziskave o dolcih so bile do sedaj z nekaterimi izjemami izvedene povečini na puhličnih območjih (Müllenhoff 1999).

V nadaljevanju dolce na dolomitnem površju, ki so običajno globoki in ozki, razlikujem od pravkar opisanih tako imenovanih periglacialnih dolcev.

Periglacialni dolec nastane z zmrazovanjem in taljenjem, dežno-snežno erozijo, s soliflukcijo in z erozijo snežnih krp ali nivacijo. Ker na nastanek periglacialnega dolca močno vpliva podnebje, lahko nastane na različni podlagi, na primer na granitu, apnencu, kredi, laporovcu, puhlici, prodnih terasah ali glini. Dokaz povezanosti nastanka dolcev s periglacialnimi razmerami je dejstvo, da »... *derazijske in erozijske doline niso povezane le z določeno vrsto kamnine. Dolci torej niso kamninsko-morfološki temveč bolj podnebno-morfološki pojav. Najdemo jih na granitu, dolomitu, terciarnem apnencu, vulkanskih kamninah, puhlici, pesku, glini ali produ. Najpogostejše nastanejo na pobočjih, a tudi na ravnih površinah, kot so terase. Ponekod v madžarskem hribovju dolci obsegajo več kot polovico površja* ...« (Pécsi 1964, 40).

Periglacialni dolci so nekaj deset metrov široki, globoki pa do nekaj metrov. Njihova posebna značilnost je akumulacija gradiva v njihovem dnu v obliki terasastih jezikov z naklonom 5–7°, ki se končajo s strmo konveksno stopnjo. To je akumulacija soliflukcijskega gradiva, s katero nastane tudi ravno dno

periglacialnih dolcev. Povprečna širina dolcev v Hampshireju v Angliji na nadmorski višini 250 m je 45 m, povprečna globina 3,5 m in povprečen naklon dna 10° . Povprečno razmerje med širino in globino je 13,5:1 (Tuckfield 1986, 27–29).

Čeprav je soliflukcija intenziven proces, ni nujno, da odstrani celotno preperelino. Pobočja s konkavnim vzdolžnim prerezom so običajno v težnostnem ravnovesju, zato debele plasti soliflukcijskega gradiva obstanejo tudi na pobočjih z naklonom $15\text{--}18^\circ$ (Starkel 1966, 103).

Na dolomitu so konkavna pobočja nastala s periglacialnimi procesi, predvsem soliflukcijo. Zaradi polzenja prepereline je nastal sorazmerno dolg osrednji del pobočja glede na konveksni zgornji in značilen spodnji konkavni del. Produkcija gradiva je bila hitrejša od odnašanja. Pobočja s takšnim prerezom so v Trnovskem gozdu (Habič 1968, 165).

Preglednica 24: Procesi, ki oblikujejo doline in dolinam podobne reliefne oblike (Geographie 2004).

tip doline	globinska erozija	bočna erozija	denudacija	akumulacija
vintgar	velika	komajda	komajda	komajda
dolina v obliki črke v	velika	neznatna	zmerna – velika	komajda
kanjon	velika	neznatna	zmerna – velika	komajda
koritasta dolina	neznatna	velika	komaj zaznavna – zmerna	neznatna
zasuta dolina	neznatna	neznatna	komaj zaznavna – zmerna	velika
kotanjasta dolina (nem.: <i>Müldental</i>) ali dolec	neznatna	komaj zaznavna – zmerna	velika	komaj zaznavna
ravnina	neznatna	velika	komajda	neznatna – velika

Dolci so pogosta reliefna na kriopedimentih. To so uravnave z naklonom dna $3\text{--}10^\circ$, ki so nastale z erozijskim delovanjem v periglacialnih razmerah. V dolcih se zbira velika količina vode, zato v njih potekajo intenzivni kriogeni geomorfni procesi. Gradivo se premika vzdolž njihovega dna, na pobočjih pa tudi prečno nanj. Na dnu ob taljenju snega nastajajo plitvi žlebiči, ki pa jih kmalu nato zapolni gradivo, ki spolzi s pobočij. Na strmih skalnih pobočjih dolin, ki so deloma prekrite z ostrorobotim gruščem, so pogosti vzporedni dolci. Na teh pobočjih je poglaviti geomorfni proces polzenje vzdolž stika z ledom, pomembna pa sta tudi soliflukcija in zmrzalno preperevanje. Na preučevanem območju v Sibiriji v dolini pod dolci ni bilo akumulacije gradiva (Czudek in Demek 1973).

Dolci so nastali na krioplanacijskem pedimentu in terasah tudi v Dyjsko-Svratecký úval v flišnih Karpatih. Kriopedimentacija je potekala na dnu dolin in vznožjih pobočij in na krioplanacijskih terasah. S tem izrazom označujejo številne procese, na primer soliflukcijo in žlebično erozijo, denudacijo v dolcih in bočno erozijo rek. Na ta način so z vzporednim umikanjem na pobočjih nastale zaporedne do 10 m visoke stopnje. Vmes so 100 m široke in 200–300 m dolge ter položne ($3\text{--}11^\circ$) krioplanacijske terase. Na območju doline Miroslávka (glej sliko 69) so dolci plitvo vrezani v pobočje. Globlji dolci so na pregibih pobočij (Czudek in Demek 1970).

Tudi na Madžarskem so na pobočjih ali neravnih površinah v nadmorskih višinah 550–1000 m nastale nekaj deset metrov široke krioplanacijske terase s strmimi zatrepji, ki jih razčlenjujejo dolci (Geomorphologie 2004).

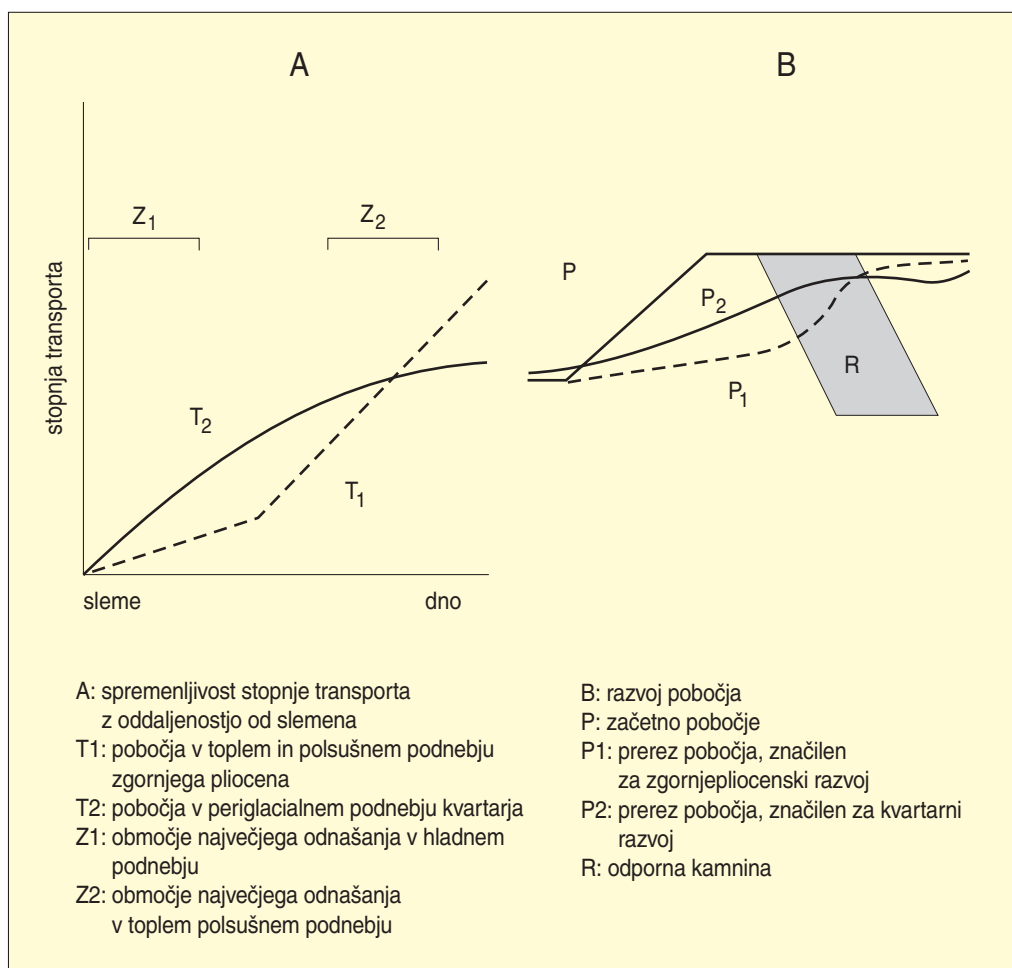
Dolci so rezultat različnih geomorfnih procesov in so pravzaprav prehodna reliefna oblika. Njihova linearna oblika je povezana z linearnimi geomorfnimi procesi in delovanjem vode, gradivo premešča tudi denudacija, pomemben oblikotvorni proces pa je tudi korozija.

Velikost dolcev je povečini odvisna od orografskih razmer, zlasti od relativnih višinskih razlik. Večina dolcev na Madžarskem je nastala v zadnji ledeni dobi, kar dokazujejo slojeviti sedimenti na njihovih pobočjih, v katerih je mogoče videti sledove zmrzovanja in taljenja. Konveksno dno dolcev je v današnji dobi podvrženo denudaciji ali eroziji, ki sta v kulturnih pokrajinah močno odvisni oranja (Pécsi 1964, 41–45).



MATEJ GABROVEC, 7. 9. 1993

Slika 65: Plitev periglacialni dolec pri kraju Stadel v kantonu Zürich v Švici.



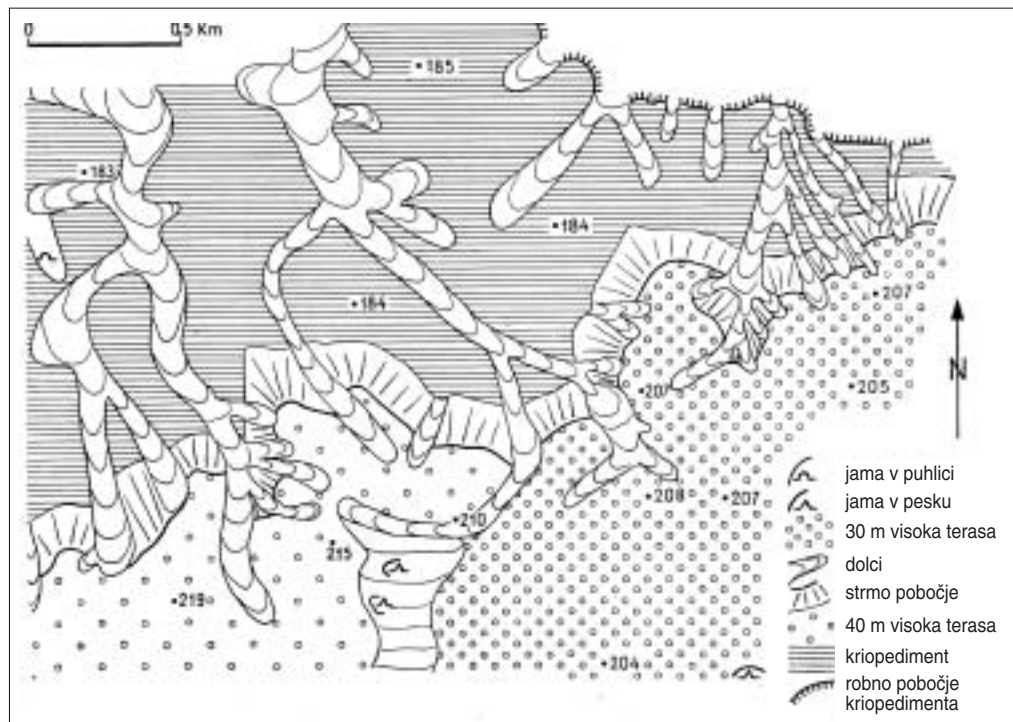
Slika 66: Vpliv površinskih geomorfni procesov na razvoj pobočij v flišnih Karpatih (Young 1972, 243; prirejeno po: Starkel 1966).



Slika 67: Širok dolec v Transdanubijskem gričevju je po slovenskih merilih že prava dolina (Pécsi 1964, 42).



Slika 68: Asimetričen, plitev, dolg in širok dolec z obdelovalnimi terasami na pobočjih (Pécsi 1964, 42).



Slika 69: Dolci na krioplanacijskih terasah, ki sta označena s krogi, in na krioplanacijskem pedimentu v dolini Miroslávke med naseljema Nová Ves pri Pohořelcích in Vlasaticah (Czudek in Demek 1970, 103).



Slika 70: Derazijska vdolbina na pobočju večjega dolca (Pécsi 1964, 43).



Slika 71: Serija derazijskih vdolbin na pobočju dolca (Pécsi 1964, 43).



BLAŽ KOMAC

Slika 72: V Polhograjskem hribovju je nad dolino Selanovega potoka pod cerkvijo sv. Jedert nastal niz dolcev, ločenih z zaobljenimi slemen. V enega od slemen se tik nad naplavno ravnico zajeda široka in plitva vdolbina, prikazana desno zgoraj. Primerjaj še vzdolžni prerez slemena B-13s, ki je v dodatku.

4.1.2 PERIGLACIALNA IN DOLOMITNA OBMOČJA V SLOVENIJI

Domneva, da naj bi dolec na dolomitu nastal v periglacialnih razmerah, izhaja iz nekaterih morfoloških podobnosti med dolcem na dolomitu in dolcem kot periglacialno obliko. Dvom, da so dolci na dolomitu fosilne, torej periglacialne reliefne oblike, je bil izražen že zgodaj. Recentnost dolcev na Rakitni po mnenju Gamsa (1968, 81) potrjujejo občasni in stalni izviri na njihovem izteku. Pobljše si poglejmo pglavitne značilnosti periglacialnih in dolomitnih območij v Sloveniji in na ta način ugotovimo, kje bi na dolomitnih območjih lahko nastali periglacialni dolci.

Hladno obdobje pleistocena je trajalo od približno 75.000 let pred sedanostjo do 11.000 let pred sedanostjo z najnižjo temperaturo pred 17.000 leti. V Evropi je bila povprečna letna temperatura za 10–12° nižja od današnje, v srednji Evropi za 8–12°. V Zagrebu naj bi bila povprečna januarska temperatura –14 °C, povprečna februarska in decembrska temperatura pa –12 °C. Permafrost je bil omejen na višje lege s povprečno letno temperaturo –6 °C do –8 °C. Zaradi nizkih temperatur je bila nižja tudi količina padavin. Ob maksimumu zadnje poledenitve je v Evropi padlo 20–80 % manj padavin kot danes. V naših krajih je v gorah padlo 40–70 % današnje količine padavin, v notranosti le 30–40 %, pri čemer se je količina padavin ravno tako kot danes zmanjševala proti vzhodu. Prevladovala so snežnih padavine (Šegota 1988, 381, 385, 388).

Površje na območjih Srednje Evrope, ki v pleistocenu ni bilo poledenelo, naj bi se po mnenju Pencika (1972, 117–120) danes spreminjalo na prav takšen način kot takrat. Sprememba podnebja naj bi vplivala le na premike gradiva in količino prenesenega gradiva. Zaradi podnebnih sprememb se je spreminjala prevladujoča vrsta preperevanja, kemično je prevladalo nad mehanskim.

V Sloveniji so bile poledenele alpske pokrajine, večina preostalega ozemlja je bila periglacialnega s stepami in tundrami z redkim drevjem. Ledeniki so bili v Julijskih Alpah v dolini Soče in Bohinju, v Kamniško-Savinjskih Alpah, na Pokljuki in Jelovici nad dolino Bače, na Sorici in v zgornjem delu doline Češnjice v Selški dolini, na Ratitovcu, Trnovskem gozdu, Snežniku ni na Pohorju. Ločnica večnega snega je na Snežniku in Trnovskem gozdu potekala na (današnji) nadmorski višini 1250 m, na Ratitovcu in v Julijskih Alpah pa na višini 1300 m. Zaradi nizke ledne ločnice se je gozdna meja pomaknila na ustrezno nižjo raven, na nadmorsko višino približno 400 m. V pasu med takratno snežno in gozdno mejo, ki jo omejuje julijska izoterma 10 °C (400–1300 m) so prevladovali periglacialni geomorfni procesi. Gozd se je docela umaknil iz Škofjeloškega hribovja, kjer sta grmovno in travno rastje prevladovala le v nizkih legah in na položnih pobočjih. S preperevanjem dolomita je nastajalo ostrorobato in neenakomerno debelo gradivo, ki je drobnejše od trdnjše apnenca. Gradivo je zaradi soliflukcije ponekod v Škofjeloškem hribovju več kot kilometer oddaljeno od izvora. Zaradi diferenciranega preperevanja in linearno usmerjenih transportnih procesov so na strmih dolomitnih pobočjih nastale kotanjaste reliefne oblike, medtem ko je v nižjih legah, v dnu dolcev, dolin, vrtač ali brezen, prišlo do hitrega zasipanja z gruščem. Obilico gradiva so prenašale vode ob pomladanskih otoplitvah in vdorih toplih zračnih mas, ko se je stalil sneg in so se odtajala globoko zamrznjena tla. Poplave so v nižjih legah povzročale globinsko in bočno erozijo. Posledica omenjenih procesov je izraženost strukturne zgradbe v višjih legah. Ob koncu hladnega obdobja sta se mehansko preperevanje in denudacija v višjih legah zmanjšala, površje je prerasel gozd. V nižjih legah je erozija prevladala nad odlaganjem. Na dolomitnih območjih je ponekod zaradi kraškosti prevladala korozija, v strmih legah pa erozija. Po pleistocenu je prišlo do poglobljanja dolin za 150–300 m, v hribovitih pokrajinah so nastala strma pobočja (Habič 1968; Šifrer 1983; 1984; Natek 1989a).

Danes periglacialne procese opazujemo v gorskem svetu, na primer na Vojskem (Habič 1968), v visokogorju (Šifrer 1959, 62–76; 1961; 1963; Hrvatini in ostali 2006) ter v dnu nekaterih kotanj in vhodih v jame, na primer v Potočki zijalki (Mihevc 2001), na Postojnskem in Pivškem ter pri Šoštanju (Brodar 1960) ali v Skedneni in Vranji jami (Gams 1963a, 24).

Dolomitno površje v Sloveniji obsega približno 2500 km² (Gabrovec 1994, 8) oziroma 2964,88 km² (Verbič 1998). Dolomitno površje v višinah 400–1300 m, ki naj bi bilo podvrženo periglacialnim procesom,

obsega približno tri četrtine vseh dolomitnih površin. Površje zunaj periglacialnih območij določenih glede na nadmorsko višino, obsega preostalih 768 km², od tega je 59 km² v višinah nad 1300 m, preostalih 709 km² pa v višinah pod 400 m.

Preglednica 25: Površina dolomitnih območij (Verbič 1998) in površja v Sloveniji (Perko 2001, 114) po naklonih površja.

naklon površja (stopinje)	površina Slovenije (km ²)	delež površine Slovenije (%)	površina dolomitnih območij (km ²)	delež površine dolomitnih območij (%)	razlika deležev (odstotne točke)
0–9,9	9107,2	45,6	1121,1	38,1	7,5
10–19,9	6053,8	30,3	1043,8	35,5	–5,2
20–29,9	3249,3	16,3	540,6	18,4	–2,1
30–39,9	1432,0	7,2	206,2	7,0	0,2
40–49,9	124,9	0,6	18,7	0,6	0,0
50–89,9	0,1	0,0	9,7	0,3	–0,3
skupaj			2940,2	100,0	

Glede na nadmorsko višino bi dolci v Sloveniji nastali na približno 2200 km² dolomitnega površja. Že Gabrovec (1994) pa je pokazal tudi na pomen naklona za nastanek dolcev. Predpostavil je, da obsega dolomitno površje za dolci v Sloveniji približno 177 km². Dolomitna območja je glede na nadmorsko višino in značilnosti reliefa razdelil na štiri tipe (Gabrovec 1994, 73–76):

- Krušljive stene in zelo krušljiva pobočja s številnimi hudourniški grapami (pečevnate drti) v visokogorju Julijskih in Kamniško-Savinjskih Alp in obsegajo približno 20 km².
- Strma pobočja z naklonom nad 32°, ki so razčlenjena z erozijskimi jarki (melci). Značilna so za Karavanke in predalpska hribovja (Polhograjska Grmada in Tošč, Zasavska Sveta Gora in Ostrež) ter slovenske dinarske pokrajine (Iški vintgar, Obkolpje). Ta tip obsega 23 km².
- Položna dolomitna pobočja, razčlenjena z dolci, so značilnost predalpskih pokrajin, kjer ni prevelikih strmin. V dinarskih pokrajinah, npr. v okolici Kureščka, se ta tip prepleta z vrtačastim dolomitnim svetom z gladkimi pobočji. Ta tip dolomitnega površja obsega 177 km².
- Planote s plitvimi vrtačami so pogoste na jugu Slovenije. Vrtače se pojavljajo v dolomitu z manjšo ali večjo vsebnostjo kalcijevega karbonata na jurskem ali krednem dolomitu, ne nastajajo pa na anizijskem in cordevolskem dolomitu. Drugi pogoj za njihov nastanek je ravno, planotasto površje, tretji pa kraško prevotljena kamnina. Ta tip površja obsega približno 35 km².

Preglednica 26: Površina in delež dolomitnega površja v Sloveniji glede na značilne naklone (Verbič 1998).

naklon (stopinje)	dolomitno površje v Sloveniji (km ²)	dolomitno površje v Sloveniji (%)	dolomitno površje v Sloveniji (kumulativno; km ²)	dolomitno površje v Sloveniji (kumulativno; %)
0–2	192,35	6,54	192,35	6,54
3–6	518,00	17,6	710,35	24,16
7–12	783,63	26,65	1493,98	50,81
13–20	742,81	25,26	2236,79	76,08
21–32	569,05	19,35	2805,84	95,43
33–35	65,27	2,22	2871,11	97,65
nad 36	69,09	2,35	2940,20	100,00

Dolci so pogosti na pobočjih z nakloni 20° in 25°, manj jih je na položnih površinah in na strmem reliefu (Gabrovec 1994, 67 in 75). Strmih površin je na slovenskem dolomitu malo. Nad 40° ima manj kot 1 % dolomitnega površja v Sloveniji (28 km²), naklon 30–40° ima 206 km², naklon 20–30° pa 540 km² ali 35 % površja. Najobsežnejša so območja z naklonom pod 10°, ki obsegajo skoraj štiri desetine dolomitnega površja v Sloveniji.

Dolomitno površje v Sloveniji je povečini položnejše od 45°, 95 % površine obsegajo območja z nakloni pod 32°. Polovica dolomitnega ozemlja ima naklon, manjši od 12°. Sedem desetih površja ima naklone 6–32° v območju vpliva pobočnih procesov. Četrtnina površja ima naklone pod 7°, v območju manjšega delovanja pobočnih procesov. Na območju soliflukcije 2–20° je sedem desetih ali 2050 km² dolomitnih površin. V Sloveniji so redke dolomitne površine z nakloni, večjimi od posipnega kota. Obsegajo komaj 134 km² ali 4,6 % površine.

Pomemben dejavnik je ekspozicija površja. Po površini prevladujejo severovzhodne in jugozahodne lege. Na to vpliva prevlada dolomitnih območij v južni Sloveniji z značilno dinarsko usmerjenim reliefom. Glede na celotno Slovenijo so na dolomitu za spoznanje obsežnejše severne, severovzhodne in vzhodne lege. Manj so zastopane jugovzhodne, južne, jugozahodne, zahodne in severozahodne lege. Največja razlika je pri severnih, severovzhodnih, južnih in jugovzhodnih legah. Razlike so minimalne in niso bistvene.

Preglednica 27: Delež dolomitnega površja in površja v Sloveniji glede na usmerjenost pobočij (Verbič 1998).

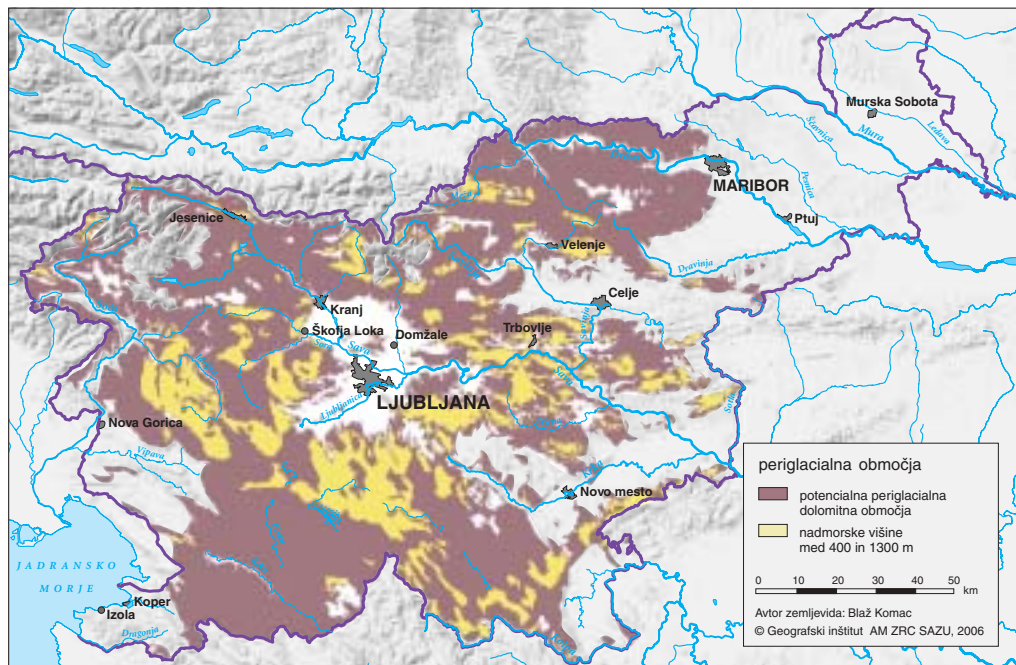
	Delež površja v Sloveniji po njegovi usmerjenosti (%)	Delež dolomitnega površja v Sloveniji po njegovi usmerjenosti (%)
S	10,69	11,52
SV	13,27	14,68
V	12,91	13,21
JV	12,44	11,62
J	15,48	14,09
JZ	14,24	14,12
Z	11,34	11,17
SZ	9,63	9,58

Na dolomitnih ozemljih zavzemajo štiri desetine površja jugovzhodne, južne in jugozahodne lege, ki so bile v pleistocenu zaradi vpliva sončnega obsevanja najbolj podvržene sezonskim pobočnim procesom (1170 km²). Približno 35 % površja zavzemajo severne, severovzhodne in severozahodne lege (1050 km²), 11 % zahodne lege (328 km²) in 13 % vzhodne lege (388 km²). Zaradi lege preučevanih območij v osrednji Sloveniji, na njih prevladuje dinarska slemenitev in s tem jugozahodne in severovzhodne lege (slika 102).

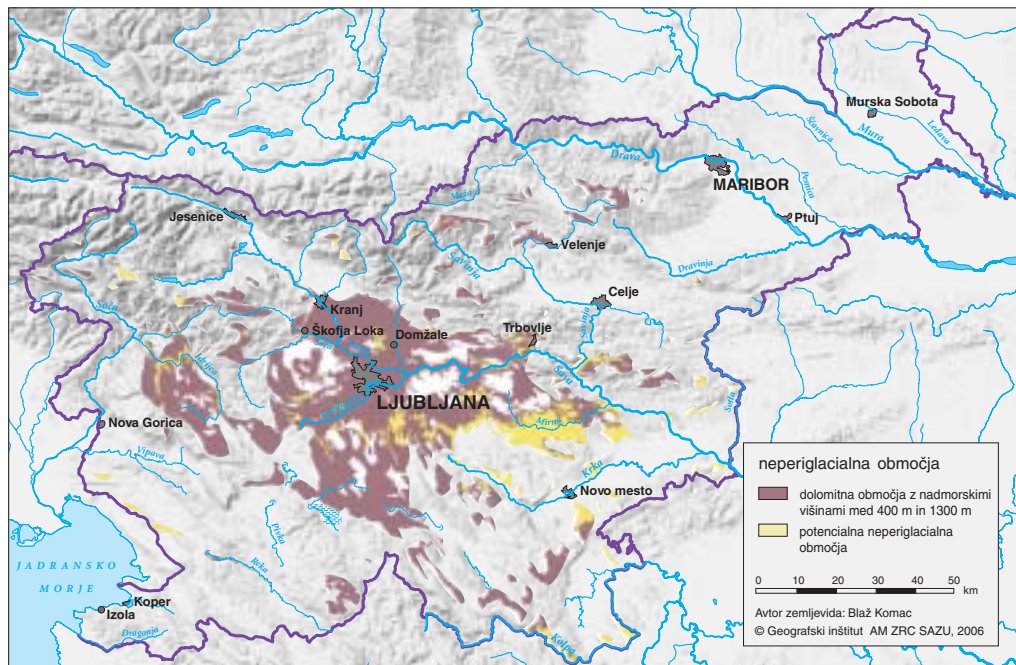
Soliflukcija je potekala povečini v jugovzhodnih, južnih in jugozahodnih legah, na naklonih 2–20° ter v višinah 400–1300 m. Ta proces bi zajel približno 600 km².

Dolci kot periglacialna reliefna oblika bi glede na predpostavke lahko nastali na približno petini dolomitnih območij v Sloveniji, v resnici pa so na tretjini te površine. Celotno območje na dolomitu v jugovzhodnih, južnih in jugozahodnih legah in v višinah med 400 in 1300 m, ki je podvrženo pobočnim procesom, obsega večino dolomitnih površin.

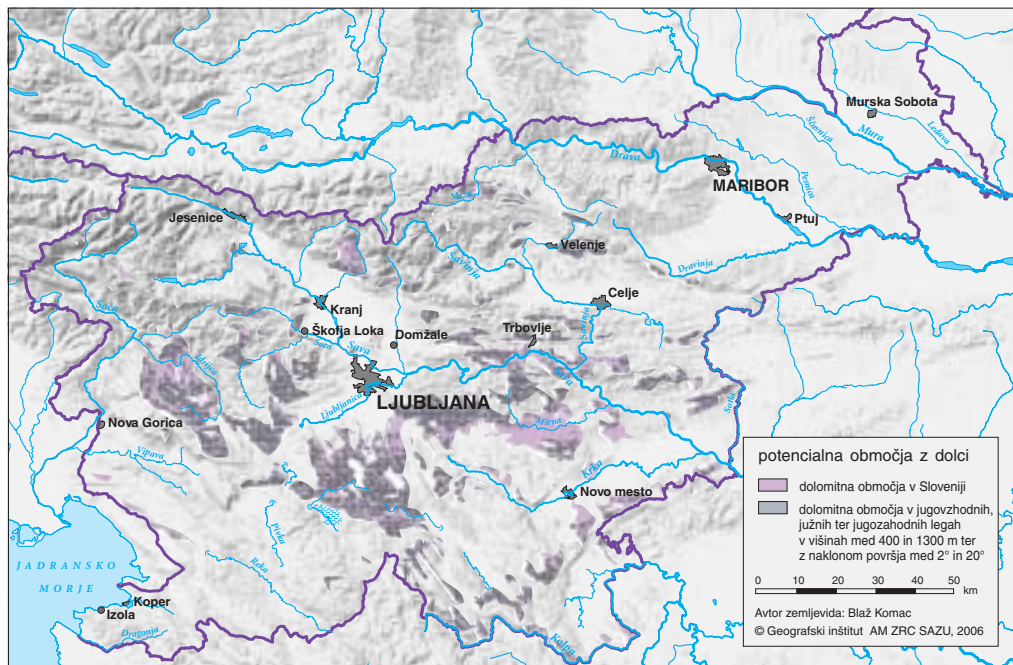
Če izvzamem vpliv sončnega obsevanja in ekspozicijo ter upoštevamo le vpliv kamninske sestave, naklona površja in nadmorsko višino, bi območje intenzivnih periglacialnih procesov potekalo na 1552 km² ali na nekaj več kot polovici dolomitnih površin v Sloveniji, kar je dvainpolkrat več kot pri izračunu z upoštevanjem južnih leg.



Slika 73: Potencialna dolomitna periglacialna območja v Sloveniji.

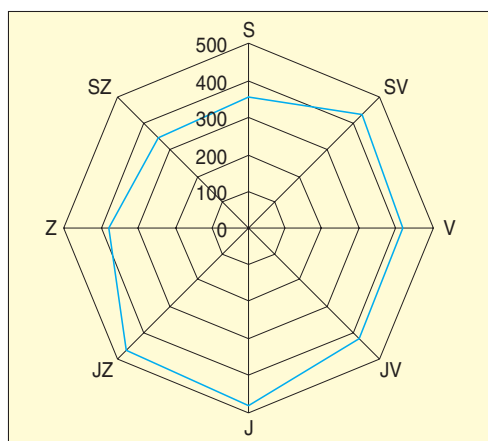


Slika 74: Potencialna dolomitna neperiglacialna območja v Sloveniji.

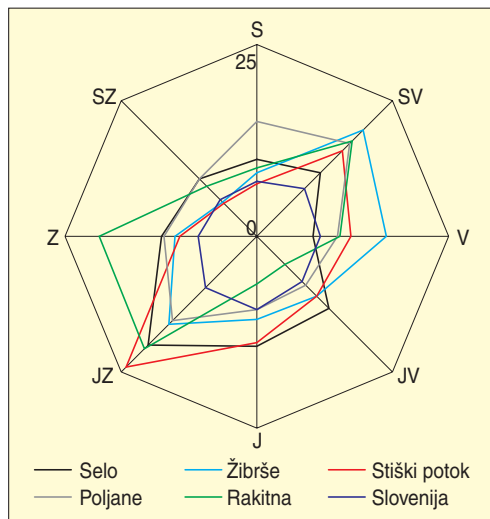


Slika 75: Dolomitna območja v Sloveniji, prikazana z rožnato barvo, in potencialna območja periglacialnih procesov v jugovzhodnih, južnih ter jugozahodnih legah in višinah med 400 in 1300 m z naklonom površja med 2° in 20°, prikazana s črno barvo.

Gams (1968) v prvem opisu dolcev pri nas ugotavlja, da so dolci zelo značilni za vrhne dele pobočij. Gabrovec (1994, 67 in 75) njihovo pojavnost natančneje opredeli in omeni, da so pogosti na pobočjih z nakloni 20° in 25°. Redki so na položnih površinah in na strmem reliefu, kjer prevlada erozija. Spodnja meja naklona dna dolcev se ponekod približa spodnji meji, kjer so še možni pobočni procesi. Če namesto prej upoštevanih meril postavim domnevo, da dolci nastanejo na strmih pobočjih (6–32°), obsegajo za njihov nastanek potencialna ugodna območja s periglacialnimi procesi v Sloveniji 660 km².



Slika 76: Površina dolomitnega površja v Sloveniji glede na njegovo usmerjenost v km².



Slika 77: Usmerjenost pobočij v Sloveniji na 3 km² velikih izbranih območjih z dolci, izračunana iz digitalnega modela reliefa 25 krat 25 m.

Glede na postavljena merila bi bilo soliflukciji podvrženih 600–700 km² dolomitnega površja v Sloveniji, od tega ima približno tretjina površja (212 km²) naklon 20–32°, kakršna imajo dolomitna pobočja, na katerih nastajajo dolci. Ocena je blizu ocene Gabrovca (1994), po katerem obsegajo območja z dolci 177 km².

4.2 POGLAVITNI GEOMORFNI PROCESI V DOLCU

4.2.1 PREPEREVANJE

Preperavanje je izjemno pomembno za preoblikovanje dolomitnega površja. Po Pencku (1972) preperavanje razlikujemo od sproščanja, ob katerem gradivo postaja mobilno in s tem podvrženo preperavanju. Proces je pomemben, saj je prvotni geomorfni proces, ki lahko preoblikuje površje brez stalnih površinskih vodnih tokov.

Preperavanje dolomita je povezano z njegovo mineralno sestavo. Dolomitizirani apnenci so zaradi raznolike sestave »... močno razpadljivi...«

Dolomit se poliedrično kroji, pri preperavanju se s površine kamnine izlužujejo mineralna zrna (Zupan Hajna 2003) oziroma z raztapljanjem dolomita nastaja pesek, »... kjer dolomitne kristalčke prekriva topljivi amorfni kalcit...« (Jenko 1959, 117). Da dolomit preperava na površju in v podzemlju, pri tem pa nastajata dolomitni grušč in drobnozrnato gradivo, ki ga voda spira in prenaša v nižje lege, ugotavlja že Zogović (1966, 101). Takšen sediment je pogost v alpskih izvrih z dolomitnim zaledjem. Našel sem ga na primer v izviru Kladnikov blizu izvira Glijuna pod Kaninskim pogorjem (Komac 2000; 2001; Kunaver in Komac 2002).

Dolomit je podvržen mehanskemu preperavanju zaradi poroznosti, plastovitosti in pretrtosti. V naših krajih je pomembno zmrzalno preperavanje, pri katerem v velikih količinah nastaja dolomitni grušč. Proces je bil intenziven v hladnih obdobjih pleistocena, danes je v Sloveniji omejen na višje lege in območja razpokanega ali pretrtega dolomita (Šifrer 1963; Kunaver 1990a, 1990b; Zupan Hajna 2003).

Dolomit ni odporen na pritisk in strig. Posebno vzdolž prelomov nastanejo različno široke prelomne cone, znotraj katerih je kamnina pretrta. Prelomna pretrtost kamnine zmanjša njeno prepustnost, kar vpliva na razvoj površja, saj je tam večji učinek geomorfnih procesov.

Dolomit je neodporen na preperavanje, če prehaja v laporovec ali glinavec. V Žibršah pri Logatcu potekajo številni dolci vzdolž strukturnih in litoloških linij. Nekateri dolci se ravnaajo po manj odpornem



BLAŽ KOMAC

Slika 78: Zaobljena slemena nad dolci v Selu pri Polhovem Gradcu prekriva plitva prst.



BLAŽ KOMAC

Slika 79: Grbine na južni strani slemena Smolevca na Žibršah so povečini posledica plastovitosti.

laporovcu in glinavcu. Zaradi razlik v odpornosti kamnine je nastal kotanjasto-grbinast relief in relief z dolci. Manjše grbine se ravna po plastovitosti, večje grbine in dolci pa sledijo prelomnim strukturam. Na sečiščih prelomov – večji so povečini dinarsko usmerjeni – so nastale kotanje in sedla. Vzdolž prelomov potekajo grape, erozijski žlebovi in sedla (Komac 2003b; Komac in Gabrovec 2003).

Raznolik dolomitni relief je posledica različnih začetnih razmer. Ker je dolomit z vidika občutljivosti na erozijsko-denudacijske procese nehomogena kamnina s širokim razponom trdnosti in odpornosti, prihaja na dolomitnem reliefu močno do izraza krajevno spremenljiva odpornost kamnine. Pogoste so grbine, dolci, kotanje in osamelci (Komac 2003a, 50).

4.2.2 DENUDACIJA

Z denudacijo se preperelina in zgornji sloji prsti zaradi težnosti in vode pomikajo v nižjo lego.

Preperevanje dolomita ustvarja preperelino, ki jo denudacija odnaša v nižje lege. Zaradi obilice gradiva se zmanjša prepustnost, voda odteka po površju, linearni transport prevlada nad vertikalnim. Četudi je dolomit kraška kamnina, na njem nastanejo linearne reliefne oblike. Kraški in nekraški geomorfni proces sta tekmujoča, zato je pogosto prepletanje kraških in rečnih reliefnih oblik na istem ozemlju. Linearne reliefne oblike na dolomitu so odvisne od intenzivnosti preperevanja in od prevladujočega načina odtekanja vode. Ponekod prevlada kraški, to je navpični vodni odtok, drugje pa prevlada površinski odtok ali pa je vodni odtok usmerjen vzdolž stika prepereline in manj prepustne kamninske osnove. Voda je temeljni preoblikovalni dejavnik površja, vetrne, ledeniške in snežne reliefne oblike pa so drugotne. Denudacija je odvisna od litološke in strukturne sestave, reliefa, podnebja in rasti.

Znak intenzivne denudacije je ploskovno razgaljanje površja, njena posledica pa akumulacija gradiva v nižjih legah. Na dolomitu so pogosti nanosi periglacialnega grušča. Tako je med Zadlogom in Črnim vrhom površje s plitvimi dolci, ki so povečini zapolnjeni z dolomitnim periglacialnim drobirjem. V njihovem dnu ni sledov recentnih površinskih vodnih tokov (Habič 1968, 63).

Penck (1972, 111–118) je predstavil poseben primer denudacije oziroma polzenja gradiva in proces poimenoval korazija (nem.: *Korrasion*; angl.: *corrasion*). Gradivo polzi po celotnem pobočju in se v nižjih legah združuje ter zaradi drobnih začetnih razlik v oblikovanosti podlage steka v konkavne reliefne oblike. Pri tem nastopi zaradi teže gradiva in njegovega premikanja do trenja na stiku s kamninsko osnovo. Tudi hitrost premikanja je odvisna od težnosti in mase gradiva ter se navzdol povečuje. Ker je na območju koncentracije toka gradiva mehansko delovanje polzeče gmote večje kot v okolici in ker se polzeči gmoti sproti pridružujejo delci prepereline z obrobja, postaja ta navzdol vedno težja, kar še poveča učinek mehanskega delovanja. Na ta način v ugodnih razmerah na pobočju nastane dolinasta reliefna oblika ali celo dolina. Penck (1972, 112) proces dolbenja imenuje korazija. V dolbine, doline, ki so nastale na ta način, pa imenuje korazijske doline. Gradivo zaradi počasnega težnostnega premikanja ni zaobljeno. Proces je odvisen predvsem od hitrosti nastajanja prepereline. Korazija je v dnu dolcev na dolomitnih območjih manj pogosta zaradi prevlade močno kohezivne ilovice, pogostejša pa je na območjih z debelozrnato preperelino.

Penck (1972) domneva, da je trenje, ki nastane na stiku premikajočega se gradiva s podlago, eden pglavitnih procesov za nastanek plitvih in širokih suhih dolin. Korazija je ponekod celo učinkovitejša od denudacije, ki deluje po vsej površini, vendar je povezana z intenzivnostjo preperevanja. Korazijska dolina je v morfološko lahko enaka dolcu, razlikujemo dve značilni reliefni obliki, pri katerih poteka na dnu tok gradiva:

- široke in plitve doline s kotanjastim prerezom, v katerih dno zlagoma preide v malo nagnjena pobočja;
- ozki in strmi jarki, v katerih dno preide v pobočja v izrazitem pregibu.

Korazijske doline so dolcem podobne še po tem, da v njih ni stalnih površinskih vodnih tokov. Nastanejo lahko v vseh podnebnih tipih z izjemo vlažnega tropskega podnebja, pogoste so v sušnem in polsušnem podnebju, kjer je manjša transportna vloga vode. V vlažnem podnebju so redke in značilne za povrne dele dolin ter za blag relief, kjer je površinsko spiranje manj učinkovito od odlaganja. Značilna je akumulacija prepereline v dnu (Penck 1972, 113).

Dno korazijskhi dolin je lahko zelo položno, zato je tam prst vlažna. Stalna vlažnost gradiva v dnu poveča intenzivnost kemičnega in mehanskega preperevanja. Korazijske doline se v povirjih vejičasto razraščajo nad rečnimi dolinami. Na strmih površju so podobne zatrepom normalnih rečnih dolin, na strmih pobočjih nad večjimi dolinami pa nastajajo v skupinah (Penck 1972, 115).

Če je gradivo prepojeno z vodo, je mobilno tudi na položnih pobočjih. V plitvih dolinah v bližini Cari-grada se gradivo, ki je v sušni dobi trdno in stabilno, pozimi prepoji z vodo in v obliki tokov gradiva teče po dolinah navzdol. Na Falklandskem otočju so pogosti hitri premiki gradiva na pritokih širokih plitvih dolin s pobočji naklona do 10° . V manj nagnjenem dolinskem dnu, kjer se kopiči gradivo s pobočij, so pobočni procesi počasni, vendar jih pospešuje večja količina vode v primerjavi s pobočji. V njihovem dnu nastanejo v nižjih legah vršaji, ki so nastali s tokovi gradiva, in imajo zelo majhen naklon (Penck 1972, 107).

Plosko dno je posledica odlaganja gradiva, ki je sledilo eroziji. Posledica takšnega razvoja je vzvratno podaljševanje dolin in nastanek novih pritokov. Struga s tekočo vodo nastane, kjer tok gradiva v dnu dolca doseže vodonosni horizont ali pa tam, kjer se na površini zbere dovolj vode. V nižjih legah so ponekod široke koritaste doline z debelimi nanosi preperelene in meandrirajočim vodotokom. Navzgor se nadaljujejo v koritaste doline brez površinskega vodnega toka in višje preidejo v tipične korazijske doline. Takšno površje je v Nemčiji v dolini zgornje Maine, Wörnitz nad Dinkelsbühlom in v dolini Tauber. Gradivo je zaradi premikanja in medsebojnega trenja zaobljeno, vendar nima sledov rečnega transporta (Penck 1972, 115).

Večina takšnih tokov gradiva se izteče v gladini talne vode v dnu rečne doline v obliki široko razprostranjenih in malo nagnjenih vršajev. Zaradi rečne erozije običajno ne prihaja do zastajanja gradiva, ki je značilnost sušnih območij, saj ga voda sproti odnaša. Od intenzivnosti odnašanja gradiva je zato odvisen razvoj celotnega geomorfnega sistema, saj je razvoj pobočij v dinamičnem ravnovesju glede na odnašanje gradiva. Odnašanje je večje, kjer vodnatost reke ni več odvisna od nihanj gladine talne vode (Penck 1972, 116).



BLAŽ KOMAC

Slika 80: Dolce v Selu pri Polhovem Gradcu pod cerkvijo sv. Jederti (levo) ločijo zaobljena in s plitvo prstjo prekrita slemena, za katere je kljub medsebojni bližini značilen različen razvoj.

Na češkem so geomorfni procesi najmočnejši spomladi, zaradi taljenja snega in ob obilnih padavinah. Blatni tokovi lahko povsem razgalijo površje. Erozija poteka tudi pod snežno odejo (Hradek 1989).

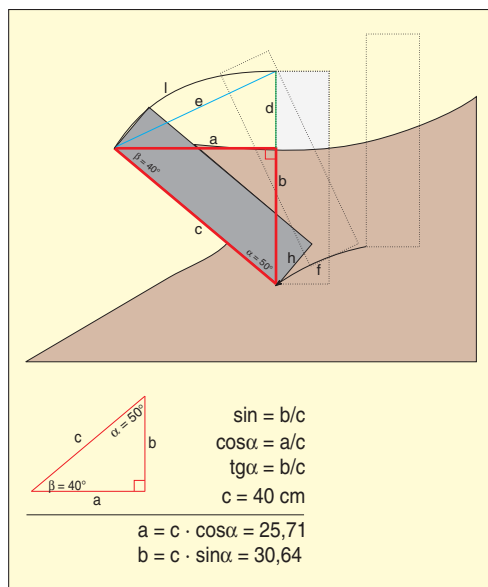
Göttinger (citirano po Penck 1972, 116–117) ugotavlja, da je korazija značilna za »... *kamnine, ki niso zelo odporne proti preperevanju, in za kamnine, na katere vpliva mehansko delovanje* ...«. Značilna je za nižje lege, kjer je gradivo dovolj mobilno, in ne poteka na strmih pobočjih, kjer se z večanjem naklona zmanjša pritisk na podlago. Proces prav tako ni značilen za uravnana slemena, čeprav so na debelo prekrita s preperelino, saj so tam dovolj mobilni le zgornji deli prepereline.

V dolcih, ki so intenzivno obdelani, so pogosti intenzivni geomorfni procesi. Enoletno opazovanje odnašanja gradiva na strmem neporaslem pobočju iz pretrtega dolomita na slemenu Žibř pri Logatcu je pokazalo nizko odnašanje v primerjavi z odnašanjem na strmem razgaljenem dolomitnem pobočju iz pretrtega dolomita v Jevčevem grabnu v Polhograjskem hribovju. Tam je bilo ocenjeno odnašanje $175 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Komac 2003b). Ocena je verjetno previšana oziroma napačna, kar je posledica občašnosti in nestandardiziranosti meritev.

4.2.3 POLZENJE

Polzenje je počasen in neopazen geomorfni proces. Kamninski drob in prst se po pobočju počasi pomikata v nižjo lego. Polzenje je odvisno od naklona površja, vlažnosti in sestave gradiva. Gradivo polzi tudi zaradi sprememb vlažnosti in zmrzovanja. Gradivo nabreka, ko se navlaži ali zamrzne, in se krči ob osuševanju ali odtaljevanju. Polzenje poteka povprečno s hitrostjo nekaj $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-1} \text{ a}^{-1}$, na primer $4,0\text{--}6,8 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (N = 21; Martin 2000, 3).

Dolci razčlenjujejo pobočja doline Stiškega potoka južno od Metnaja. Do 100 m široki plitvi zatrepi dolcev kotanjaste oblike so na robu planote, od koder se dolci spuščajo po strmih pobočjih proti Stiškemu potoku. V zgornjem strmem delu dolcev polzi preperelina. V dnu enega od dolcev sem našel nagnjen mejni kamen. Glede na lego in stanje okolice domnevam, da je nagnjen zaradi premikanja prepereline. Kljub poizvedovanju pri domačinih nisem mogel ugotoviti natančne starosti mejnega kamna, a glede na zbrane informacije domnevam, da je star vsaj 50 let. V tem času se je gradivo premaknilo za približno 30 cm. Iz podatkov o velikosti mejnega kamna ($40 \cdot 10 \cdot 10 \text{ cm}$), njegovi starosti in premiku ter na

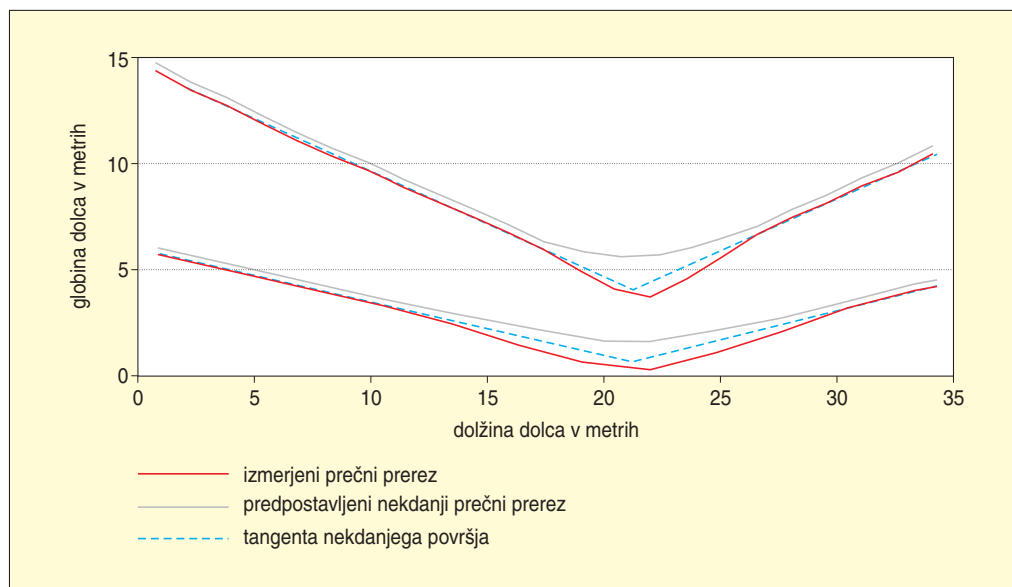


Slika 81: Hitrost polzenja zgornje plasti prepereline je bilo mogoče izračunati iz znane velikosti mejnega kamna in njegovega naklona.

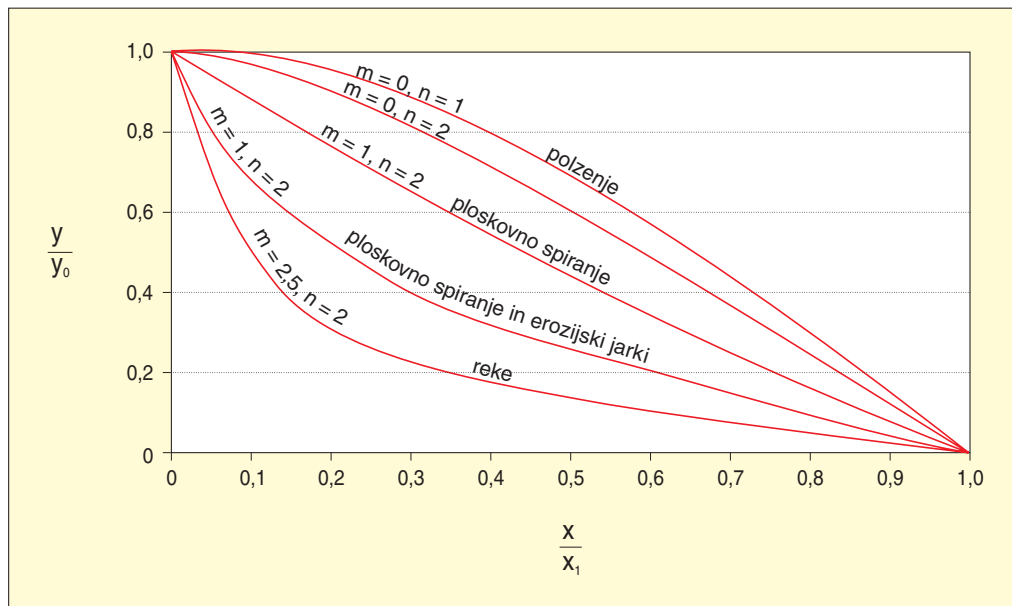


BLAŽ KOMAC

Slika 82: Mejni kamen nad dolino Stiškega potoka je zaradi polzenja nagnjen za približno 31° . Utež naklonomera geološkega kompasa je usmerjena navpično navzdol.



Slika 83: Prečna prereza severno od Metnaja (D-08 in D-09) in predpostavljeno nekdanje površje.



Slika 84: Značilne reliefne oblike glede na vrsto prevladujočih geomorfnih procesov, prikazane glede na njihovo transportno sposobnost. Na abscisi in ordinati sta prikazani relativna višina in dolžina. Enačba $f(x)$ ima obliko eksponentne krivulje x^m (Parsons 1988, 56).

podlagi njegove nagnjenosti ($30,25^\circ$) in iz znane velikosti sem izračunal intenzivnost premika: približno $4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (preglednica 28).

Količina s polzenjem premaknjenega gradiva je verjetno še večja, saj se je verjetno premaknilo tudi izhodišče mejnega kamna v globini približno 20 cm. Polzenje bi moralo trajati milijon let, da bi se premaknila ista količina gradiva, kot ga premakne usad prostornine 4 m^3 . Ker je dolec zagotovo mlajša reliefna oblika, lahko zatrdim, da ta polzenje ni oblikovoren geomorfni proces.

Preglednica 28: Predpostavljena intenzivnost polzenja v dnu dolca nad dolino Stiškega potoka.

predpostavljena starost mejnega kamna oziroma trajanje polzenja v letih	intenzivnost polzenja ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-1} \text{ a}^{-1}$)
50	4,56
60	3,80
70	3,25
povprečno	3,87

4.2.4 EROZIJA

Erozija v dolcih ni pomemben geomorfni proces, saj je ruša v njihovem dnu ponavadi sklenjena. Izjema so dolci v gozdu, kjer trava ali podrast ne varujeta podlage in dolci na intenzivno obdelanih kmetijskih zemljiščih, kjer je erozija posledica oranja. Še tam pa se površinski vodni tok pojavi le ob povodnjih in je le izjemoma dovolj koncentriran, da erodira in odnaša gradivo.

Rastje močno zmanjša hitrost vodnega toka in s tem erodibilnost. V mešanem ali listnatem gozdu so zato velike spremembe glede na letni čas. V listnatem gozdu se 20–30 % vode ujame v krošnjah, ob intenzivnih padavinah le 5–10 %. Del padavin odteče na tla po vejah in deblih, 15 % izhlapi v ozračje, še preden doseže podlago (Pihler 1999, 175).

Primer dolomitnega erozijskega območja, za katerega sicer niso značilni dolci, je pa zanimivo zaradi erozije, je dolomitni preval Vršič (1611 m). Preval je nastal vzdolž Mojstrovškega preloma, kjer je kamnina pretrta in je površje znižano zaradi denudacijsko-erozijskih procesov. Preval je nastal s selektivno erozijo srednetriasnega anizijskega dolomita, zaradi povečane specifične površine delcev je okrepljeno tudi kemično raztapljanje kamnine. Denudacija je intenzivna na ovršju, kjer se erozijska žarišča širijo na račun z rušo ali travo poraslih območij, kjer se v nižjih legah se zbere dovolj vode, pa so erozijski jarki. Gradivo navzdol prenašata voda in sneg, na strmih pobočjih se kotali ali pada. Kosi pretrtega dolomita ne držijo daljšega vodnega transporta in kmalu razpadejo v pesek in melj. Zato erozijska moč vode ni velika. V dolini Velike Pišnice je trideset takšnih erozijskih žarišč (Kunaver 1990a; 1990b).

4.2.5 KOROZIJA

Voda, ki je bila prešla skozi prst, je zaradi višje vsebnosti ogljikovega dioksida sposobna dodatne korozije karbonatne kamnine (Ford in Williams 1996, 53). Zaradi spremenljive debeline in drugih lastnosti prsti je intenzivnost korozije krajevno spremenljiva. Zaradi korozije sčasoma nastanejo plitve vdolbine z vmesnimi hrbti, iz površja izstopijo skalni čoki. Razčlenjevanje površja je močnejše, če je odeja prsti tanka ali manj prepustna in tem večje so začetne razlike reliefa. Korozija vpliva na drobno oblikovanost površja (Gams 1966, 59).

Korozija napada predvsem kamninske delce, ki so zaradi preperevanja že ločeni od matične osnove. Največja je na mestu največjega pretoka vode, torej v vdolbinah na stiku prepereline z matično osnovo. V vdolbinah se voda najdlje zadržuje. Kunaver (1973, 1976; citirano po Gams 2003, 75) je na Kaninskem pogorju z erozijskim mikrometrom ugotovil, da je zniževanje površja v vrtačah ($0,106 \text{ mm a}^{-1}$) za 3,5 krat hitreje kot na vmesnih apnenčastih vzpetinah.

Dolomit v primerjavi z apnencem ni kraško prevotljen, saj voda raztopi velik del karbonata že na površini, še preden morebiti ponikne v ozke razpoke (prim. Gams 1962a, 8). V dolcih, ki potekajo vzdolž prelomov, le manjši del vode odteka kraško. Zato je zakrasevanje dolomitnega površja omejeno na tektonsko manj poškodovane dele kamnine in na razpoklinske cone (Čar 2001).

Znak zakraselosti dolomitnega površja so številni majhni kraški izviri (Habič 1970) in vrtače. Vrtače so nastale, kjer je dolomit le razpokan in ne pretrt. V Žibršah imajo značilno lego na stiku razpoklinskih con na pregibu površja, kjer se uravnava prevesi v strmo pobočje nad dolino Reke (Komac 2003b). To opozarja na dejstvo, da na zakraselost dolomita in kraške pojave vpliva morfologija njihove širše okolice (Zogović 1966) in hidravlični gradient.

Korozija na dolomitnem površju, izmerjena v Žibršah in v porečju Hotenjke, je s $3,3 \text{ t ha}^{-1}$ letnega odnašanja razmeroma intenziven geomorfni proces.

V dolcih se voda na pobočjih v prsti navzame ogljikovega dioksida, vendar z njih hitro odteče. V stik s kamnino pride šele na položnem dnu kotanje ali dolca, zato je tam korozija najintenzivnejša (prim. Zámbo 1989). Opisano predpostavko o korozijskem učinku »... *pospešene korozije podtalnega združenega toka* ...« pri oblikovanju dolcev zagovarja Gams (2003, 39).

Na dolomitnih območjih je dokazana skoraj enaka kraška denudacija kot na apnencu (Gams 1966; 1980), ki znaša pri nas $30\text{--}100 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Gams (1966) navaja, da imajo potočki na južnih pobočjih Nanosa in Trnovskega gozda nadpovprečne trdote, deloma tudi zaradi dolomita. Najvišje skupne trdote imajo vode na ozemlju med Hotedrščo, Cerkniškim poljem, Ljubljanskim barjem in Temenico ter dolinama Idrijce in Trebuše, kjer je pogost dolomit. V visokogorskih Alpah imajo potoki z dolomita $30\text{--}50 \text{ mg l}^{-1} \text{ MgCO}_3$, med Hotedrščo in Temenico običajno med $90\text{--}105 \text{ mg l}^{-1} \text{ MgCO}_3$. Paki se poveča njena skupna trdota z 18 mg l^{-1} na 53 mg l^{-1} , ko pri naselju Zgornji Dolič (Šentflorjan) teče približno kilometer po

dolomitu, s čimer Gams (1962a, 15) razlaga nastanek podolja. Trdote naj bi bile na dolomitu višje zaradi naslednjih vzrokov (Gams 1966, 50–51; Lapanje 2000):

- dolomit je manj topen od kalcita, toda kemično bolj mobilan;
- na dolomitnih območjih je višje izhlapevanje in manjši vodni odtok, voda se daljši čas zadržuje v preperelini;
- na dolomitu voda zaradi manjše prepustnosti kamnine daljši čas polzi skozi prst in se navzame več CO_2 ;
- dolomit je v primerjavi z apnencem bolj pretrt in zato bolj podvržen koroziji, saj voda obliva večjo površino kamnine;
- v primerjavi z apnencem je v dolomitu manj jam in razpok, v katerih bi voda odlagala sigo;
- če je podlaga zamrznjena ali prepojena z vodo, pride na dolomitnih območjih zaradi večje količine grušča manj vode v stik s kamnino kot na apnencu;
- čeprav je prst običajno dokaj plitva, so dolomitna območja, na katerih je v Sloveniji več pašnikov, travnikov in njiv kot na apnencu, enakomerneje porasla z rušo;
- najpomembnejši dejavnik korozije karbonatnih kamnin je količina padavin oziroma (specifični) vodni odtok (Gams 1962a, 4; 1980, 4).

Odtočni količnik na dolomitnem površju znaša 0,5 (Habič 1970), na krasu pa 0,6–0,8 (Gams 1962a, 4; Jenko 1959). Visoko vrednost količnikov povezujemo z dejstvom, da voda po nalivih hitro odteče po površju ali tik pod njim skozi preperelino (Gams 1966; Habič 1968).

V Žibrsah pri Logatcu je izvir Hotenjke. V njegovi bližini je v Dolinah izvir na stiku treh dolcev in blizu stika med dolomitom in slabše prepustnim laporovcem. Izvir leži na spodnjem delu kamninskega bloka, ki ga omejujejo prelomi. Izračunana hitrost korozijskega zniževanja površja na tem območju znaša $121 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ oziroma približno $3,3 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pri vrednosti specifičnega odtoka $40 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ in skupni trdoti vode $251,9 \text{ mg l}^{-1}$. Magnezijeva trdota znaša $129,1 \text{ mg l}^{-1}$, karbonatna $221,6 \text{ mg l}^{-1}$ (Komac 2003a). Za porečje bližnje Hotenjke navaja Habič (1968, 216) letno korozijo $126 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ oziroma $3,4 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Gams (1966, 55) navaja za nekatere vode na dolomitu nižje specifične vodne odtoke, in sicer $32 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ za Iščico, $29 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ za Gradaščico, $7,1 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ za Višnjo in $26,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ za Prečno ter za Cerknišnico $32 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, kar znaša dve tretjini padavin in je posledica razmeroma velikega izhlapevanja.

Kemična erozija v pacifiških gorah Severne Amerike znaša $0,19\text{--}1,00 \text{ t ha}^{-1}$ ali povprečno $0,34 \text{ t ha}^{-1}$ (Dethier 1986), kemična erozija v Bohemskem masivu na Češkem pa $0,09\text{--}0,45 \text{ t ha}^{-1}$ (Pačes 1986). Kemična erozija je z $0,054 \text{ t ha}^{-1}$ na primer na območju Latnjavagge na Laponskem na Švedskem intenzivnejša od mehanske erozije, ki znaša $0,023 \text{ t ha}^{-1}$ (Beylich in ostali 2004). Povprečna kemična erozija za vse kamnine v gorskih pokrajinah naj bi sodeč po podatkih iz Kärkevaggeja na Norveškem, gorah v pacifiškem severozahodu in srednji Evropi znašala $0,45 \text{ t ha}^{-1}$, na silikatnih kamninah pa $0,18 \text{ t ha}^{-1}$ (Meybeck 1987). Zelo podobna je kemična erozija v porečjih Mississipija in Amazonke, ki znaša $0,35\text{--}0,45 \text{ t ha}^{-1}$ (Berner in Berner 1996).

V ledeniško preoblikovani dolini Kärkevagge na Laponskem so leta 1994 merili potencialno kemično preperevanje. V najlonske mrežaste vrečke so dali na $6,3 \pm 0,1 \text{ mm}$ debele delce zdrobljenega dolomita in granita ter jih položili na površine s različnimi tipi rastja (travnik, soliflukcijsko površje, brezova tundra, vresova tundra, alpska tundra in vrbova tundra). Delež izgube teže v primerjavi s celotno težo so uporabili kot kazalec kemične denudacije. S petletnim povprečjem meritev so dobili rezultate v obsegu dveh standardnih napak: $0,326 \pm 0,115 \%$ izgube na leto za dolomit in $0,121 \pm 0,020 \%$ izgube na leto za granit. Dolomit je prepereval 2,69-krat hitreje kot granit (Dixon in ostali 2001).

Kasneje so v gorovju Scand na severu Skandinavije izračunali zniževanje površja. Najhitrejše je na dolomitu ($0,0054 \text{ mm a}^{-1}$), najpočasnejše pa na granitu in sienitu ($0,00018 \text{ mm a}^{-1}$). Na kvarcofilitu se je površje zniževalo z hitrostjo $0,0002 \text{ mm a}^{-1}$, na amfibolitu $0,0005 \text{ mm a}^{-1}$, na filitu $0,0007 \text{ mm a}^{-1}$ ter na granitu z biotitom in sienitom $0,0013 \text{ mm a}^{-1}$ (André 2002; citirano po: Dixon in Thorn 2005).

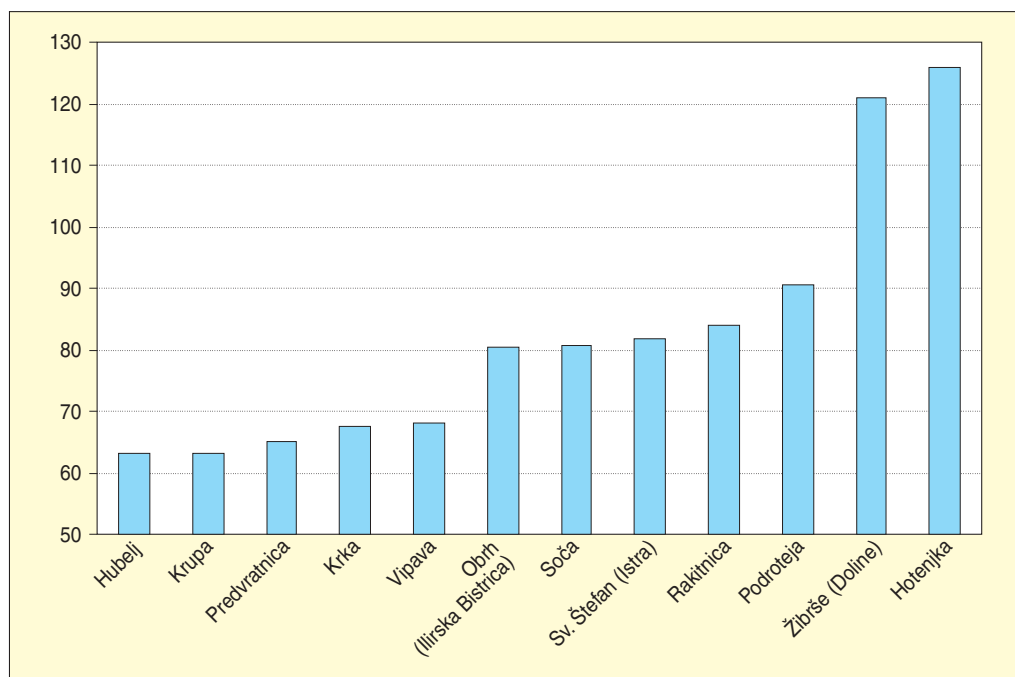
Izračunano zniževanje površja na dolomitnih Žibrsah znaša $0,14 \text{ mm a}^{-1}$, v bližnjem porečju Hotenjke pa $0,12 \text{ mm a}^{-1}$ (Habič 1968). Izračunana korozija je razmeroma visoka. To je posledica izračuna na podlagi ocene vodne bilance, ki daje običajno večje vrednosti kot izračun na podlagi meritev učinkov

korozije na kamnini. Razlika je tudi posledica dejstva, da pri meritvah niso upoštevali odnašanja razoplenjenih delcev kamnine v suspenziji. Na dolomitu je namreč pogosto diferencirano kemično preperevanje, pri katerem se ob raztapljanju apnenega cementnega gradiva sproščajo manj topna dolomitna zrna velikosti melja ali peska, ki jih voda lahko odnaša (Penck 1972, 46; Zupan Hajna 2003).

V današnjih razmerah je kemično preperevanje intenziven proces, ki mu je dolomit podvržen zaradi prekritosti s prstjo, ki zagotavlja CO_2 , in zaradi pretrnosti. Korozija poteka Predvratnica pri Velikih Laščah med ponorom v jamo Vratnico in 1150 m oddaljenim izvirom v Pečeh je $74 \text{ t a}^{-1} \text{ CaCO}_3$. Voda v enem letu raztopi povprečno $27,4 \text{ m}^3$ kamnine in v raztopini odnese 65 mg l^{-1} karbonatov (Kogovšek in Kranjc 1992). Čeprav so vode z dolomitnih ozemelj nasičene ali prenasičene z dolomitom, se ta običajno ne odlaga zaradi počasne kinetike obarjanja in večje kemične mobilnosti v primerjavi kalcitu (Lapanje 2000). Letno korozijo za nekatere kraške izvire prikazuje slika 85.

Povprečna vrednost korozije v Sloveniji v zaledju nekaterih izvirov je $82 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$, najvišja $126 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ in najnižja $63 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$. V primerjavi z izviri je korozija v celotnih porečjih nižja, saj porečja niso samo karbonatna. Povprečna vrednost je $61 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$, najvišja $92 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ in najnižja $18 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$. V Sloveniji imajo pretežno dolomitna porečja Gradašnica, Iščica, Cerkniščica, Višnjica in Prečna, ostale navedene reke imajo vsaj deloma dolomitna porečja. Kljub temu je trdota rečne vode bolj odvisna od pretoka rek in nadmorske višine porečja, manj pa nanjo vpliva litološka sestava (Gams 1966). Izkazan je celo drugačen trend kot pri izviri, saj imajo reke s povsem dolomitnih območij nizke trdote.

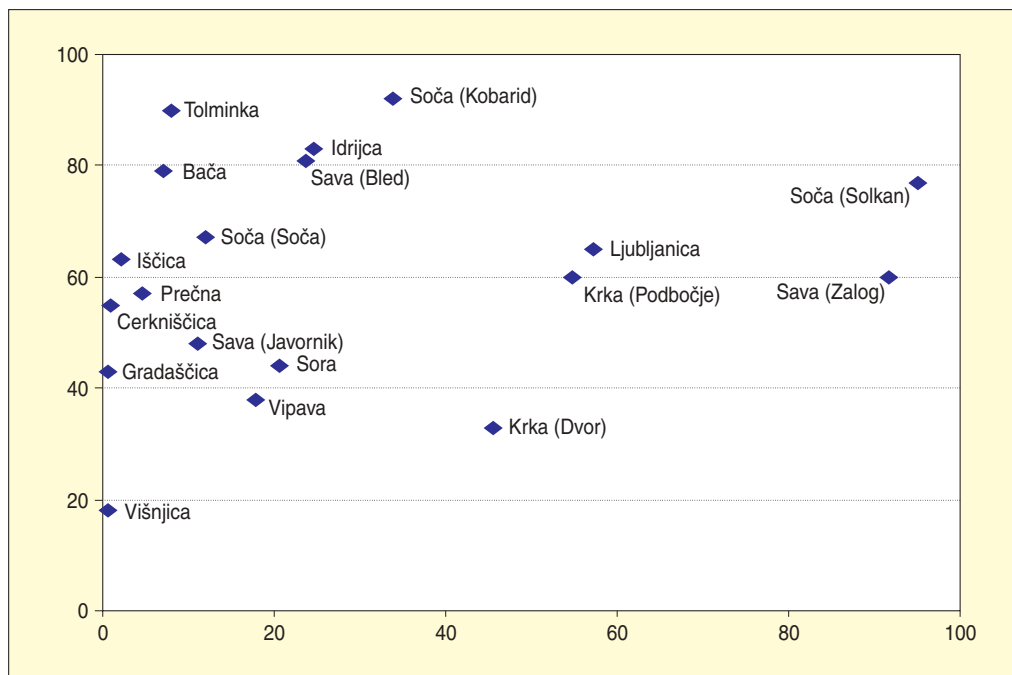
Morfologija dolomitnih območij nakazuje, da visoka stopnja korozije glede na apnenec ni nujno povezana s kraško razčlenjenostjo površja. Na dolomitu so najpogostejše konkavne reliefne oblike doline, suhe doline in dolci (Gams 1962a, 8), ne pa vrtače. Na kraških območjih »... *kraška razčlenjenost površja ni posledica intenzivnejše ampak lokalno bolj različno intenzivne korozije* ...« (Gams 1962b, 296).



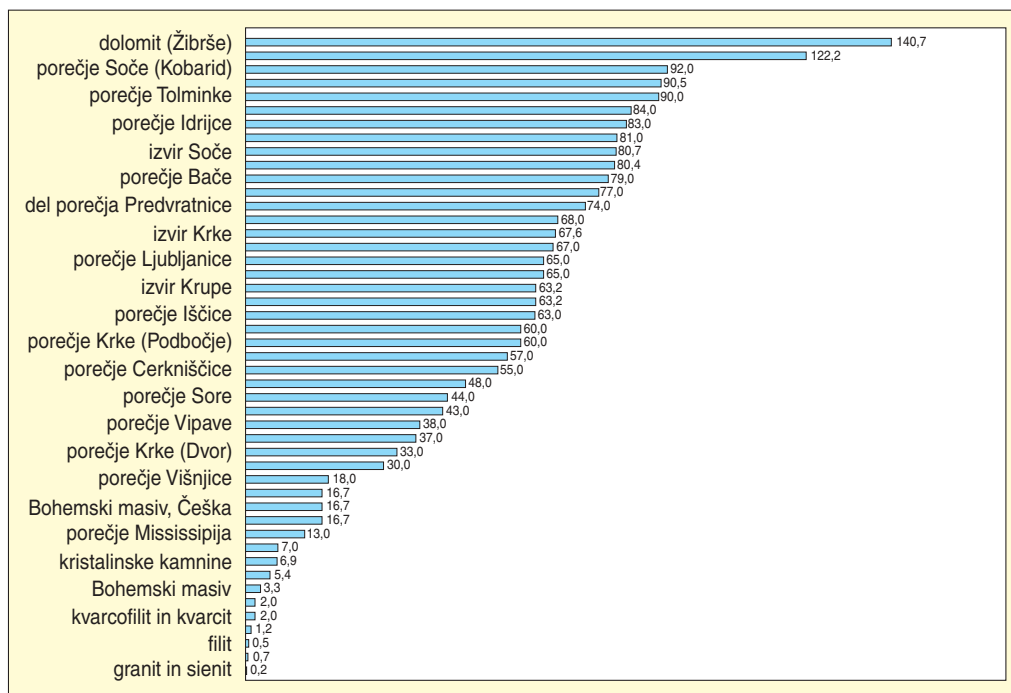
Slika 85: Letna korozija za nekatere kraške izvire v $\text{m}^3 \text{ km}^{-2}$. Podatki so razvrščeni po velikosti (Gams 1966).

Krajevne razlike so pomembne, saj vplivajo na drobno izoblikovanost površja in s tem usmerjajo geomorfne procese. »... Predvsem pred korozijo padavinske vode zaščiteni karbonatni površina bi se v razmerah, kakršne so na Postojnskem krasu (odtok en 1 km^2 letno, 11°N kalcijeve trdote – 196 mg l^{-1}), v milijonu let dvignila za 72 m iznad okolice, če ne bi pričeli delovati nanjo regulacijski procesi. Čim pogleda skala iznad okolice, izpodnebne sile odstranijo vododržni plašč in odslej je zaostajanje njenega zniževanja v takem razmerju, v kakršnem je korozija med pokritim in golim krasom ... Toda na odkrite skalne površine delujejo dodatni destruktivni procesi, ki zavisijo od klime ... Drugi činitelj razčlenjevanja je neenaka korozijska aktivnost iste količine padavinske vode. Razlike za 2°N [36 mg l^{-1}], ki so v Postojnski jami tako pogoste na kratke razdalje ... se v milijon let lahko odrazijo v rasti 13 m visoke skale ali 13 m globoke globeli ...« (Gams 1966, 58). S preperevanjem apnenca in dolomita nastane iz netopnih ostankov ilovica, ki jo skupaj s huminskimi snovmi imenujemo jerovica. Povečini je to zmes kremenice, aluminijevih in železovih oksidov (Jenko 1959, 137). Na območjih, kjer dolomit prekriva ilovica, korozija ni zmanjšana, saj je debela plast ilovice običajno prepustna za vodo (Gams 1959; Komac 2003a). Na Velem polju ni bilo mogoče opraviti meritev pospešene korozije pod naplavinim dnom, vendar Gams (1963b, 63) opozarja, da »... ni razloga za zanikanje pospešene korozije pod naplavinno, v kateri razpadajo humozne snovi ...« V kraških slepih dolinah in v Globodolu je apnenec v globini nekaj metrov »... dobesedno zasut s kraško ilovico, ki je žive, karminsko rdeče barve ... Ilovica kljub debelini ... prepušča v tla vso padavinsko vodo, razen v redkih kalih ...« (Gams 1959, 33).

Pomemben razlog za začetek poglobljanja površja bi torej lahko bilo kopičenje prepereline. Do tega bi lahko na dolomitnih območjih prišlo v periglacialnih razmerah. Toda intenzivno mehansko preperevanje kamnine na površju ni preprečilo pretakanja vode v podzemlje. Zaradi povečane specifične površine kamninskih delcev in počasnejšega pretakanja vode korozija ni bila zanemarljiva niti v primerjavi z mehanskim preperevanjem. Zmanjšana pa je bila zaradi manjše pokrovnosti s prstjo in rastjem. V porečju



Slika 86: Na ordinati je prikazana letna korozija za nekatere slovenske reke oziroma porečja v $\text{m}^3 \text{ km}^{-2}$, na abscisi so prikazani pretoki rek ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$; Gams 1966; Kolbezen in Pristov 1998).



Slika 87: Korozijsko zniževanje površja v metrih na milijon let na različni kamninski podlagi, na različnih območjih ter za različne izvire in porečja (Gams 1966; Habič 1968; Komac 2003a; Dixon in Thorn 2005). Opomba: Podatki so bili pridobljeni z različnimi metodami, zato je pri njihovi primerjavi dopustno odstopanje. Povprečna vrednost je 49,2 metrov na milijon let.

Martinelli je soliflukcija najpomembnejši geomorfni proces, ki naj bi k preoblikovanju površja prispevala polovico, kemična erozija pa tretjino, ostalo pa drugi geomorfni procesi (Caine in Swanson 1989). Novejše raziskave v Alpah in na arktičnih območjih namreč ugotavljajo, da je kemično preperevanje tudi v hladnih obdobjih zelo pomemben, če ne celo temeljni geomorfni proces (Dixon in Thorn 2005).

4.2.6 AKUMULACIJA

Erozijo in sedimentacijo običajno merimo s posrednimi metodami. Datiranje sedimentov omogoča izračun stopnje sedimentacije, iz katere sklepamo na denudacijske in erozijske procese v zaledju. Najpogostejše so izotopske analize, pri katerih uporabljamo izotop ogljika (^{14}C) ali cezija (^{137}Cs).

V dolcih potekata dva za sedimentacijo gradiva pomembna geomorfna procesa, zlasti polzenje in padanje. Gradivo se odlaga na stiku pobočja in dna dolca ter v dnu dolca. Kjer gradivo v nižje lege nanaša voda, je plastovito in sortirano, povečini pa je nesortirano.

Na podlagi meritev sedimentacije na podlagi meritev ^{137}Cs na različnih mestih v dnu doline, na pobočjih in v dnu dolcev, v dnu erozijskih jarkov ter na vršaju Lehotský (2004) ugotavlja, da poteka sedimentacija v zgornjem in deloma srednjem delu struge s poplavi, v manjši meri pa s pobočnimi procesi. Na podoben način se gradivo useda na poplavni ravnici. V dolcih se gradivo premika s pobočnimi procesi. Po močnejših padavinah se odlaga v dnu dolcev in pod strmimi pobočji v dolinah. Povprečna sedimentacija v dnu dolcev je znašala $1,3 \text{ mm a}^{-1}$, na vršaju $2,9 \text{ mm a}^{-1}$, v dnu doline $0,5 \text{ mm a}^{-1}$ (spodaj), $1,3 \text{ mm a}^{-1}$ (zgoraj) in $2,8 \text{ mm a}^{-1}$ (osredje). Najvišja sedimentacija je bila izmerjena v dnu erozijskega



Slika 88: Na dnu dolca z naklonom približno 18° pod cerkvijo sv. Jodereti v Polhograjskem hribovju je lepo viden nanos gradiva, ki doteka s pobočij. Večja debelina gradiva omogoča rast drugačnih rastlinskih vrst, kot so značilna za sušna pobočja s plitvo prstjo.

jarka ($4,4 \text{ mm a}^{-1}$). Ker je ta proces približno desetkrat hitrejši od korozije, bi gradivo ob njegovi prevladi kmalu zapolnilo dolce.

Stankoviansky (2004) poroča o geomorfnih spremembah, ki so nastale zaradi sprememb rabe tal na Slovaškem po kolektivizaciji, ki so jo izvedli po političnih spremembah leta 1948. Močno se je povečala skupna površina obdelovalnih zemljišč, odstranjeni so bili omejki. Erozija prsti se je povečala za štiri- do petkrat. Zaradi teh procesov je prišlo do zaporednega odnašanja gradiva v dno dolcev. Največja debelina nanosov je 1 m, kar pomeni povprečno stopnjo sedimentacije 17 mm a^{-1} .

4.2.7 PODZEMSKO SPIRANJE PREPERELINE IN DROBIRJA

Tokovi vode v preperelini nastanejo v zgornji plasti prepereline ali na stiku dveh plasti z različno prepustnostjo. Ponekod pomembno prispevajo k denudaciji. Podzemni kanali so dolgi nekaj centimetrov, decimetrov ali metrov in od nekaj milimetrov do nekaj decimetrov široki (Morgan 1979, 10; Prelovšek 2001). Na dolomitnih območjih so pomembni na spodnjih delih pobočij večjih dolcev, kjer je debela plast prepereline. Primer so dolci severno od Poljan pri Stični z debelo preperelino na pobočjih, in dolci pri Podlipoglavu vzhodno od Ljubljane.

Na Rakitni, kjer površje gradi peščen triasni dolomit, je več indicev, ki nakazujejo, da so dolci recentne reliefne oblike in da so »... *plod intenzivnejšega spiranja pod rušo* ...« (Gams 1968, 81). Domnevo potrjujejo opažanja, da je na izteku dolcev v ravnino več občasnih in stalnih izvirov. Izviri napajajo potok, ki ga na površju obdrži manj prepustni debelozrnati dolomit. Površje je na tem mestu bolj razčlenjeno. Pobočja Španovega vrha in Novaške gore nad Rakitno pa so podobna meliščem, saj sta intenzivno



BLAŽ KOMAC

Slika 89: Nad dolino Stiškega potoka prenese veliko gradiva v nižje lege podzemsko spiranje ali cevčenje.

preperevanje in denudacija v hladnih obdobjih pleistocena onemogočala drobno razčlenjevanje in globinsko vrezovanje. Vznožje hribov so geomorfni procesi razčlenili kasneje, ko ni bilo več obilnega transporta gradiva z višjih leg (Gams 1961; Gams 1968, 81).

4.2.8 RECENTNO PREOBLIKOVANJE DOLCEV

Kot smo že ugotovili, dolce oblikujejo recentni geomorfni procesi. S pomočjo izračuna razlike prostornin fosilnega in recentnega dna dolca nad Metnajem, bi dno nastalo s poglobljanjem reda velikosti $1,5 \text{ mm a}^{-1}$ ali približno 23 t ha^{-1} že v 2000 letih. Ker je danes v Sloveniji odnašanje gradiva tako intenzivno le na nagnjenih vinogradih ali njivah (Komac in Zorn 2005), omenjene dolce pa danes porašča gozd, je takšna intenzivnost površinskega spiranja malo verjetna in je čas nastanka reliefne oblike daljši. V dolcih pri Metnaju so pobočni procesi v recentni dobi postali intenzivni in poglobili dno dolca. Izračun razlike prostornine med nekdanjim položnim pobočjem in mlajšim strmim pobočjem je pokazal na veliko intenzivnost geomorfnih procesov. Razlika med ploskvama je 203 m^3 pri površini 71 m^2 . To pomeni, da bi bilo pri starosti reliefne oblike 5000 let letno odnesenih približno 9 t ha^{-1} gradiva, približno $4,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pri predpostavljeni starosti 10.000 let in $3 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pri starosti 15.000 let, kolikor je minilo od pleistocensko-holocenske podnebne spremembe.

Izračunane vrednosti ne odstopajo bistveno od recentnih, saj je najvišja izračunana intenzivnost zniževanja površja v velikostnem razredu erozije na neporasli prsti (Hrvat in ostali 2006), nižji ($3\text{--}4 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$) pa sta v velikostnem razredu povprečne recentne erozije prsti v Sloveniji (Komac in Zorn 2005).

Ob povprečni denudaciji bi bila poglobitev holocenske starosti, ob pospešenih procesih pa tudi do polovico mlajša. Poglobitev je morda povezana s spremembami rabe tal oziroma z ogozdovanjem. Travinje je preprečevalo denudacijo, v gozdu pa pomanjkanje travne ruše oziroma podrasti omogoča površinsko odteka-

nje vode in s tem erozijo. Ker pa gre za zadenjsko erozijo občasnih vodnih tokov, je mogoče sklepati tudi na oživitve koncentriranega kraškega vodnega odtoka v bližnjem dolu. Lega na pobočju ali planoti nad dolino s površinskim vodnim tokom ali nad območjem s podzemnim odtokom je za dolce zelo značilna.

Hitrost tega procesa je podobna intenzivnosti korozije, ki obsega na dolomitu do $3,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Intenzivnost je podobna, saj so pobočni procesi odvisni od korozije, ki zagotavlja oziroma proizvaja mobilno gradivo in večinoma (50 do 90 %) poteka v zgornjih 10 m kamnine (Zupan Hajna 2000, 30).

4.2.9 RAZVOJ DOLOMITNEGA RELIEFA IN PRETAKANJE VODE

Dolomitna ozemlja so v Sloveniji kljub majhnemu obsegu zaradi poroznosti zelo pomemben vodnosnik (Verbovšek 2003). Hidrogeografske lastnosti dolomita so odvisne od njegove pretrtosti, lege glede na druge kamnine, intenzivnosti preperevanja ali produkcije gruščja s preperevanjem in od značilnosti reliefa (Zogović 1966, 101). Dolomit je manj prepusten, če je intenzivno razpadanje omejeno na površje in če leži na manj prepustni kamnini. Tak primer je na Žibršah pri Logatcu, kjer zgornjetriasni dolomit navzdol prehaja v plasti laporastega dolomita in laporovca. V takem primeru ima površje značilnosti rečnega-denudacijskega reliefa.

Cepprav v dolcih običajno ni stalnih površinskih vodnih tokov, so v dnu dolcev ali v njihovi neposredni bližini pogosti manjši občasni ali stalni izviri, ki nastanejo na litoških stikih, na stiku dna dolca s pobočjem ali v spodnjem delu dolca. Na slemenu Žibrš so izviri nastali na sotočju dolcev, na stiku dolomita in slabše prepustnega laporovca nad prelomno cono, ki je zaradi pretrtosti zelo slabo prepustna (Komac 2003a).

Na dolomitu nastanejo v bližini stika z apnencem v dnu položnih dolcev vrtače, kot na primer v Hotenjskem podolju. Vratače so tudi v dnu nekaterih dolcev v krednem dolomitu severno od Kalc (Mihevc 1986, 213). Dolci ponekod navzdol preidejo v grapo z občasnimi ali stalnim vodnim tokom. Gams in Natek (1981) sta ta pojav opisala na območju Litije, Mihevc (1986) na območju Logaških Rovt, Komac (2003a) na slemenu Žibrš pri Logatcu. Ponekod obvisijo nad večjimi dolci, erozijskimi grapami ali nad strmim pobočjem, se zložno iztečejo v pobočje ali vanj preidejo v ostrem pregibu, ali se iztečejo v ravnini.

Podoben razvoj, s katerim so nastale 30–50 m globoke in 500–1000 m velike globeli, imenovane doli, je značilen tudi za osrednji del Krškega hribovja. Doli so na obrobju hribovja in na robnih policah plitvi in podolgovati, ker so nastali z zakrasevanjem in krajevnim poglobljanjem sprva normalnih dolin. Najprej je zakrasel le osrednji del hribovja. Normalne doline, ki so takrat nastale na obrobju, so zakrasele šele kasneje zaradi vrezovanja savske struge na severu, kjer so nastali doli. Danes so redki doli povsem suhi in v večjih dolinah so številni stalni ali občasni kraški izviri, »... ki jih napajajo podzemne vode bližnjih suhih grap in dolin ...« (Habič 1983, 14). Zakraselost dolomita je običajno največja na območjih visoko nad erozijsko bazo, kjer so velike relativne višinske razlike (Zogović 1966, 101).

Domnevali smo že, da so dolci dinamični nestabilni sistem. Voda se najprej združuje zaradi majhnih začetnih razlike v topografiji. Tam zaradi večje vlage nastopi korozija, čemur sledita poglobljanje površja in stekanje še večjih količin vode. Korozijska fronta je povezana z gladino talne vode, ki je na dolomitu plitvo pod površjem. Pozitivno povraten proces vodi k nastanku vedno večje reliefne oblike. Njena velikost je navzgor omejena s količino površinske tekoče vode, ki na neprepustni podlagi prej ali slej povzroči erozijo in s preperevanjem v dnu dolca. Zato na dolomitnem reliefu, ki je bodisi rečni kraški relief ali kraški rečni relief (Komac B. 2004), tekujeta podzemski ali difuzni in površinski ali koncentrirani vodni odtok. Razmerje med podzemskim in površinskim vodnim odtokom je na dolomitu zelo spremenljivo, sistem je nestabilen. Zato že majhne začetne razlike razmerij med posameznimi procesi povzročajo velike in dolgotrajne učinke na relief. Z empiričnimi raziskavami so ugotovili, da debelina prepereline vpliva na jakost preperevanja kamninske podlage. Plitva preperelina pospešuje preperevanje, saj ohranja vlažnost in zagotavlja organske in kemične snovi. Na določeni stopnji postane preperelina tako debela, da površinska vlažnost ter vpliv rastlin in atmosfere ne dosežejo več podlage. Stopnja preperevanja se zato upočasni. Za površje, na katerem prevladuje preperevanje, je na več prostorskih in časovnih ravneh značilen nelinearen, kaotičen razvoj (Phillips 2003, 11; Phillips 2005a, 5).

Preglednica 29: Poglavitni tipi suhih dolin oziroma dolcev v krednih pokrajinah Anglije in njihove značilnosti (Small 1964, 33–34).

tip	opis
tip I	Globoko vrezani dolci, ki so nastali vzdolž tektonsko pretrtih območij z močno zadenjsko erozijo ob izviri na vznožju skalne stopnje. S tem procesom je prišlo do pomladitve zgornjih delov pritočnih dolin, ki potekajo vzporedno s kamninskimi plastmi. Nekateri od njih so obglavljeni, kar je znak pomladitve.
tip II	Nekoliko manjši dolci so prav tako nastali nad izviri, ki pa niso tako močno vplivali na oblikovanje zgornjih delov pritočnih dolin, potekajočih vzporedno s kamninskimi plastmi. Po velikosti se močno razlikujejo, zato ločimo več podtipov.
a	Majhni erozijski jarki ali zaobljene kotanje so nastali visoko nad izviri v strmi stopnji iz odpornih krednih plasti, v kateri so številna sedla.
b	Preprosto oblikovani dolci se zajedajo v strmo pobočje in segajo do sedel in so večji kot dolci tipa IIa.
c	Nepravilno oblikovani dolci, ki so včasih zajedeni visoko v strmo stopnjo. Zanje je značilen cikcakast potek, ki je posledica strukturne zgradbe.
d	Majhni dolci, ki so vrezani pod velikimi sedli in imajo značilen cikcakast potek.
tip III	Veliki dolci, ki so nastali v zvezi z večjimi dolinami na pobočjih. Ne razrezujejo jih sedla in so nastajali dolgo obdobje.

V dolcu je izjemno pomembno razmerje med poglobljanjem zaradi preperevanja ali korozije in odstranjevanjem prepereline ali denudacije. Dolci se izpod slemen nadaljujejo v manjše doline ali grape ali pa so na robu in nad strmimi pobočji. Na nastanek dolcev poleg naklona površja vplivajo površinski vodni tokovi, ki se v nižjih legah vrezujejo v dolomitni relief, in določajo intenzivnost razvoja reliefa. Možnost nastanka dolcev se poveča s povečanjem gradienta, zadenjska erozija deluje degradacijsko. Nesporna je vloga talne vode. V razpokanem dolomitu je pri nasičenem stanju gladina talne vode zelo blizu površja, kar poveča možnost dotekanja novih količin vode v vodonosnik. Z naraščanjem podzemne ali kraške vodne gladine naraste hitrost podzemnega pretakanja vode, s tem pa intenzivnost korozije. Plitva gladina talne vode s korozijo in z odnašanjem delcev v nižje lege vpliva na nastanek dolcev. Za površje z dolci je značilen divergentni razvoj.

V podkrepitev teze navajam primer iz angleških krednih pokrajinah, kjer so dolci nastali na strmih robu planote. Razlikujejo tri poglavitne tipe in več podtipov. Njihov morfološki razvoj je odvisen od hidrogeografskih značilnosti območja in povezan z razvojem dolinskih zatrepov. Na nastanek suhih dolin vplivata podzemna voda v zaledju izvirov (Small 1964, 51) ter strukturno in litološko raznoliko dolomitno površje (Sparks in Lewis 1957, 30).

Poglavitni procesi pri nastanku teh dolin so bili pospešeno pronicanje podzemne vode zaradi privlačne moči izvirov ter s tem povezano raztapljanje kamnine in pobočni procesi v njihovem dnu. Pronicanje podzemne vode je najverjetneje posledica osušitve dolcev. To je lahko posledica padca gladine talne vode (Small 1964, 36), ki je posledica vrezovanja vodnih tokov v dolinah, h katerim so usmerjeni dolci ali pa s hitrim recentnim tektonskim grezanjem ali dviganjem površja. Podoben razvoj površja je tudi v Žibršah.

Drugi možen vzrok za divergentni razvoj so podnebne spremembe ali relativna sušnost kasnejšega podnebja v primerjavi z vlažnim podnebjem atlantske dobe, kar ugotavljajo na območju Berkshiere v Veliki Britaniji in dokazujejo s sedimenti v dnu dolcev. V sušnem obdobju so se izviri, ki so dotlej oblikovali zatrepe, vzdolž tektonskih linij pomaknili v nižjo lego. Prvotna reliefna oblika ima dolinasto zasnovno, plosko dno pa so kasneje ustvarili pobočni procesi, spodbujeni tudi od človeka. V današnji dobi je voda sposobna le šibke erozije sedimentov v dnu dolcev (Sparks in Lewis 1957, 31).

Dokaz za dejavne recentne procese v dolcih na dolomitnem površju so obviseli dolci v Žibršah (Komac 2003a) in že opisano poglobljeno dno dolcev severno od Metnaja. Podoben razvoj, ki je posledica tesne navezanosti razvoja reliefa od hidrogeografskega razvoja na manj prepustnih karbonatnih kamninah, je značilen za južni rob kraške planote Mežaklje (Brenčič 2003; prim. Ford 1983).

Do sedaj ugotovljena zakonitost nelinearnega razvoja površja, ki velja v dvodimenzionalni organiziranosti prostora in je vidna v tlorisu rečja ali hierarhično povezanega sistema dolin, velja tudi v navpični dimenziji, kar izražajo »organizirani« nakloni pobočij. Nenazadnje rečno mrežo in pobočja oblikujejo isti geomorfni procesi v kompleksnem geomorfnem sistemu. Zato bo potrebno nadaljnje raziskave usmeriti v preučevanje vrste ali načina vodnega odtoka. Ugotavljam, da je način odtekanja vode eden od najpomembnejših geomorfnih dejavnikov na dolomitnem površju in na manj prepustnih karbonatnih kamninah. Pomemben je v krajevnem merilu, na ravni oblikovanja dolcev, pa tudi v regionalnem merilu, na primer pri poglobljanju rečnih dolin v karbonatnih kamninah. Razvoj pobočij v takšnem primeru pogosto določa prav razmerje med podzemskim in površinskim vodnim odtokom, ki se nenehno spreminja.

Dolci so recentna reliefna oblika. Njihova zasnova, to je plitva vdolbina ali kotanjasti zatrep na pobočju, je nastal po zadnjem hladnem obdobju pleistocena. Na oblikovanje dolca je v zadnjem geomorfološkem obdobju vplival način vodnega odtoka in predvsem spreminjajoče se razmerje med (pod)površinskim in podzemskim vodnim tokom. Na stiku dolomita z laporovcem je talna voda na pobočjih nad izvirom globlje kot pred spremembo. To je vidno v Žibršah. Dno dolcev je recentno poglobljeno tudi severno od Metnaja. S tem se je povečal hidravlični gradient, geomorfni procesi so se pospešili. Za razvoj dolcev je pomembno tudi zadrževanje vode v preperelini v dnu dolca, ki omogoča korozijo. Poglobljanje dolcev je posebej vidno na stiku dolcev z različno velikim zaledjem, v bližini stika dolomita in apnenca, na zgornjem robu pobočij in na robnih delih planot. Ni dvoma, da so dolci nastajali tudi v prejšnjih obdobjih, torej tudi v medledenih dobah in v ledeni dobi. Gre namreč za konvergentni razvoj, za katerega je značilno, da podobna reliefna oblika lahko nastane z različnimi geomorfnimi procesi. S spremembo prevladujočih geomorfnih procesov se razvoj reliefne oblike pospeši ali zavre, v glavnem pa zaradi značilnosti reliefa in kamninske podlage poteka v isti smeri in teži k poglobljanju dolcev.

Ugotovitev potrjujem z meritvami trdote in pretoka vode v izviru v Dolinah v Žibršah. Površina dolcev znaša 2,45 ha. Dolci obsegajo 14 % zaledja izvirov, ki znaša najmanj 17,5 ha oziroma približno 20 ha. Minimalni specifični vodni odtok znaša na dolomitu približno $2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Če je odtočni količnik na dolomitu 0,5 (Habič 1970, 198), povprečni pretok izvira 1 l s^{-1} in povprečna količina padavin 1800 mm, znaša površina zaledja komaj petino zaledja ali 3,5 ha. Sklepam, da obsega površinski odtok več kot 50 % (Komac 2003a).

Realni specifični odtok je zmanjšan za podzemni odtok in evapotranspiracijo. Evapotranspiracija v nadmorskih višinah 500–1000 m znaša približno 600 mm, kar zmanjša specifični odtok na $38,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (Kolbezen in Pristov 1998). V porečju Hotenjke je specifični odtok $50 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, kar je manj od porečja Vipave ($54 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) ali porečja Idrije nad Idrijo ($84 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Magnezijeva trdota je v Žibršah 51 % skupne trdote (prim. Habič 1968, 216–217), kar je visoko v primerjavi s kraškimi izviri v alpskih pokrajinah (Komac 2000, 106–110). Tudi skupna trdota je visoka. Poglavitna vzroka za visoke trdote sta dolomitno zaledje in sklenjena odeja prsti.

Preglednica 30: Trdote vode v izviru v Dolinah v Žibršah v $\text{mg l}^{-1} \text{ CaCO}_3$ (Komac 2003a) in na nekaterih sosednjih območjih (Habič 1968, 216).

trdota v $\text{mg l}^{-1} \text{ CaCO}_3$	skupna trdota	karbonatna trdota	kalcijeva trdota	magnezijeva trdota
izvir v Dolinah v Žibršah	251,9	221,6	122,8	129,1
kraški izviri v dolomitu na Črnovrško-Zadloški planoti, Vojskem in Čepovanu	–	194,0–268,8	149,5–218,9	44,5–49,8
površinski tokovi na apnencu in dolomitu v porečju Idrije	–	165,5–299,0	129,9–249,2	35,6–49,8

Hitrost korozijskega zniževanja površja sem izračunal po formuli $A = 4 \cdot q \cdot K \cdot 31,5/10$, kjer črka A pomeni prostornino raztopljene in odnesene kamnine v $\text{m}^3 \text{km}^2 \text{a}^{-1}$, črka q specifični odtok v $\text{l s}^{-1} \text{km}^{-2}$, črka K pa količino karbonatov v mg l^{-1} (Habič 1968, 216).

Površje se v Žibršah korozijsko znižuje $120\text{--}180 \text{m}^3 \text{km}^{-2} \text{a}^{-1}$. Višja vrednost je manj verjetna, saj v izračunu ni upoštevana evapotranspiracija. Realna ocena hitrosti korozijskega zniževanja površja je približno $140 \text{m}^3 \text{km}^{-2} \text{a}^{-1}$. V bližnjem porečju Hotenjke je korozija $126 \text{m}^3 \text{km}^{-2} \text{a}^{-1}$ (Habič 1968, 217).

Korozijsko zniževanje dolomitnega površja je zelo intenzivno in odvisno predvsem od količine padavin ter od pokritosti površja s prstjo. Izračun ne upošteva korozijskega delovanja vode v podzemlju oziroma celotno količino v vodi raztopljene kamnine prenese zgolj na površje. To pa je upravičeno zaradi slabše prepustnosti kamnine v primerjavi z apnencem (Habič 1968, 217).

Izvir odreja le manjši del vode. Na dolomitu se namreč voda pretakanje plitvo pod površjem, zato je zaledje izvirov omejeno na bližnjo okolico. Voda po nalivih hitro odteče po površju, gruščnata podlaga je bila zelo slabo prepustna tudi v periglacialnih razmerah (npr. Šifrer 1963, 161).

Če bi izvir dobival vodo z največjega možnega hipsografskega zaledja, bi njegov pretok znašal kar 10l s^{-1} . Pretok izvira v Dolinah je nekaj desetkrat manjši od te vrednosti. Zato je lahko njegovo zaledje nekaj desetkrat manjše po površini ali po globini, in obsega približno takšno površino, kot jo zavzemajo dna dolcev s spodnjimi deli pobočij. Habič (1981, 22) ugotavlja, da se na postojnskem krasu v okolici Postonjske in Planinske jame se lahko zaradi korozije posamezni deli površja sto in večkrat hitreje znižujejo od drugih. Če bi potekala korozija le v dnu dolcev, kamor se steka tudi voda s pobočij, lahko večino zniževanja površja zaradi korozije pripišem tem območjem. Zaradi koncentriranja vode na razmeroma majhni površini ter zaradi debelejšje prepereline in prsti, je korozijski učinek ustrezno višji. Razlika v intenzivnosti zniževanja površja je do desetkratna. Površje v dnu dolcev bi se zniževalo z intenzivnostjo $140\text{--}1400 \text{m}^3 \text{km}^{-2} \text{a}^{-1}$. Relief se v dnu dolcev zaradi korozije v današnjih razmerah znižuje hitreje od okolice oziroma pobočij.

Predpostavko sem preveril tudi z izračunom razlike prostornine med dejanskim površjem in namišljeno nagnjeno ploskvijo površine $8,2 \text{ha}$, ki se prilega dejanskemu površju. Prostornina konkavnih reliefnih oblik (večinoma dolcev) in prostornina konveksnih reliefnih oblik sta v razmerju približno $1 : 1,14$ ali $885.000 : 775.000 \text{m}^3$ (Komac 2003a).

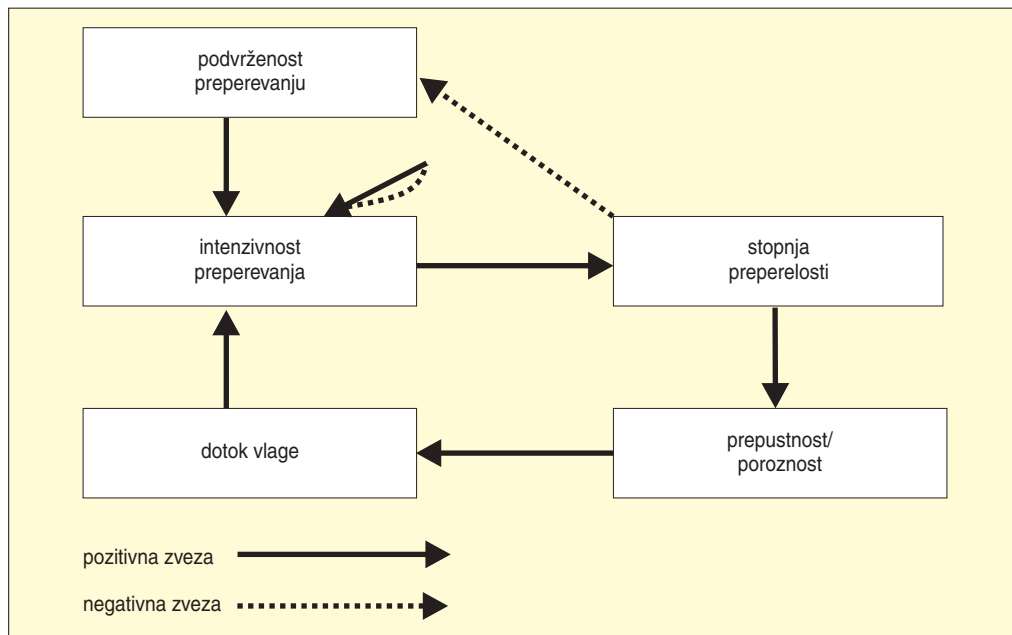
Korozija z intenzivnostjo $120 \text{m}^3 \text{km}^{-2} \text{a}^{-1}$ bi v površje že v 10.000 letih poglobila $10\text{--}12 \text{m}$ globoke reliefne oblike. Dolci so v Žibršah povprečno pol toliko globoki. Ker je v dnu dolcev korozija intenzivnejša kot na pobočjih in ker na nagnjenem dnu korozija ni edini geomorfni proces, je čas nastanka reliefne oblike najverjetneje krajši od 10.000 let. Tudi zato sklepam, da so dolci holocenska reliefna oblika, ki je nastala neodvisno od periglacialnih razmer.

Če je temeljni geomorfni proces na dolomitnem površju z dolci preperevanje, kot ugotavljamo, lahko opisani razvoj povežemo z dognanji teorije kaosa. Kaotični sistem je dinamično nestabilen, razmerja v sistemu pa lahko prikažemo z interakcijsko matriko (slika 90).

Poglavitne lastnosti sistema odražajo naslednje spremenljivke: podvrženost preperevanju, stopnja preperelosti, intenzivnost preperevanja, dotok ali razpoložljivost vlage in pronicanje vlage, izraženo s prepustnostjo. Zveze med elementi sistema so povečini pozitivne. Takšna je zveza med podvrženostjo

Preglednica 31: Interakcijska matrika za opis preperevanja (prim.: Phillips 2005b, 259).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
podvrženost preperevanju (1)	$-a_{11}$	0	0	0	0
stopnja preperelosti (2)	$-a_{11}$	0	0	0	$+a_{25}$
intenzivnost preperevanja (3)	0	$+a_{32}$	$\pm a_{33}$	0	0
dotok vlage (4)	0	0	$\pm a_{43}$	0	0
prepustnost ali poroznost (5)	0	0	0	$+a_{54}$	0



Slika 90: Interakcijska matrika za sistem preperevanja (Phillips 2004b, 259).

preperevanju in vlažnostjo. Večja podvrženost preperevanju in vlažnost na primer povečata stopnjo preperevanja. Manjša podvrženost preperevanju in manjša vlažnost zmanjšata stopnjo preperevanja. Toda zveza med podvrženostjo preperevanju in stopnjo preperelosti je negativna, saj se podvrženost preperevanju zmanjša s povečanjem stopnje preperelosti; preperevanje je samo-omejeno.

Razmerja prikažemo tudi z enačbo: $\lambda^5 - a_{11}\lambda^4 + (a_{43})(a_{32})(-a_{21})\lambda^3 + a_{25}a_{54}a_{43}a_{32}\lambda^2 = 0$. V enačbi a_{ij} predstavlja pozitivno, negativno ali ničelno zvezo med i -tim in j -tim elementom v matriki, λ so kompleksne Eigenove vrednosti, ki so enake Lyapunovovemu eksponentu, s potenco pa je prikazano število v krogotok povezanih elementov. Sistem je stabilen, če in samo če so vsi koeficienti v enačbi negativni. Ker je vsaj zadnji člen enačbe pozitiven in vsaj dva enaka nič, je sistem sam po sebi dinamično nestabilen. To pomeni, da majhne začetne razlike sčasoma postanejo nesorazmerno velike. Za relief, ki ga oblikuje preperevanje, je torej značilna divergenca. Točke na površju, ki imajo na začetku podobno relativno višino, se bodo sčasoma po relativni višini močno razlikovale, tudi če se ne bodo spremenili drugi dejavniki, ki vplivajo na razvoj površja (Phillips 2005b, 259–260).

Tipičen primer takšnega razvoja so na primer kraške kotanje: »... Majhne začetne razlike v odpornosti na preperevanje, razpokanosti in sposobnosti zadrževanja vlage, vodijo v končni fazi k razvoju vrtač in drugih kraških depresij...« (White 1988; citirano po Phillips 2005b, 260). Za takšne reliefne oblike je značilen »... pozitivno-povraten razvoj, povezan z nastankom in povečevanjem mikrookolij, ki pospešujejo preperevanje...« (Selby 1993; citirano po Phillips 2005b, 260).

Podoben je tudi razvoj pobočij, na katerih je prevladujoči proces premeščanje preperelega gradiva. Razmerja v sistemu lahko prikažemo z interakcijsko matriko (slika 91). Preperelo gradivo lahko ostane in situ, odstranijo ga pobočni procesi ali pa je površinsko ali podzemsko preneseno v drugo lego v raztopini. Ti procesi lahko potekajo obenem in so tesno povezani. Pobočni procesi so na primer odvisni od preperevanja, ki zagotavlja mobilno gradivo, pobočni procesi pa tudi vplivajo na stopnjo preperevanja. Produkcija preperelega gradiva je samoomejevalen proces. Omejujeta jo kinetika kemičnih procesov in zmanjševanje količine mineralov, ki lahko preperevajo. Z napredovanjem preperevanja v globino se

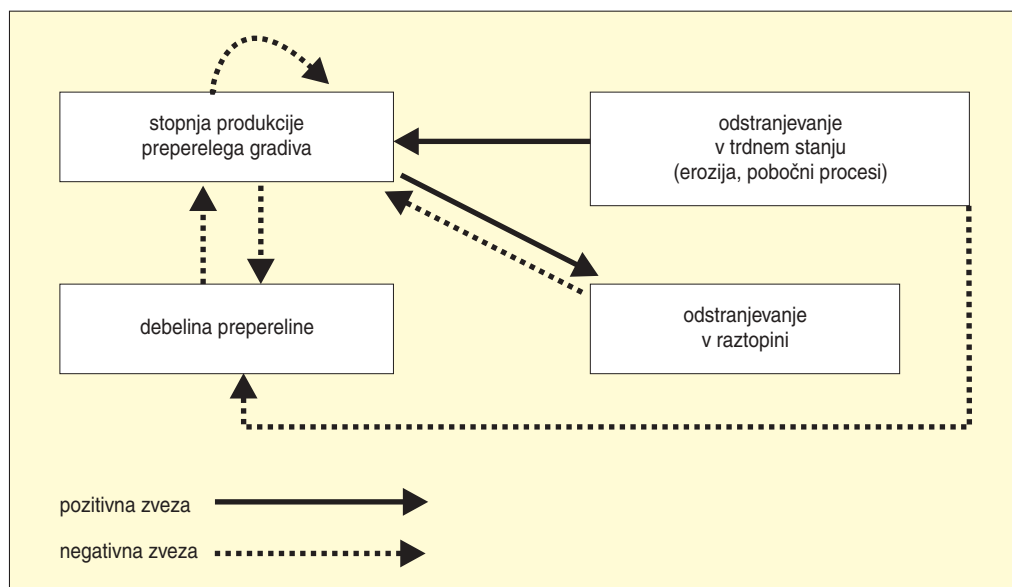
tudi zmanjša izpostavljenost fronte preperevanja zunanjim dejavnikom. Poleg tega se preperelina in matična kamnina kemično raztapljata. Odnosi med elementi s slike 91 predstavlja enačba, v kateri so vrednosti F_1 , F_2 in F_4 negativne. Izstopa člen F_3 . Iz enačbe $F_3 = -[(-a_{23})a_{32}(-a_{11})]$ sledi, da je negativna, če je drugi člen $[(-a_{23})a_{32}(-a_{11})]$ večji od prvega $[a_{13}a_{32}a_{21}]$.

Preglednica 32: Interakcijska matrika za opis pobočja (Phillips 2005b, 262).

	(1)	(2)	(3)	(4)
stopnja preperevanja (1)	$-a_{11}$	0	$+a_{13}$	$+a_{14}$
odstranjevanje v trdnem stanju (erozija) (2)	$+a_{21}$	0	$-a_{23}$	0
debelina prepereline (3)	$-a_{31}$	$-a_{32}$	0	0
odnašanje v raztopini (korozija) (4)	$-a_{41}$	0	0	0

Na pobočju, prekritem s preperelino, je povezanost med debelino prepereline in erozijo skupaj s samoo-mejevalnim povratnim vplivom preperevanja ($-a_{11}$) močnejša od povezanosti preperevanja z debelino prepereline in erozijo. Na območjih, kjer je preperevanje temeljni geomorfni proces, je pomembna neposredna zveza med preperevanjem in erozijo, ki gradivo hitro prenese v nižjo lego. Kjer pa je transport najpomembnejši proces, se preperelina akumulira na pobočju, kar vpliva na stopnjo preperevanja. Pobočje je stabilno, če preperelina ostaja na njem oziroma ni erodirana in je denudacija odvisna od transporta. Dinamična nestabilnost je odvisna od jakosti povezave med preperevanjem in debelino prepereline ter nastopi, če pride do razgaljanja površja ali če je denudacija odvisna od stopnje preperevanja (Phillips 2005b, 262).

Če je matična osnova izpostavljena površju, se močno poveča stopnja nastajanja prsti, zato se hitro vzpostavi nov preperelinski sistem. Razmerjem med preperevanjem in erozijo je dinamičen in ni v skladu s predstavo o stabilnem razvoju površja. Preperevanje matične osnove narašča do določene debeline



Slika 91: Interakcijska matrika za pobočni sistem. Nanj delujejo tudi zunanji dejavniki, kot sta podnebje in geološka sestava (Phillips 2005b, 261).

prsti, potem pa stopnja preperevanja upade. Od preperevanja odvisen geomorfni sistem je dinamično nestabilen, od transporta odvisen geomorfni sistem pa je stabilen (Phillips 2005b, 263).

Preglednica 33: Stabilnost geomorfnih sistemov, ki so odvisni od preperevanja (Phillips 2005b, 267).

	preperelinska odeja	pobočje	pokrajinska enota	pokrajina
temeljna razmerja	stopnja preperevanja; vlaga; odpornost na preperevanje	ravnovesje mas; premeščanje produktov preperevanja	vzajemno prilagajanje preperevanja in denudacije	denudacija; topografija; izostazija
splošne stabilnostne razmere	nestabilno	stabilno ali nestabilno	nestabilno	nestabilno
pogoji za stabilnost	jih ni	preperelinska odeja se obdrži; denudacija je odvisna od transporta	notranje ali zunanje omejitve za denudacijo in preperevanje	jih ni
merilo ali stabilnostne razmere	debela preperelinska odeja z izbrisanimi začetnimi razlikami	erozija je večja od preperevanja; ni večjega razgaljanja matične osnove	preperevanje in denudacija sta neodvisna	nalaganje ali odstranjevanje gradiva je nezadostno, da bi spodbudilo izostatični odziv; krajša obdobja, v katerih je izostazija nepomembna

5 DATIRANJE KOT METODA ZA DOLOČANJE INTENZIVNOSTI GEOMORFNIH PROCESOV

5.1 METODE DATIRANJA

Poznamo kronometrične metode datiranja in inkrementalne in kalibrirane metode datiranja. Kronometrične temeljijo na fizikalno-kemičnih lastnostih, ki se s časom spreminjajo. Iz ocene hitrosti sprememb določimo starost pojava. Začetno stanje lahko ocenimo (kronometrična metoda) ali pa ga določimo glede na določen sezonski pojav (inkrementalna metoda). Kronometrične in inkrementalne metode datiranja imenujemo tudi absolutne metode ali radiometrične metode. Za geomorfologijo so pomembne predvsem radioogljikovo datiranje, sevalna metoda, K-Ar metoda, U-metoda in dendrokronološka metoda.

Radioogljikovo datiranje uporabljamo pri ugotavljanju starosti do 50.000 let starih poznoglacijalnih in holocenskih organskih sedimentov, na primer lesa, oglja, šote ali kosti. Les se ohrani z zasipanjem, kjer erozija poteka le občasno. Na površju razkrit les hitro razpade (Brown 1997). Metoda temelji na dejstvu, da iz dušika, ki ga zadeva visokoenergijsko kozmično sevanje v zgornji atmosferi, nenehno nastaja nestabilni ogljikov izotop ^{14}C . Starost vzorca izračunamo iz znane količine izotopa v ozračju in njegove razpolovne dobe 5568 ± 30 let. Podatek umerimo z dendrokronološkimi podatki oziroma kalibracijsko krivuljo. Starost, pridobljena z metodo ^{14}C , je tako ocena števila let, ki so potrebna, da se z radioaktivnim razpadom količina ^{14}C v odmrlem organizmu zmanjša na količino, ki je bila izmerjena v analiziranem vzorcu. Starost izrazimo v letih pred sedanostjo z izhodišnim letom 1950 (Odredba 2005).

5.2 NAJDIŠČE LESA IN REZULTATI ^{14}C ANALIZE

Dne 12. 8. 2004 sem na vrhu slemena Smolevca v Žibršah na nadmorski višini 700 m, opazil, da je nad razkrito podlago iz zgornjetriasnega plastovitnega in močno pretrtega dolomita, katerega plasti so usmerjene proti jugozahodu in nagnjene za približno 20° , sloj prsti, ki ga pokriva dolomitni grušč. Na grušču je recentna prst, v kateri so zrastle debela borova drevesa.

Na sprani površini temnega sloja prsti je izstopal košček pooglenelega lesa. Razkriti so bili štirje delci, veliki od 0,6 do 3 cm. Na največjem so bile še vidne letnice. Ker sem domneval, da les ni novodobni, sem koščke poslal na analizo starosti.

Po slemenu poteka cesta, ki povezuje bližnje kmetije. Pozimi in v času neurij je potrebnega stalnega popraviljanja. Na vrhu Smolevca že od 1920. leta dalje kopljejo dolomitni pesek. V kamnolomu, ki se razteza v dolžini 40 m vzdolž ceste, so do sedaj izkopali že približno 2500 m^3 gradiva. Sleme je zato znižano za približno pet metrov in uravnano. Kamnolom se danes širi proti jugozahodu, napredovanje proti jugu je zaustavil rob slemena oziroma strmo jugovzhodno pobočje. Na skrajnem jugovzhodnem delu je na robu pobočja ostala nedotaknjena desetkrat štiri metre velika in tri metre visoka skalna gmošta, ki je bila zanimiva za to raziskavo.

Na njeni severni in zahodni strani je razkrita kamninska podlaga, na južni strani je še nedotaknjeno in s travo poraslo pobočje. Spodaj je plastovit glavni dolomit z vpadom plasti 230/40. Razkriti sta dve plasti dolomita, spodaj je 40 cm kompaktne kamnine, zgornji del, ki meri 32 cm, pa sestavlja pet manjših plasti razpokanega dolomita. V spodnji plasti so 1–3 dm veliki kamninski bloki, ki jih razmejujejo razpoke, potekajoče v smereh 58/60, 135/70 in 340/70. Gostota razpok se navzgor povečuje, tako da so v najvišjem delu zgornje kamninske plasti posamezni nerazpokani kosi kamnine veliki manj kot kubični centimeter. Razpokanost je torej večja v zgornjih plasteh kot v spodnjih, kar je posledica zmrzovanja in odtaljevanja kamnine na površju in tik pod njim v času, ko kamnine še ni prekrivala prst. To je bilo verjetno v času po zadnji pleistocenski ohladitvi.

Dolomitna podlaga navzgor zvezno prehaja v 12–14 cm debelo fosilno prst temno rjave do črne barve. V njej so številni, do meter globoki žepi. Prst je nastala s preperevanjem kamnine, kar nakazu-

jejo številni korozijski zaobljeni, močno prepereli in dekalificirani delci kamnine z luknjičavo površino ter velikostjo daljše osi do 1,5 cm v spodnjem delu prstenege sloja. V zgornji polovici sloja fosilne prsti so ti delci manjši ali jih ni. Drobni delci prsti so sprani v večje navpične razpoke v kamnini, ki segajo do dva metra globoko.

Dva centimetra nad stikom kamnine s fosilno prstjo sem opazil temno obarvane pooglenele delce lesa. Razkriti so bili štirje delci. Največji delec v obliki diska je deloma še zakrivala prst. Ploščata stran je bila obrnjena navzgor, na njej so bile vidne letnice. Delec je bil orientiran proti severovzhodu (62°) in nagnjen za 58° . Razkrita površina je merila 3 krat 2 krat 1,5 cm. Njegov najvišji del je bil 4,8 cm, rob ploskve z letnicami 3, cm in spodnji del 2,6 cm nad skalno podlago. Ob največjem delcu je bil manjši delec pravokotne oblike, razkrit v velikosti 0,8 krat 1 krat 0,6 cm. Od njega se je že odkrojila manjša plast, ki je ležala nekoliko nižje. Oba delca sta bila orientirana proti severozahodu (310°) in nagnjena za 50° . Delec velikosti 1,5 krat 1,5 krat 0,7 cm je ležal na najnižjem mestu v prstenem sloju, 2 cm nad kamnino. Bil je pomaknjen nekoliko navzven, usmerjen proti severu (10°) in nagnjen za 65° . Delce sem odstranil za kasnejšo analizo in potem v prsti našel še nekaj manjših delcev, ki so skupaj tehtali 9,1 g. Če bi poznal starost lesa, bi lahko sklepal na čas zasutja lesa, posredno pa na splošen geomorfni razvoj območja. Proces je bil nenaden, da je v prsti nastalo redukcijsko okolje, ki je preprečilo, da bi leseni delci prepereli. To bi bil tok drobirja manjših razsežnosti, ki je na to mesto prenesel razmočeno gradivo, ali podorno gradivo. Možen je tudi vpliv človeka.

Najvišji sloj je recentna prst, ki je nekoliko tanjša od fosilne. Površje porašča trava, z opuščanjem obdelave so v zadnjem času zrasli leskovje (*Corylus avellana*) in borovci (*Pinus silvestris*).



BLAŽ KOMAC

Slika 92: Pretrt in milonitiziran dolomit na površju posebej intenzivno prepereva. Na očiščenem prerezu je lepo vidno, da je 12–14 cm debela fosilna prst nastala s preperevanjem dolomita. V kamnini nastajajo do meter globoki korozijski žepi, v katerih je kamnina bolj preperela kot v okolici. Lepo je viden za 20° nagnjen stik med fosilno prstjo in nanosom gradiva, ki sega še najmanj 20 m po pobočju navzdol.

Če domnevam, da je les iste starosti kot fosilna prst, bi lahko les rasel v obdobju, ko so v Žbiršah vladale periglacialne razmere z okrepljenim mehanskim preperevanjem. Na ta način bi lahko nastalo dovolj gradiva za zasutje. To postavi nastanek najdišča bodisi v malo ledeno dobo med 15. in 18. stoletjem ali pa v sklepno obdobje zadnjega sunka poledenitve, v pozni würm pred približno 8000 leti.

Prst nastaja zelo počasi z zapletenimi procesi pedogeneze, ki potekajo s hitrostjo $0,01\text{--}0,1\text{ mm a}^{-1}$ (Lovrenčak 1994, 47; Čeh 1999, 6; Mikoš in Zupanc 2000, 419). Na ravnem površju, kjer hitrost nastajanja prsti močno presega stopnjo njenega odstranjevanja, se preperelina lahko obdrži na površju tudi več milijonov let. Tak primer je na apalaškem piedmontu v ZDA (Pavich 1989; citirano po: Phillips 2005b, 263). Glede na ugotovitve Šifrerja (1997) lahko domnevam, da bi bila 12–14 cm debela fosilna prst holocenske starosti, torej stara približno 10.000 let. Na kvartarnih terasah na primer nastaja preperelina oziroma prst s povprečno hitrostjo $0,012\text{ mm a}^{-1}$.

Preglednica 34: Hitrost nastajanja prepereline, izračunana iz njene starosti in debeline (prirejeno po: Šifrer 1997).

	debelina prepereline oziroma prsti (mm)	začetek obdobja (leta)	izračunana (ocenjena) intenzivnost nastajanja prepereline (mm a^{-1})
donau	do 10.000	575.000	0,017
günz 1	5500–6000	300.000	0,018
mindel	2500–3000	180.000	0,014
riss	750	120.000	0,006
würm 1	300	70.000	0,004
		povprečno	0,0120



Slika 93: Košček lesa je razkrilo kopanje v kamnolomu. Lepo so vidni plast fosilne prsti na prepereli dolomitni podlagi, nanos dolomitnega drobirja in recentna prst, poraščena s travo.



BLAŽ KOMAC

Slika 94: Najdišče z lepo vidnimi zaporednimi sloji kamnine, fosilne prsti, dolomitnega drobirja in recentne prsti ter temnimi koščki lesa. Geomorfološko kladivo v višino meri 33 cm.



BLAŽ KOMAC



BLAŽ KOMAC

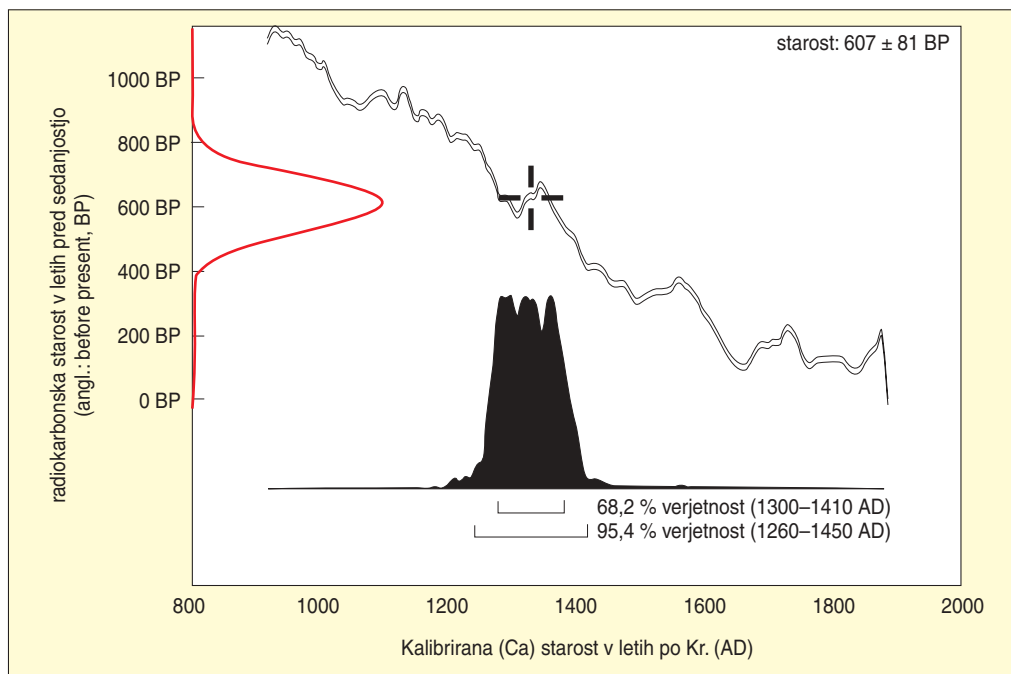
Slika 95: V ospredju slike je pri merilu (1 cm) viden košček lesa. Nad fosilno prstjo je svetlo do temno siv in 14–70 cm sloj dolomitnega drobirja iz ostrorobatih, deloma zaobljenih in do nekaj centimetrov velikih dolomitnih delcev, ki jih je povezovalo temno vezivo. Veziva je ponekod več, drugod manj, kar je bodisi posledica neenakomernega usedanja gradiva bodisi posledica spiranja. Prehod iz fosilne prsti v ta sloj je zelo izrazit, nenaden, vrzel vpada 12° proti jugozahodu.

Slika 96: Košček lesa je ležal v spodnjem delu fosilne prsti, tik nad preperelo matično kamnino. Lepo je vidno, kako se z višino povečuje preperelost zgornje plasti matične kamnine. V višjih legah je kamnina zaradi nekdanje izpostavljenosti površju močno preperela, spodaj je kompaktna. Pet segmentov, ki se razlikujejo po stopnji razpadlosti, je označenih s števkami 1–5.



BLAŽ KOMAC

Slika 97: Koščki lesa od blizu. Na največjem je mogoče razpoznati letnice. Merilo meri 1 cm.



Slika 98: Kalibracijska krivulja za ^{14}C analizo. S križcem je označena lega starosti vzorca z Žibrš.

Deglaciacija je v Vzhodnih Alpah nastopila pred približno 15.500 leti, ko naj bi se v 1000–2000 letih stalo 50–60 % ledu (Verbič 2004, 189). Prodniki v terasah riške starosti so prepereli 2–3 mm globoko (Šifrer 1997), dolomitni delci v fosilni prsti v Žibršah pa so prepereli 1–1,5 mm globoko. Iz tega sklepam na zgodnjewürmsko starost prsti, vendar je potrebno pripomniti, da je kemično preperevanje dolomita zaradi njegove poroznosti in pretrstosti zelo intenzivno (Zupan Hajna 2003).

Toda z radioogljikovo analizo, ki so jo opravili na Inštitutu Ruđer Bošković v Zagrebu, so ugotovili največjo starost vzorca 605 ± 80 let. Les je nastal v času 1300–1410 A. D., sredina frekvenčne razporeditve verjetne starosti je leto 1355 A. D. Iz starosti lesa sklepam na starost nanosa, ki je prekril fosilno prst. Domnevam, da je starost nanosa najverjetneje nekoliko nižja od starosti lesa, ki ga je nanos prekril.

5.3 MOŽNI VZROKI NASTANKA NANOSA

5.3.1 ZASUTJE KOT DELO ČLOVEKA

Vsekakor je možno, da je gradivo zasul človek. V 14. stoletju je ravno potekala kolonizacija tega območja. Nanos je lahko nastal ob uravnavanju območja zaradi nadelave poti, kot posledica uravnavanja površja zaradi izdelave ogljene kope ali posledica pospešene erozije po izsekavanju gozda. Širša okolica Žibrš, naselitvena območja in otoki iz predslovenskih časov sredi notranjskih gozdov, so bili naseljeni že v rani slovenski dobi, Logatec pa je že iz rimskih časov znan kot pomemben kraj (Blaznik, Grafenauer, Zwitter 1970, 68).

V Sloveniji je v času od 12. do 15. stoletja potekala mlajša kolonizacija, v 13. in 14. stoletju pa se je naselitveni tok preusmeril v višje, hribovite in z gozdom porasle pokrajine. Ob mlajši kolonizaciji so nastajala manjša razložena naselja, ali samotne kmetije s poljem v celku. Naselja so v hribovitem svetu razložena, višje prevladujejo samotne kmetije s celki. V tem času so naselbine rasle sredi gozdov na pobočjih, na manj plodnih območjih ter na območjih, kjer je zemlja manj primerna za obdelovanje. S to kolonizacijo se je od 13. do 15. stoletja število naselij na Slovenskem pomnožilo in v ugodnih legah ponekod celo preseglo število današnjih naselij (Blaznik, Grafenauer, Zwitter 1970, 78).

Kolonizacija Žibrš je verjetno potekala v času mlajše kolonizacije, ki je trajala od 13. do 14. stoletja. Po ljudskem izročilu naj bi bile Žibrš poseljene šele mnogo kasneje. Še je ohranjen spomin na naselitev, ki naj bi se zgodila pred tristo leti. Prvotni prebivalci so izkrcili gozd, prva dejavnost je bila oglarjenje. Domačini celo pomnijo vrstni red nastanka prvih petih kmetij. Ustno izročilo bi se verjetno zelo težko ohranilo vse od 14. stoletja.

Tudi »... v *klimatskem* oziru...« (Blaznik, Grafenauer, Zwitter 1970, 78) je bilo v 14. stoletju vse manj za obdelavo primerne zemlje. Zato so morali naseljenci v višinski gozd na naporno krčenje. Naselja, ki so nastala s krčenjem višje ležečega gozda, so na pobočjih Selške in Poljanske doline, na hlevnovrškem ozemlju v okviru loškega gospodstva, ki je bilo kolonizirano šele v prvi polovici 14. stoletja. Kolonizacija iste vrste je potekala še v okolici Idrije, Vojskega in Trebuše ter na območju med Vrhniko, Logatcem in Idrijo, v okolici Polhovega Gradca in na nekaterih območjih med Barjem in Cerkniškim poljem (Blaznik, Grafenauer, Zwitter 1970, 78–79).

Druga možnost je, da so gradivo nasuli ob delovanju kamnoloma. Glede na stanje v okolici najdišča nanos zagotovo ni mlajši od nekaj deset let. Bližnja pobočja so porasla z debelimi borovimi drevesi, zato je skoraj gotovo, da nanos ni mlajši od 50 let. Glede na domnevo, da je nanos nastal hipoma in glede na velikost nanosa trdim, da ni nastal s počasnim nametavanjem gradiva z lopato ali podobnim orodjem. Nanos je starejši od nekaj desetletij, saj se je na njem razvila recentna prst.

Po slemenu Žibrš pri Logatcu poteka makadamska cesta, ki povezuje bližnje kmetije. V priročnem kamnolomu že nekaj desetletij kopljejo dolomitni pesek, saj je cesta pozimi in v času neurij potrebna stalnega popraviljanja. S kopanjem so po pripovedi domačinov začeli Italijani, ki so potrebovali gradivo

za izdelavo mejnih kamnov za takratno bližnjo državno mejo. Mejni kamni so vzdani v jugovzhodno steno gospodarskega poslopja domačije Pri Tumletu.

5.3.2 HLADNA PREDHOLOCENSKA ALI HOLOCENSKA OBDOBJA (MALA LEDENA DOBA)

Nanos pa je lahko tudi naravnega izvora. Približno v tistem času je nastopilo približno 450 let dolga mala ledena doba. Prej je v Evropi vladalo v obdobju 700–1300 po Kr. z viški v letih 750 in 1050 toplo podnebje atlantske dobe, ki jo imenujemo tudi srednjeveški podnebni optimum (The little ice age 2004). Povprečna letna temperatura je bila po različnih podatkih za 1–2 °C višja od današnje. Na območju današnje Nemčije, kjer vinogradi danes uspevajo na višini 560 m, so rasli do 780 m nadmorske višine (Douglas 2004). V Angliji, Franciji in Nemčiji so v letih 1080–1180 zabeležili mile zime in sušna poletja. Islandijo, ki je dosegla poselitveni višek v 12. stoletju s 70.000 prebivalci, so poselili leta 874, leta 985 se je začelo naseljevanje Grenlandije (The little ice age 2004).

Do ohlajanja ozračja prišlo ob koncu 12. stoletja, kar dokazuje padec vsebnosti izotopa kisika ^{18}O v vzorcu ledu z Grenlandije, zgodovinarji pa postavljajo začetek male ledene dobe v sredino 14. stoletja, ko so Vikingi zapustili obalna naselja Grenlandije (The Little Ice Age 2004).

Podnebni prehod v malo ledeno dobo, ki je najhladnejše obdobje v zadnjih 3000 letih, je bil zelo oster, ohladitev je trajala približno petsto let. V tem času razlikujemo tri hladna obdobja (14., 17. in 19. stoletje) in dve topli (16. in 18. stoletje). Bolj so se znižale zimske temperature kot poletne, gozdna meja se je v severni Nemčiji spustila za 100–200 m, v Alpah za 70–300 m, pri Ferskih otokih se je temperatura morja znižala za 5 °C glede na današnjo (Lamb 1977, 1984; citirano po: The Little Ice Age 2004; Lewis 2001).

Hitro ohlajanje podnebja je skrajšalo rastno dobo rastlin, pogostejše se je pojavljala zmrzal, povečala se je oblačnost. Vlažna poletja so zmanjšala letino žit in vina. Na višku male ledene dobe je bila rastna doba skrajšana za 3–4 tedne ali za petino časa med majem in septembrom (Manley 1957; citirano po: The Little Ice Age 2004).

Zaradi zmanjšanja letin je upadlo število prebivalstva. Zaradi lakote, bolezni, neurij in naraščanja ledenikov je bilo opuščenih ali uničenih veliko kmetij. Posledica je bila nižja vsota zbranih davkov in znižanje vrednosti lastnine (Lamb 1995; citirano po: The Little Ice Age 2004).

V Alpah so napredujoči ledeniki uničevali naselja in plodna zemljišča ter z zajezevanjem rek povzročali poplave. V sedimentih alpskih jezer so zabeležili šest holocenskih napredovanj ledenikov, zadnje sodi v čas male ledene dobe (Karlen in ostali 1999; citirano po The Last 1000 years 2004).

Pelodne analize v Južnem Ontariu v Kanadi so pokazale, da je toploljubno bukev kot prevladujočo drevesno vrsto po letu 1400 zamenjal najprej hrast in kasneje bor. Po večjih podnebnih spremembah je bilo za prilagoditev drevesne populacije novim razmeram potrebnih več stoletij (Campbell in McAndrews 1993; citirano po The Little Ice Age 2004).

Podnebne spremembe v zadnjih 2000 letih so vplivale tudi na geomorfne procese. V obdobju 900–300 pr. Kr. je bilo v severovzhodni Španiji tako imenovano železnodobno hladno obdobje, v katerem je prevladovalo odlaganje gradiva. Sledilo je toplo in sušno obdobje z vrezovanjem vodotokov, ki od leta 300 pr. Kr. do leta 1450 po Kr. Po letu 1450 je spet nastopilo hladno podnebje obdobje s prevlado odlaganja gradiva (Gutiérrez-Elorza in Peña-Monnél 1998).

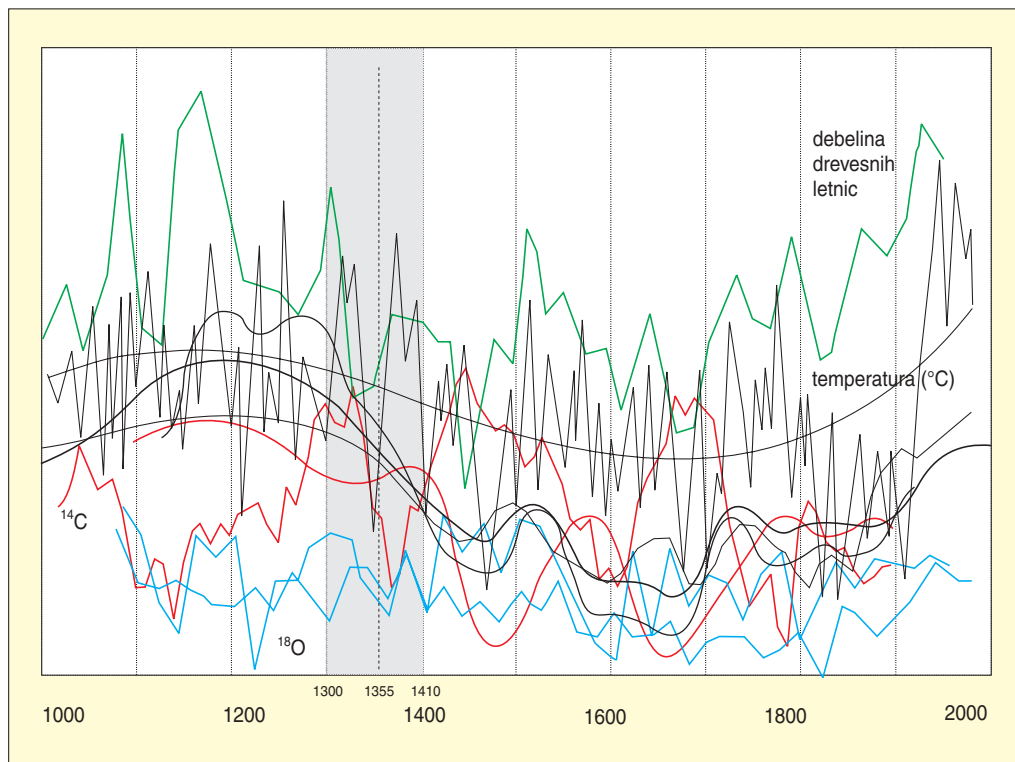
Na Slovenskem je v času od 16. do 18. stoletja zaradi fužinarstva naraščal pomen gozda. Gozd je prizadelo pašniško kajžarstvo, ki se je pojavljalo že od 14. stoletja dalje. Kajžarji so se naseljevali na srenjski zemlji, na kateri je manjkalo vode, ali je bila zamočvirjena zaradi slabega vzdrževanja, kar je bilo posledica lege, slabega vzdrževanja in neugodnih podnebnih razmer. Na takih gmajnah je paša zadostovala le za nekaj tednov v letu (Blaznik 1970, 154–155).

Kmetje so pridelali manj sena in so si pozimi pomagali s slamo. »... Na neki gosposčini v nemškem delu Štajerske so okr. 1700 preizkušali izboljšanje krmljenja s slamo, posebej pripravljeno in mešano z drugimi sestavinami za ta namen ...« (Novak 1970, 363). Podobne načine krmljenja so uvažali tudi drugod. Kmetje so si pozimi pomagali celo s pokladanjem slame s streh za krmo (Novak 1970).

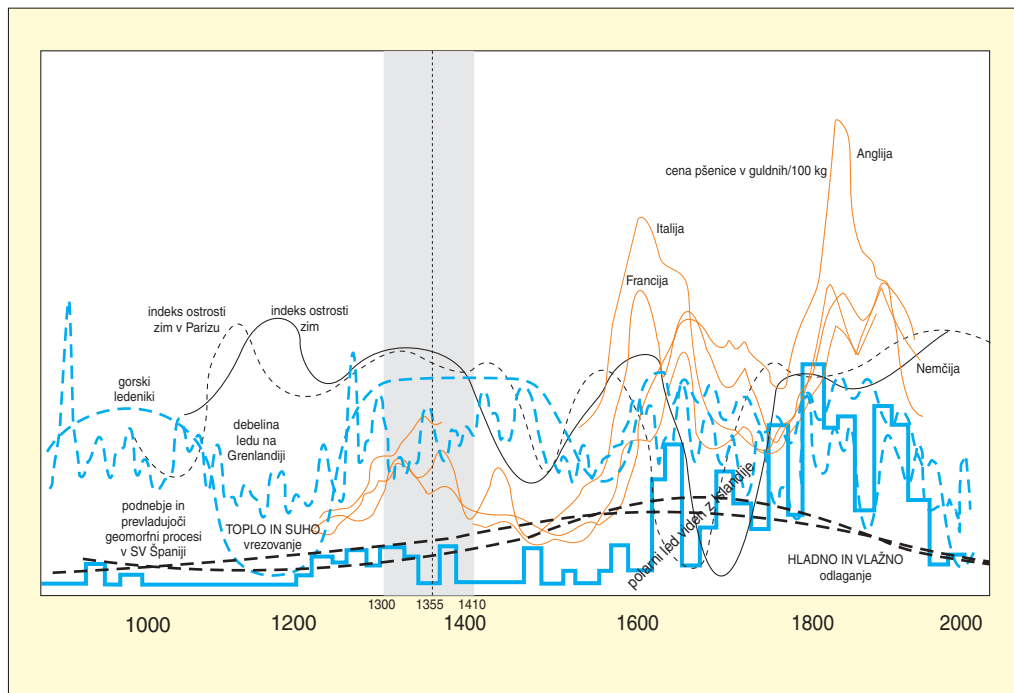
Opuščali so gojenje vinske trte, ki je ena od najstarejših kulturnih rastlin in »... uspeva le v določenih podnebnih pogojih, od katerih je odvisna njena geografska razširjenost ...; zahteva toplo in suho poletje in ne prenese hude zime ...« (Valenčič 1970, 281). V srednjeveški topli dobi se je vinogradništvo razširilo po vsem slovenskem ozemlju tudi na ozemlja z manj ugodno prstjo in podnebjem, trta se je pomikala proti severu (Valenčič 1970, 289). V 14. stoletju se je vinska trta umaknila južneje, v Angliji so vinogradi popolnoma izginili (Tannberg in ostali 2000; citirano po: Little ice age in Europe 2004). Opuščanje pridelave vinske trte na Gorenjskem povezujejo zgodovinarji s spremenjenimi prometnimi razmerami, implicitno pa z vplivom podnebja (Valenčič 1970, 289–290).

Ob koncu srednjega veka se je pojavila nova kulturna rastlina – ajda. Njena domovina je Srednja Azija, od koder so jo mongolski narodi na pohodih zanesli proti zahodu. Prvič je omenjena v gornjegrajskem urbarju iz leta 1426. Sejali so jo verjetno že prej, v 16. stoletju pa so jo sejali po vsem slovenskem ozemlju. Z uvedbo ajde je prišlo do prve pomembne spremembe sistema natriletnega kolobarjenja. Sledila je ozimnemu žitu kot strniščni posevek, kar ji omogoča »... njena kratka vegetacijska doba, ki traja do 90 dni ...« (Valenčič 1970, 257). Uvedba ajde je tudi prilagajanje kmetijskega gospodarjenja spremenjenim podnebnim razmeram, saj se je z njeno uvedbo povečala izraba obdelane zemlje (Valenčič 1970, 257).

Ohladitev za stopinjo ali dve je velika. Danes je povprečna razlika med povprečno letno temperaturo najhladnejšega in najtoplejšega leta v večini slovenskih krajev 2 °C. Povprečna letna temperatura zraka se na vsakih 100 m zniža za 0,53 °C, povprečna letna maksimalna temperatura za 0,64 °C in povprečna



Slika 99: Temperatura, debelina drevesni letnic, količina ¹⁴C v ozračju in količina ¹⁸O v ozračju v času male ledene dobe (The Little Ice Age 2004). S sivo barvo je označeno obdobje, v katero spada najdeni les.



Slika 100: Indeks ostrosti zime za Pariz, debelina gorskih ledenikov v Alpah in ledu na Grenlandiji, cene pšenice na evropskih trgih, polarni led, ki je bil viden z Islandije ter geomorfni pomen podnebja na primeru Španije v mali ledeni dobi (Gutiérrez-Elorza in Peña-Monné 1998; The Little Ice Age 2004). S sivo barvo je označeno obdobje, v katero spada najdeni les.

letna minimalna temperatura za $0,42^{\circ}\text{C}$. V današnjih razmerah je povprečna letna temperatura 0°C na nadmorski višini približno 2150 m, povprečna minimalna temperatura 0°C na nadmorski višini približno 1500 m in povprečna maksimalna temperatura 0°C na nadmorski višini približno 2650 m (Klimatografija Slovenije 1995, 12–13).

Po analogiji bi bila v mali ledeni dobi ob znižanju povprečne letne temperature za $1,5^{\circ}\text{C}$ povprečna letna temperatura 0°C na nadmorski višini 1850 m ali 300 m nižje. Povprečna minimalna temperatura 0°C bi bila približno 350 m nižje, povprečna maksimalna temperatura 0°C pa 235 m nižje kot danes, na nadmorski višini 2415 m.

Povprečna letna temperatura na nadmorski višini Žibrš je danes približno $7,5^{\circ}\text{C}$ ($6\text{--}8,5^{\circ}\text{C}$), povprečna minimalna temperatura $3,4^{\circ}\text{C}$ in povprečna maksimalna temperatura $12,2^{\circ}\text{C}$. Ob znižanju temperature za $1,5^{\circ}\text{C}$ bi bila povprečna letna temperatura v Žibršah 6°C , kar bi ustrezalo razmeram na današnji nadmorski višini 1025 m. Tam danes uspeva gozd, vendar tudi kmetijske površine – krčevine.

V današnjih razmerah se zgornja gozdna meja v Julijskih Alpah zvišuje od predgorja proti osredju in sega od 1600 m na črti Matajur–Vogel–Črna prst prek 1700 m na črti Kanin–Krn–Bohinj do 1900 m v okolici Triglava. V južni Sloveniji je gozdna meja nižje, na Snežniku je 1540 m visoko in na Trnovskem gozdu v višini 1450 m (Lovrenčak 1987).

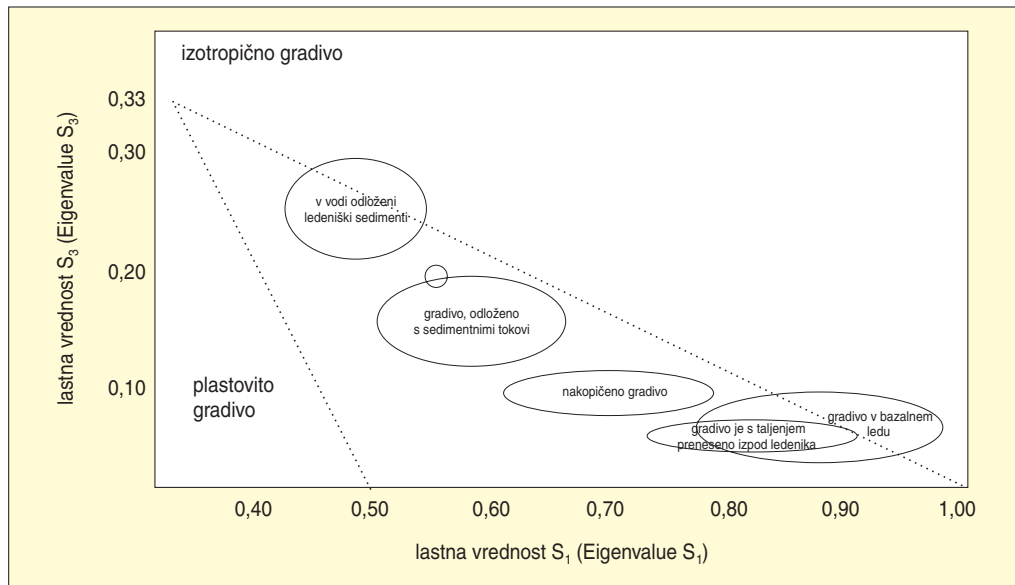
V mali ledeni dobi se je tudi gozdna meja pomaknila za približno 300 m nižje in bi segala v Julijskih Alpah do nadmorske višine 1300–1600 m, v južni Sloveniji pa do nadmorske višine 1100–1200 m. Torej bi segala nekoliko nad najvišje predele Žibrš.

5.3.3 ANALIZA USMEREJNOSTI KAMNINSKIH DELCEV IN INTERPRETACIJA PREMIKANJA GRADIVA

Ker v naših podnebnih razmerah na nadmorski višini 1200 m danes ni periglacialnih procesov, lahko ovržem domnevo o vplivu podnebnih sprememb male ledene dobe na geomorfne procese v Žibršah. Hipotezo sem preveril z analizo sedimenta, s katero ugotovimo način transporta gradiva. Dne 21. 1. 2005 sva z dr. Milošem Bavcem z Geološkega zavoda Slovenije opravila meritve usmerjenosti kamninskih delcev ali klastov v gradivu, ki je zasulo fosilno prst. Merila sva usmeritev daljših osi podolgovatih kamnov, ki imajo razmerje med osema a (najdaljša) in b (srednja) večje od 3 : 2. Meritev vpada in usmerjenosti daljših osi kamninskih delcev velikosti nad 2 cm, z razmerjem osi ($a : b$) > (3 : 2), je potekala z geološkim kompasom. Meritev je bila težavna zaradi zamrznjene podlage in majhnega števila dovolj velikih in pravilno oblikovanih delcev.

Izmerjene vrednosti sem vpisal v računalniški program *StereoNett* (Duyster 1998), ki omogoča izračun lastnih vektorjev in njihovih lastnih vrednosti (S_1 , S_2 in S_3). Te kažejo smer največje koncentracije usmerjenosti delcev. Za sedimente sedimentnih tokov je značilna dvosmernost kamninskih delcev, saj se jih del usmeri pravokotno na smer sedimentnega toka, večji del vzporedno z njim (Lindsay, 1970, 630). Usmerjenost delcev je v klastičnih sedimentih urejena, saj se v strukturi sedimenta ohrani informacija o načinu transporta in odlaganja. Zato je mogoče obnoviti razmere, ki so vladale ob nastanku sedimenta (Lindsay, 1970). Metoda analize usmerjenosti kamninskih delcev uporabljajo za ugotavljanje starosti kvartarnih sedimentov (Bavec 2001; Verbič 2004), redkeje pa za ugotavljanje starosti drugih kamnin, površja ali reliefa.

Metoda tridimenzionalnega vektorskega ugotavljanja usmerjenosti daljših osi kamninskih delcev temelji na izračunu lastnih vektorjev in njihovih vrednosti variančno–kovariančne matrike. Z matriko izračunani lastni vektorji so enaki smeri osi elipsoida. Njegova oblika je definirana z usmerjenostjo kamninskih delcev. Lastni vektor V_1 ima smer največje koncentracije smeri kamninskih delcev, V_3 leži pravokotno na



Slika 101: Diagram S_1/S_3 za določanje geneze sedimentov oziroma diamiktov. S krožcem sta označeni vrednosti S_1/S_3 za gradivo v Žibršah (prirejena po: Dowdeswell in ostali 1985, 697; Bavec 2001, 20; Klein in Davis 2005).

Preglednica 35: Normalizirane Eigenove vrednosti in Eigenovi ali lastni vektorji, izračunani iz 33 meritev usmerjenosti kamninskih delcev v Žibršah.

Eigenove vrednosti	Eigenovi vektorji (azimut v stopinjah)
$S_1 = 0,46$	$V_1 = (144,4/1,1)$
$S_2 = 0,35$	$V_2 = (54,4/2,1)$
$S_3 = 0,19$	$V_3 = (262,1/87,7)$

ravnino največje koncentracije. Lastne vrednosti S_1 , S_2 in S_3 določajo stopnjo koncentracije usmerjenih delcev po posameznih smereh. Vrednost S_1 je merilo stopnje prevladujoče koncentracije v smeri V_1 . Ker so daljše osi kamninskih delcev v talni moreni usmerjene v smeri toka ledeniškega ledu, v sedimentnih tokovih približno v smeri toka gradiva, sta daljša os elipsoida in vektor V_1 usmerjena v smeri toka. Iz lastnih vrednosti je mogoče s primerjalnim diagramom (Dowdeswell in ostali, 1985, 697) genetsko opredeliti posamezne sedimente. Podatke sem vnesel na spodnjo poloblo Schmidtove mreže in izdelal konturne diagrame, na katerih sem označil prevladujočo usmerjenost kamninskih delcev. S primerjavo vrednosti S_1 in S_3 (Dowdeswell in ostali 1985, 697) ter z diagramom sem genetsko opredelil posamezne sedimente (Bavec 2001).

Glede na orientiranost kamninskih delcev lahko ugotovimo, da je pri premikanju gradiva najverjetneje šlo za naraven proces in ne za delo človeka. Premik najverjetneje ni nastal zaradi soliflukcije, saj temperature v mali ledeni dobi niso bile dovolj nizke. Vzrok je bil drug hipen proces.

5.3.4 HIPOTEZA O NASTANKU NANOSA NAD FOSILNO PRSTJO

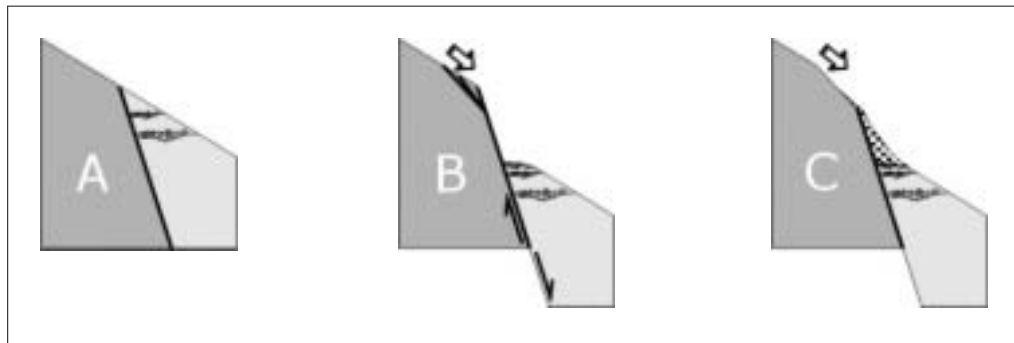
Površje v Žibršah je zanimivo, ker so na njem nastali številni dolci (Komac 2003b). Vmesna dolomitna pobočja so vegasta in ponekod stopničasto sledijo plastovitosti dolomita. Možno je, da bi gradivo v nižjo lego prišlo zaradi podiranja takšne stopnje na pobočju. Hipotezo sem ovrgel na podlagi lege najdišča na južnem skladnem pobočju. Obstaja še možnost, da se je gradivo v nižjo lego posulo zaradi potresa. Razlaga temelji le na eni meritvi starosti in na meritvah usmerjenosti kamninskih delcev in jo bodo z gotovostjo potrdile ali ovrgle šele paleoseizmične raziskave.

Vzdolž grebena poteka prelom, ob katerem je dolomit pretrt, da je iz njega nastal pesek, ki ga izkorišča kamnolom. Domnevam, da je vzdolž preloma prišlo do premika in nastanka stopnje v reliefu. Ker je kamnina zaradi tektonskega delovanja in mehanskega preperevanja zdrobljena, bi se stopnja ob potresu lahko podrla, gradivo bi v nižjo lego spolzelo v toku gradiva. Gradivo prekriva površje še v dolžini približno 20 m.

Les, ki je ležal v fosilni prsti, ima radioogljikovo starost 605 ± 80 let in ga z veliko gotovostjo postavljamo v obdobje 1300–1410 po Kr. Najbolj verjetno leto zasutja lesa je 1355 po Kr.

Leta 1348 je Kranjsko prizadel močan tako imenovani beljaški potres. V zadnjem času ugotavljajo, da bi bila zanj boljša oznaka furlanski potres, saj je bil njegov epicenter v Furlaniji (Zorn 2002). Potres z žariščem v globini 7 km, jakostjo 6,5 po Richterju in največjimi učinki, ocenjenimi na X. stopnjo po EMS, je nastal 25. 1. 1348 med 14. in 15. uro po svetovnem času. Ob tem izjemno močnem potresu se je po Valvasorju na Kranjskem, Koroškem in Štajerskem porušilo 26 mest ter 40 cerkva in gradov. Tresenje so čutili do Neaplja, Rima, Firenc, Strasbourga, Lubecka (Lužice) in Krakova. Pri tem so se z južnega pobočja Dobrača (2166 m) pri Beljaku sprožili podori (Zorn 2002; Najmočnejši potresi 2005).

Če je bil epicenter potresa, ki je prizadel območje današnje zahodne Slovenije, zares v Furlaniji ali na zahodu Slovenije, bi lahko ob njem prišlo do premika vzdolž Idrijskega ali njemu vzporednega preloma. Pri tem pa bi lahko nastala manjša stopnja, ob kateri bi se premaknilo gradivo, ki je zasulo najdeni les. Razlago potrjuje gosta mreža prelomov na tem območju, ki so navezani na idrijski prelom (Komac 2003a; 2003b).



Slika 102: Nad levi je prikazano začetno stanje. Pobočje nad prelomom je v ravnovesju, razvila se je prst. V sredini je prikazano nestabilno stanje po premiku desnega bloka ob potresu. Temu mu sledi odlaganje gradiva, ki izravna površje (Faults 2005).

Na dolomitnih območjih se zaradi krušljivosti dolomita, njegove majhne prepustnosti ter šibke izraženosti kraških in rečnih pojavov (Komac B. 2004), sedimenti pogosto ohranijo daljši čas kot drugje. Dolomitna območja so zelo pomembna za ugotavljanje dinamike razvoja reliefa za razliko od apnenčastih, kjer si pri ugotavljanju starosti površja pomagamo z jamskimi sedimenti, zlasti ko so izpostavljeni na površju, in za razliko od rečnega (fluvialnega) reliefa, kjer denudacija in erozija sproti odstranita večino prepereline.

Podobna pojava so ugotovili v peskokopu na Orlah (Placer 2004, 235), kjer izkoriščajo srednjetrojni dolomit, ki je izjemno močno pretrt zaradi lege med narivoma oziroma med karbonsko talnino in



Slika 103: V perujskih Andih je ob potresu 10. 11. 1946 vzdolž preloma nastal 5 km dolg in 4 m visok navpični premik (Vidrih 2005).

krovnino. V enem primeru se je kamninski blok pogreznil med skoraj navpičnimi prelomi, s prelomnimi ploskvami, ki so bile usmerjene proti jugozahodu (310/90, 270/60, 207/65 in 270/50). Na prvi pogled je bila vidna večfaznost premikov, najmlajši prelom 270/60 je segal do površja. V drugem primeru je bila lepo vidna prelomna ploskev 260/50, ki je oblikovala tektonski poljarek, v katerem se je v več stopnjah odložilo pobočno gradivo. Večstopenjska zapolnitev je lahko nastala s skokovitimi premiki. Podoben dokaz premikov so našli leta 1975 ob rekonstrukciji ceste med Studenim in Strmico pri Postojni, ko je bil v peskokopu ob cesti viden približno 10 cm velik vertikalni premik. Peskokop so uporabljali še nekaj let po drugi svetovni vojni, pozneje so vanj zasipali odpadno gradivo. Tam je subvertikalni prelom v smeri 270/90 nastal v že prej močno pretrtem oziroma tektoniziranem glavnem dolomitu (Placer 2004, 235).

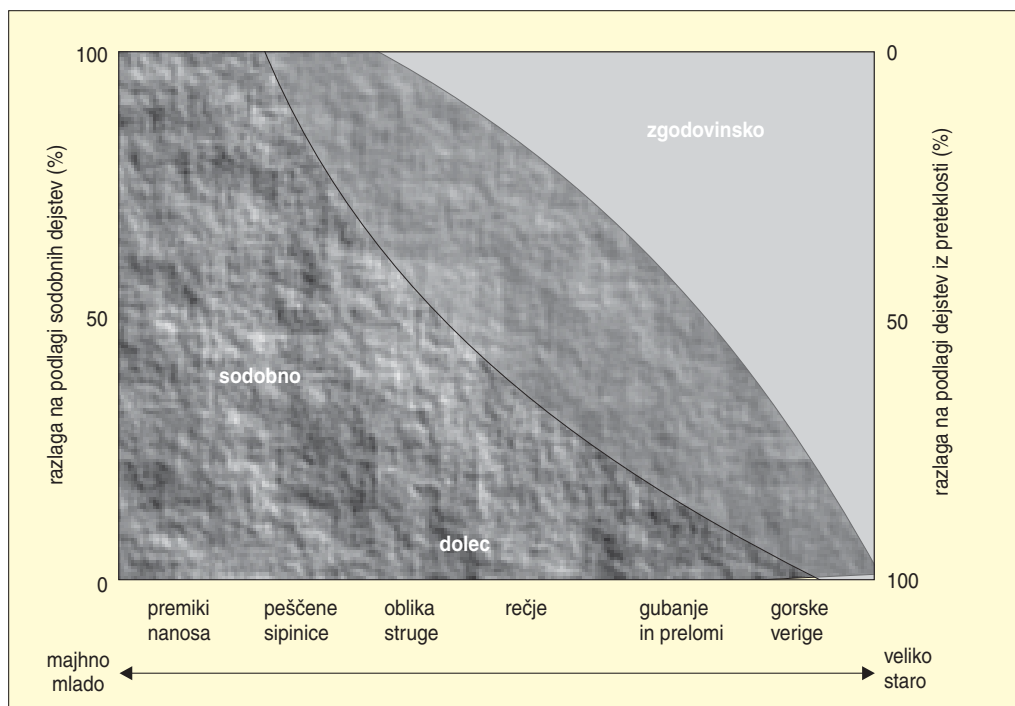
Glede na navedeno je datirani les na Žibršah morda posredni dokaz za starost polpreteklih tektonskih oziroma potresnih premikov ozemlja vzdolž preloma. Ker za to še ni nedvoumnega dokaza, dopuščam dvom in možnost, da je nasip delo človeka, saj je les v fosilni prsti iz zgodovinske dobe.

6 RAZPRAVA IN SKLEP

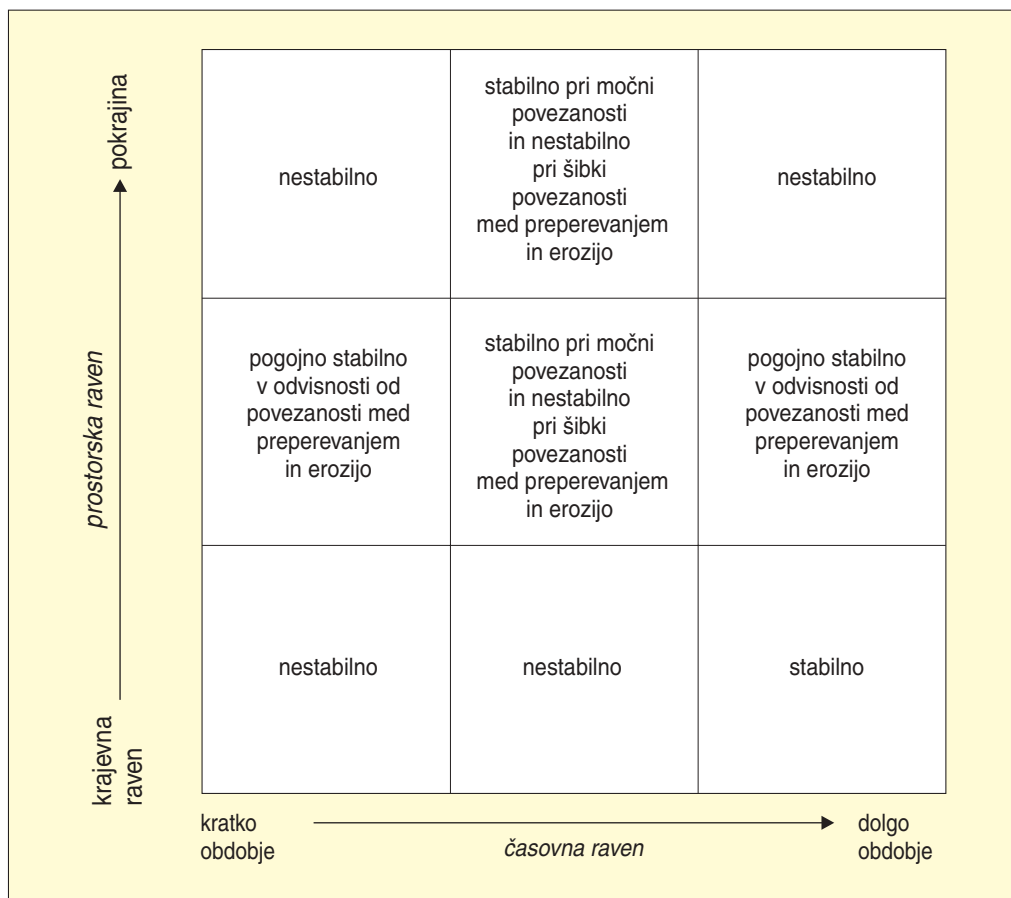
Geomorfologija je veda, ki razlaga odnose med geomorfnimi procesi in reliefnimi oblikami. Beseda geomorfologija izhaja iz grških izrazov *gea*, ki pomeni Zemlja in *morphos*, ki pomeni oblika. Je veja fizične geografije, ki preučuje relief. Relief je del pokrajine in je ena od temeljnih lastnosti Zemljinega površja. Beseda relief izhaja iz latinskega glagola *relevare*, ki pomeni ponovno dvigniti (Perko 2001, 11). Izraz sam že nakazuje, da je relief nastal z geomorfnimi procesi.

Preučevanje geomorfnih procesov na Zemljinem površju je težavno. Geomorfni procesi so z vidika človeka povečini počasni, le nekateri so zelo hitri. Na istem območju lahko obenem potekajo različni procesi. V zmerno toplem podnebнем pasu potekajo na pobočjih hkrati preperevanje, denudacija in erozija (Embleton in Thornes 1979, 1 in 4).

V geomorfologiji si pogosto zastavljamo vprašanje, ali je določena reliefna oblika nastala s sodobnimi, recentnimi geomorfnimi procesi ali pa je dediščina preteklih geomorfnih procesov. Geomorfni procesi delujejo hkrati na različnih prostorskih in časovnih ravneh, zato je težko ugotoviti, kateri je resnično oblikotvorni (Whalley in Turkington 2001, 2). Nekateri raziskave (Trudgill 1977) poudarjajo velik pomen geomorfnih procesov na mikroskopski ravni. Dejavniki na makro ravni vplivajo na to, kdaj in kje bo prišlo do procesa (pojava), dejavniki na mikro ravni pa odločajo, kako se bo to zgodilo. Zato je primerno najprej dognati splošne poteze reliefa in nato razložiti posamezne, morfometričnim študijam pa mora slediti



Slika 104: Razmerje med sodobnim in zgodovinskim v geomorfologiji. Zgornja krivulja kaže največjo vrednost sodobne komponente, spodnja pa največjo vrednost razložljive zgodovinske komponente. Med črtama je prikazana sedanost. V odvisnosti od krajevnih razmer razložimo obliko struge z 10–60 % zgodovinske komponente (Schumm 1991, 53). Ker mora biti čas opazovanja primeren opazovanemu pojavu, morajo napovedi razvoja za daljša časovna obdobja, temeljiti na najslabših možnih ali ekstremnih možnostih prihodnjega razvoja (Schumm 1991, 36).



Slika 105: Razmerje med stabilnimi in nestabilnimi geomorfnimi sistemi glede na prostorsko in časovno raven (Phillips 2005b, 268–269).

študij geomorfnih procesov na različnih ravneh (Viles 2001). Problem merila se razodeva na časovni in prostorski lestvici. Problem merila in problem časa sta podobna, povezana in ju ne moremo povsem ločiti.

Čas je merilo sprememb v geomorfnih sistemih in tudi količina za merjenje sprememb. S časom izrazimo stopnjo sprememb, izgubo energije, opravljenega dela ali spremembo entropije. Temeljna težava preučevanja reliefa je prekratko obdobje, v katerem opazujemo pojave. Delna rešitev so metode za določanje absolutne starosti sedimentov (Natek 1985; Schumm 1991, 38).

Druga težava v zvezi s časom je, da različni geomorfni in fizikalni sistemi delujejo prek različnih časovnih ravni. Reliefne oblike lahko opazujemo v sedanjem trenutku lahko pa upoštevamo tudi njihov pretekli razvoj. Večjih reliefnih oblik ne moremo razložiti le s sedanjimi razmerami in procesi, saj nastajajo skozi daljši čas in so nanje vplivale pretekle geomorfne razmere. Z naraščanjem velikosti in starosti pojavov je vedno manj lastnosti, ki jih zmoremo pojasniti (Schumm 1991, 52).

Pozornost zahteva tudi časovni razpon, v katerem potekajo geomorfni procesi. Gorstva nastajajo v milijonih let, erozijski žlebič pa v enem dnevu. Če na razvoj reliefa gledamo na ravni milijona let, se površje znižuje, manjša se potencialna energija. V kratkem obdobju opazovanja je za razvoj površja značilno zmanjševanje potencialne energije in vzpostavljanje dinamičnega ravnovesja. V še krajšem

obdobju opazovanja sistem usmerjajo negativno-povratni mehanizmi. Za najkrajše obdobje opazovanja ali sedanost je značilno stabilno stanje. Glede na časovno merilo opazovanja se (navidezno) spreminjajo tudi vzročno-posledični odnosi (Schumm 1991, 37).

Preglednica 36: Vloga prostora in časa v porečju. Spremenljivka ali opazovani pojav, ki je pomemben na določeni ravni preučevanja, je na drugi ravni lahko povsem nepomemben. Zato so rezultati in sklepi veljavni le za določen prostorski in časovni okvir (prirejeno po: Montgomery 1989, 55).

spremenljivka	ciklični pogled na razvoj površja (angl.: <i>cyclic</i>)	stopenjski pogled na razvoj površja (angl.: <i>graded</i>)	ravnovesen pogled na razvoj površja (angl.: <i>steady</i>)
čas	neodvisno	nepomembno	nepomembno
začetni relief	neodvisno	nepomembno	nepomembno
geološke razmere	neodvisno	neodvisno	neodvisno
podnebje	neodvisno	neodvisno	neodvisno
relief in hipsometrične značilnosti	odvisno	neodvisno	neodvisno
vodni odtok in odplavljanje gradiva	odvisno	neodvisno	neodvisno
morfologija rečja	odvisno	odvisno	neodvisno
morfologija pobočja	odvisno	odvisno	neodvisno
pretok vode	odvisno	odvisno	odvisno

Prostor je za geomorfologijo pomemben z vidika merila in velikosti. Čeprav ni prostorskega merila, v katerem bi lahko opazovali naravne sisteme, najbolje razumemo pojave, ki so blizu človeški ravni zaznavanja. Naše dojemanje sega v časovnem smislu od desetine sekunde do nekaj deset let, v prostorskem pa od desetine milimetra do nekaj kilometrov. Zato je izbor merila opazovanja odvisen od preučevanega problema. Z velikostjo pojavov narašča njihova kompleksnost, zato je preučevanje težje. Preučevanje pa ne more temeljiti zgolj na velikosti pojavov (Schumm 1991, 42).

V površje je kot na palimpsest vtisnjeno vse preteklo dogajanje. Učinki recentnih procesov so praviloma najbolj vidni, učinki oddaljenih so že zabrisani z drugačnimi recentnimi procesi. Površje je večgeneracijsko, zato je pretekli razvoj pomemben za razumevanje sedanjega in prihodnjega stanja. Po De Martonnu je geomorfologija »... *znanost o sedanjosti, obrazložena s preteklostjo* ...« (Belec 1983, 15). Dinamična in historična geomorfologija si teoretsko nasprotujeta, praktično pa dopolnjujeta. Historična geomorfologija razlaga površje kot dediščino preteklosti. Sedanje stanje je ključ za razumevanje preteklih dogodkov. V geomorfologiji se je to mišljenje uveljavilo kot načelo uniformizma ali aktualizma. Sedanjost malo pove o preteklosti, preteklost pa veliko pove o sedanjosti: »... *Današnji zapisi geomorfnih procesov v pokrajini ne odražajo dovolj dobro dolgoročnega vedenja* (geomorfnega sistema), *da bi lahko na njih temeljilo razumevanje razvoja površja* ...« (Church 1980; citirano po Tinkler 1985, 200).

Preglednica 37: Kategorije človekovega spoznavanja (Bruner 1986, 6; prirejeno po Mlekuž 2004, 46).

splošne kategorije	družbenogeografske kategorije	fizičnogeografske kategorije
resničnost ali stvarnost izkustvo	to, kar je v resnici, kar koli naj že to bo izkušnja, kako se resničnost kaže v zavesti	to, kar je v resnici (geomorfní proces) način, na katerega se geomorfní proces kaže v pokrajini (reliefna oblika)
izraznost	način, na katerega je individualno izkustvo oblikovano ali izraženo	izraznost individualnega izkustva ali interpretacija reliefa, reliefne oblike (geomorfološki zemljevid)

V geomorfologiji je pogosto načelo analogije ali podobnosti, po katerem spoznavamo podobnost strukture različnih pojavov. Še pomembnejše je načelo homologije, po katerem spoznavamo podobnost strukture in funkcije različnih pojavov (Schumm 1991, 19). Zato geomorfologijo lahko opredelim kot vedo o vzorcih organiziranja Zemljinega površja (reliefnih oblikah) in o vzorcih njegovega preoblikovanja (geomorfnih procesih). Tudi temelj geografskega raziskovanja je preučevanje procesov in prostorske razprostranjenosti pojavov, ki so jih procesi povzročili. Bruner (1986, 6; citirano po Mlekuž 2004, 46) navaja tri temeljne kategorije geografskega preučevanja, ki so izraz človekovega pristopa: realnost, izkustvo in izraznost.

V omenjenem smislu sta geomorfološko preučevanje in razlaga razvoja Zemljinega površja vedno in povsod samo interpretacija tega, kar v resnici je. Če bi zmogli opraviti končno mnogo meritev, bi še vedno ne zadoščalo, saj bi vedno ostal košček Zemljinega površja, ki ga naše merilne naprave ne bi mogle zaobseči: »... *Prav tako obstaja tudi Mandelbrotova množica. Obstajala je, preden sta jo začela Peitgen in Richter pretvarjati v umetnost, preden sta Hubbard in Douady dojela njeno matematično bistvo, še celo preden jo je odkril Mandelbrot. Obstajala je takoj, ko so znanstveniki zgradili neki kontekst – ogrodje kompleksnih števil in pojem iteriranih funkcij. Potem je čakala, da jo razkrijejo...*« (Gleick 1991, 225).

V zgodovini geomorfologije je bil razkorak med izkustvom in resničnostjo posledica različnega časovnega in prostorskega merila geomorfnih procesov in časa opazovanja ali dolžine človeškega življenja. Raziskovanje se v veliki meri naslanja na dognanja drugih ved, kot sta kemija in fizika, kjer je ob silovitem napredku vedno več odprtih vprašanj o bistvu ali resnični naravi procesov. Zato geomorfološka znanost v zadnjem času ni zmogla narediti koraka, ki bi ga morala narediti kot veja geografije, celovite vede o Zemljinem površju, o pokrajini.

Geomorfologija zmora danes razmeroma dobro opredeliti in inventarizirati reliefne oblike, torej povedati, da so del površja ali pokrajine. Zna jih interpretirati kot posledico geomorfnih procesov. Vendar se pri razlagi geneze pogosto zatakne, saj je v enačbi preveč neznank. Mnogokrat niti dobro ne poznamo sodobnih ali recentnih geomorfnih procesov, ki preoblikujejo površje. V že opisani enačbi ($S = k \log \Omega$), ki povezuje mikroskopsko raven sistema z njegovim makroskopskim stanjem je še preveč neznank, saj naravne razmere težko opišemo z modeli in preučujemo v laboratoriju. Razmerja, ki so prikazana v enačbi, so eden od ključev za razumevanje razmerja med geomorfnimi procesi in reliefnimi oblikami.

Zaradi širokega ali neznanega časovnega razpona, v katerem potekajo geomorfni procesi, ni znana njihova intenzivnost. Težavo rešujemo z meritvami procesov, ki so nenatančne zaradi neupoštevanja vrste ali narave (npr. velikostni red) prevladujočih geomorfnih procesov. Reliefno obliko pogosto ustvari proces, ki temelji na mikroskopsko majhnih spremembah, te pa se odrazijo na krajevni ravni. Rezultati meritev dajo le vpogled v sedanje stanje geomorfnega sistema.

Meritve ne dajo prave podobe tudi zaradi prekratkega časa opazovanja v primerjavi s časovnim razponom, v katerem delujejo geomorfni procesi. »... *Sedanjest je prekratka, da bi bila ključ do preteklosti ali prihodnosti...*« (Schumm 1991, 38). Pravzaprav v geomorfologiji vedno govorimo le o modelih, ki opisujejo preteklo stanje ali napovedujejo prihodnjega, temeljijo pa na ugotavljanju sedanjega stanja v raznolikih pokrajinah. Geomorfne procese za zgodovinsko dobo ocenjujemo posredno iz različnih kartografskih ali pisnih virov (zemljiški kataster, zapisi o potresih in plazovih), ravno tako težko pa je ugotavljanje učinkov geomorfnih procesov v starejših obdobjih, ki pa so za razvoj reliefa zelo pomembna. Zaradi ekstrapolacij so kljub sodobnim metodam pogoste napake. Določitev absolutne starosti zato odpre več vprašanj, kot pa daje odgovorov.

Geomorfološko preučevanje je po svoji naravi, *per se*, izraz izkustva. Je skratka zgolj to, kar znamo geomorfologi povedati o načinih, na katere se realnost (vplivi geomorfnih procesov na reliefne oblike) kaže v naši zavesti. Izkustvo je odvisno od uporabljenih metod, znanja raziskovalca in še drugih dejavnikov. Zato je rezultat geomorfološkega preučevanja le interpretacija reliefnih oblik, ki so posledica bolj ali manj znanih in razumljenih geomorfnih procesov.

Schumm (1991) navaja deset hipotez o geomorfološkem razvoju nekega porečja, ki so se skozi leta njegovega geomorfološkega oblikovanja vse po vrsti izkazale kot (vsaj deloma) napačne. Pri raziskovanju

nas vodijo vprašanja, ki si jih zastavljamo in poskušamo nanje odgovoriti. Zato so vprašanja zelo pomembna, celo pomembnejša od odgovorov. Napačen odgovor lahko v nadaljnjem procesu popravimo, če pa je napačno vprašanje, je vsak odgovor napačen ali daleč od resničnosti ali stvarnosti.

Rezultat geomorfološkega ali katerega koli drugega preučevanja in raziskovanja je redko izraz resničnosti in pogosto izraz izkustva.

Navedena teoretična izhodišča geomorfološke vede v veliki meri sovpadajo z dognanji, ki so predstavljena v tem delu. Poglavitni rezultati so povsem v skladu s sodobnimi postavkami geomorfologije. Pomembni so predvsem:

- potrditev odvisnosti oblikovanosti dolca od geomorfni procesov;
- potrditev morfoloških učinkov recentnih geomorfni procesov v dolcih, kot sta korozija in polzenje;
- ugotovitev poglavitnih genetskih in morfoloških pogojev za nastanek dolcev;
- potrditev velikega pomena korozije na dolomitnem površju;
- potrditev pomena prevladujočega načina vodnega odtoka oziroma razmerja med površinskim in podzemskim vodnim odtokom za oblikovanje dolomitnega površja ter za nastanek in razvoj dolcev;
- ugotovitev samoorganiziranosti naklonskih pragov v dnu dolca v skladu z najugodnejšo energetsko razporeditvijo oziroma maksimalno entropijo in s tem potrditev kaotičnega razvoja sosednjih ali v sistemu povezanih dolcev ter
- potrditev posrednega in neposrednega vpliva človeka na relief.

Monografija je pregled značilnosti reliefa z dolci na dolomitu in daje nekatere odgovore na vprašanje o vrsti, intenzivnosti in učinkih nekaterih geomorfni procesov v pokrajini. Ob upoštevanju omenjenega ocenjujem, da je relief z dolci zelo zanimiv za geomorfološko preučevanje. Prepletanje zakrasevanja in denudacije je na dolomitnem površju ob sodelovanju drugih geomorfni razmer ustvarilo značilen relief, ki se razlikuje od kraškega in rečno-denudacijskega. S preveritvijo domnev:

- dolec je fosilna reliefna oblika, ki je nastala v hladnih podnebnih razmerah v pleistocenu in ga danes preoblikujejo recentni geomorfni procesi;
- dolec je recentna reliefna oblika;

skleпам, da je dolec recentna reliefna oblika. Je rezultat prilagajanja dolomitnega površja spremenjajočim se razmeram. Pri tem je izjemno pomemben način pretakanja vode oziroma razmerje med površinskim in podzemnim odtokom. Ta proces je odvisen od preperevanja in s tem od podnebja. Nanj vpliva tudi tektonska aktivnost, pomembno vlogo ima relief okolice.

Pri oblikovanju dolca je pomembna korozija, kot drugotni geomorfni proces pa tudi denudacija. Geomorfni procesi so zaradi debele plasti prepereline, večje količine vode in njenega daljšega zadrževanja intenzivnejši v dnu kotanj kot v okolici. Posledica je diferenciacija površja. Iz majhnih začetnih razlik sčasoma nastane velika vdolbina in nazadnje pa med seboj povezano omrežje dolcev, ki je navezano na rečje ali na podzemni kraški vodni odtok.

Na podobne mehanizme razvoja kraškega površja v terciarju sklepa Šifrer (1997). Opisani razvoj površja se od razvoja dolca razlikuje le v velikostnem merilu. Šifrer namreč govori o nastanku vzpetin in vmesnih podolij kot posledica zniževanja površja zaradi korozije. Pri tem naj bi zaradi majhnih začetnih razlik prišlo do diferenciacije prej uravnane reliefa: »... Kljub tako že zelo izrazito dvignjenim Alpam ter Dinarskemu hribovju pa je bilo na Slovenskem v tem času še obilo ravninskega sveta. To še posebej dokazuje sledeča nižja uravnava v višini 800 m, ki se je v nasprotju s starejšimi ohranila še skoraj v vsem obsegu ... Seveda pa tudi ta svet ni bil povsem raven. Posamezni deli so v zniževanju zaostajali in se čedalje izraziteje dvigali iznad na široko uravnenega površja ... velja to še posebej za Slavnik (1.028 m) in Vremščico (1.026 m), ... pa za Blegoš (1.562 m), Krim (1.107 m), Kum (1.219 m), Bohor (1.044 m), Orlico (698 m), Trdinov vrh (1.107 m), pa tudi za najvišje vrhove Vzhodnih Karavank s Paškim Kozjakom (1.272 m), Konjiško goro (1.012 m) in Bočem (979 m) ...«

Vendar pa naj bi proces zaustavila sprememba podnebja na koncu terciarja, ko so »... zaradi ustrezne izsušitve obsežnih delov ravninskega sveta (ob podnebni spremembi) ter s tem povezanega zastoja v pospešenem zniževanju ter uravnavanju površja (so) obsežni deli ravninskega sveta postali fosilni ...«

Pomembna je tudi ugotovitev, da dolec ni reliefna oblika, ki bi bila značilna le za dolomit. Je konvergentna reliefna oblika, ki nastane z različnimi procesi v reliefno ali podnebno različnih pokrajinah. Zato za podobne reliefne oblike na drugih kamninah. Vendar zanje ne moremo trditi, da so nastale z enakimi geomorfnimi procesi.

Intenzivnost geomorfnih procesov v dnu dolca je močno odvisna od preperevanja, zato spremembe podnebja nanjo ne vplivajo bistveno. Gre za stalen proces, ki vedno poteka v smeri poglobljanja in povečevanja reliefne oblike, to je v smeri degradacije površja. Dokaz so obviseli dolci in degradacija, ki poteka z vodno erozijo od spodaj navzgor. Najstarejše površje je ohranjeno na slemenih, kjer je v kotanjah ohranjena preperela matična osnova, to je rdeče-rjava ilovica. Večinoma gre za kemični sediment (Gregorič 1964; 1969), deloma pa je posledica drobljenja kamnine zaradi povečanih pritiskov vzdolž notranje prelomne cone. Sediment nastane s trenjem in ga imenujemo tektonska glina zaradi velikosti delcev. Pod pritiskom ob tektonskem premikanju lahko iz rumene ilovice nastane rdeča ilovica. Potem ko se iz nje iztisne voda, iz rumenega goethita nastane rdeči hematit (Zupan 1989).

Rdeče-rjava ilovica je v kotanjah in vdolbinah na slemenih pogostejša kot na pobočjih ali v nižjih legah, od koder je bila v dno dolcev sprana. Ponekod je kamnina vzdolž prelomov pretrta, vzdolž prelomov je veliko drugotnih razpok, kjer so znamenja podzemnega pretakanja vode. Indikator tega procesa so »... rdečkasto in sivkasto obarvani pasovi, usmerjeni vzporedno s prelomno ploskvijo ... Na spodnji strani prelomne ploskve se zaradi kombinacije mehanskega in kemijskega izpiranja dolomita odlaga rdeča glina ...« (Lapanje 2000, 41).

Za dolce v Žibršah je značilno, da se navzdol nadaljujejo v erozijske grape in da so v njihovem dnu na litoloških in tektonskih stikih številni majhni izviri.

Zanimivi so dolci v Metnaju, ki se stekajo v kraško kotanjo. V zadnjem času podzemlje morebiti preva več vode, s čimer so se povečali gradient, transportna in erozijska moč vode. Dokaz je recentno vrezovanje struge občasnih površinskih vodnih tokov v zaobljeno dno dolcev (slika 83).

Na Rakitni dolci preidejo na ravnino in se stekajo na njenem severozahodnem delu, kjer je mokrotno ponikalno območje. Navzdol prehajajo v obsežne nanose dolomitnega gradiva.

Dolci v Selu in nad dolino Stiškega potoka se končajo nad strugo aktivnega vodotoka, zato je njihovo recentno preoblikovanje močno povezano z delovanjem vodnih tokov. To dokazuje njihova velika globina in intenzivnost geomorfnih procesov.

Ni dvoma, da so dolci oziroma dolcem podobne reliefne oblike lahko tudi periglacialnega nastanka. Takšni dolci, ki se od dolcev na dolomitu razlikujejo po tem, da so plitvejši in širši, nastanejo tudi na drugih kamninah (prim. Pécsi 1966, 139).

Pécsi (1964, 39) poroča o dolcih, ki so nastali na pobočjih v soliflukcijskem ilovnatem gradivu in so bili kasneje zapolnjeni s presedimentirano prstjo. V periglacialnih razmerah naj bi dolec nastal v dveh fazah. Začetnemu poglobljanju površja je sledila intenzivna denudacija, v toplih obdobjih pa je površje oblikovala površinska tekoča voda, nastala ob taljenju snega (Fairbridge 1968, 774). Dve fazi razvoja pobočnih procesov v pleistocenu ugotavljajo tudi v porečju reke San na Poljskem. V hladnih obdobjih prevladujejo mehansko preperevanje, površinski vodni odtok in povečana denudacija na površju zaradi soliflukcije in površinskega spiranja. V toplih obdobjih voda pronica v globino, kjer poteka kemično preperevanje, zaradi erozije vodotokov se zniža erozijska baza in krajevno na pobočjih prevladajo destrukcijski procesi, posebno v nanosih iz starejših obdobj pleistocena dokazuje korozijo dekalcefikacija zgornjih slojev soliflukcijskih sedimentov in povečana koncentracija kalcijevega karbonata v spodnjih slojih (Starckel 1966).

Sklepam, da pri oblikovanju dolcev temeljna razlika med hladnim in toplim podnebjem ni v intenzivnosti temveč v vrsti geomorfnih procesov (Penck 1972, 117; Šifrer 1983). Zato je zelo pomembna potrditev pomena korozije za preoblikovanje dolomitnega reliefa. Korozija je na dolomitu v zmernotoplu podnebj ob zmerni količini padavin velikostnega reda $3\text{--}4\text{ t ha}^{-1}\text{ a}^{-1}$ (Komac 2003a), kar pomeni znižanje površja za približno 100 m v milijon letih. Korozija na dolomitu je intenzivna in je na različnih odpornejših kamninah približno petkrat nižja (Dixon in Thorn 2005). Korozija dolomitnega površja je

MATJA ZORN, 21. 10. 2004



Slika 106: Dolci na krednih apnencih in laporovcih v Halleinu pri Bertechsgadenu v Nemčiji. Poglavitni oblikotvorni geomorfni proces naj bi bilo po ustni informaciji voditeljev ekskurzije plazenje.

MATEJ GABROVEC



Slika 107: Dolec ali dolcu podobna reliefna oblika z ovalnim dnom na nedolomitnem območju pri Zgornjih Vrtičah severno od Zgornje Kungote pri Mariboru. V helvetijskih miocenskih plasteh so zastopani konglomerat, peščenjak in peščen laporovec z vmesnimi plastmi dacitnega in andezitnega tufa ter posameznimi žilami dacita (Aničić in Juriša 1983).

po prostornini približno pol tolikšna, po masi pa približno tolikšna, kot povprečna letna erozija prsti v Sloveniji (Komac in Zorn 2005). Za primerjavo naj navedem, da je prst na kvartarnih terasah na Slovenskem nastajala še približno desetkrat počasneje. Proces pedogeneze poteka s hitrostjo približno $0,011 \text{ mm a}^{-1}$ ali 11 metrov na milijon let (Šifrer 1997).

Žal ni celovitih podatkov o koroziji na deloma karbonatnih ali nekarbonatnih kamninah, ki pokrivajo velik del vzhodne Slovenije, čeprav je korozija zagotovo tudi tam zelo pomemben proces. Glinavec v flišu v grapi Kozjeka pri Kobaridu vsebuje 5 % karbonata, fliš v Bovški kotlini pa ima najmanj tretjino karbonatnih sestavin (Kuščer in ostali 1974, 436 in 448). Korozijsko zniževanje površja v flišnem porečju Dragonje na primer znaša približno 65 m na milijon let (Kolbezen in Pristov 1998; Gams 2003, 71–76).

Količina korodiranega gradiva na dolomitnem površju je res manjša od količine, odnesene z erozijskih žarišč (Komac 2003a), vendar je približno istega reda velikosti kot je odnašanje gradiva z erozijo in denudacijo na manj erodibilnem poraslem površju. Korozija je istega velikostnega reda kot povprečna erozija prsti na Zemlji (Myers 1991, 41).

Za kemično in mehansko preperevanje sta pomembna predvsem vlažnost in temperatura kamninske podlage. Novo je dognanje, da je bilo kemično preperevanje dolomita tudi v hladnih obdobjih zelo pomemben, če ne celo temeljni geomorfni proces. Njegova intenzivnost je primerljiva z najnižjimi vrednostmi preperevanja apnenca v tropskem podnebjju (Dixon in Thorn 2005, 132).

Dolomit je v primerjavi z apnencem povečini manj prepusten. Na apnencu je korozijski ostanek skupaj s sedimenti iz okolice v večji meri spran v podzemlje. Na dolomitnem površju so v vrtačah, dolcih ter v drugih kotanjah in vdolbinah, pogosto pa tudi na slemenih in drugje v zatišnih legah pogosti do nekaj metrov debeli sloji rdeče-rjava ilovice, ki je nastala in situ s korozijo (Komac 2003a, 96–99). Korozija je primaren, temeljni recentni geomorfni proces na dolomitnem površju z dolci. Ostali procesi, kot so denudacija, erozija ali plazenje, so drugotni, saj povečini preoblikujejo že korodirano površje oziroma ilovnato gradivo, ki je nastalo s korozijo. Seveda ne moremo dvomiti o njihovi recentni učinkovitosti zlasti na območjih z veliko debelino prepereline, kot nad dolino Stiškega potoka. Dolci so na primer tudi po mnenju Kaeublerja (1937) »... *majhne akumulacijske doline recentnega izvora, pri oblikovanju katerih površinska erozija nima praktično nobene vloge*...«

Kolikšen del vode bo prešel do kamninskega stika in povzročil korozijo je odvisno od debeline in prepustnosti gradiva. Kot kaže, je rdeče-rjava ilovica na stiku s preperelo kamninsko podlago dobro prepustna, zato tudi njena velika debelina ne preprečuje korozije v dnu dolcev. Poleg tega lahko voda doteka vzdolž stika prepereline in kamninske podlage po dnu z višjih leg. Debela plast ilovice daljši čas zadržuje vodo, ki lahko daljši čas korozijsko deluje – pospešena korozija. Vlažno dolomitno podlago v dnu dolcev porašča bujnejše rastje, na njej pa je tudi debelejša prst kot na pobočjih (Gabrovec 1994, 107).

Dolci so bili verjetno najprej plitve vdolbine na površju, v katere se je presedimentirala korozijska rdeče-rjava ilovica. Vdolbine so lahko nastale s korozijo na krajevno manj odporni kamnini, spiranjem delcev v podzemlje, pa tudi zaradi periglacialnih procesov. V sedimentu, ki se je sčasoma nabral v kotanji, je zastajala voda, kar je krajevno pospešilo korozijo. V vdolbini je sčasoma nastala prst, ki s produkcijo CO_2 prav tako pospešuje korozijo. Dovolj velika vdolbina je pritegnila površinsko in preperelinsko vodo iz okolice. To je na površju povzročilo denudacijo, vzdolž kamninsko-preperelinskega stika prenikajoča voda pa je kamnino korodirala. Debelina korozijskega ostanka korozije ne omejuje oziroma korozija ni odvisna od transporta ali odnašanja sedimenta. Temeljni omejitveni dejavnik, od katerega je odvisna korozija, je namreč prepustnost kamninske podlage in sedimentov. Dolomit je prepusten, kjer je razpokan, vzdolž prelomov pa je pretrt in neprepusten. Ilovica je prepustna zlasti blizu korozijskega stika s kamnino, kamor lahko korozijsko aktivna voda doteka s pobočij. V tej smeri gre tudi iskati vzroke za prostorsko razprostranjenost dolomitnega reliefa z dolci. Korozija je lahko ponekod tudi za stokrat hitrejša kot v okolici (Habič 1981, 22). Od prepustnosti podlage je namreč odvisno, ali bo prevladal površinski ali podzemski odtok vode. Razmerje med načinoma odtoka vode je pomembno za razvoj dolomitnega površja. Korozijsko delovanje vode, ki je osredotočeno na dno dolcev, je k nastanku dolcev prispevalo približno polovico. Drugo polovico sta prispevali mehansko preperevanje in denudacija.

Skupna prostornina dolcev na izbranem območju v Žibršah meri približno 600.000 m³. Takšna količina kamnine bi se ob današnji stopnji korozije lahko raztopila v približno 20.000 letih. Ob raztapljanju dolca velikosti 30.000 m³ bi teoretično ob predpostavljenih 2,5 % netopnega ostanka (Gregorič 1964; 1969) nastalo 780 m³ netopnega ostanka oziroma rdeče-rjave ilovice. Ta bi v 250 m dolgem, 5 m globokem in 10 m širokem dolcu bila povprečno debela približno 3 m. Čeprav je izračun le približen, kaže, da je večina prepereline zbrana v dnu dolcev, manjši del pa je bil prenesen navzdol z denudacijo.

Tudi v kraških jamah je selektivno raztapljanje najpomembnejši dejavnik, ki oblikuje preperela območja kamnin. Proces je močno odvisen od dotoka agresivne vode, ki odnaša ione raztopljene kamnine. Zato so v globino najbolj preperela stene jamskih rovov, ki jih zamaka prenicajoča ali mezeča voda, pa tudi stene, ki so v stiku z drobnozrnatimi naplavinami nekarbonatnega izvora in jih vlaži korozivna kondenzna voda. Način preperavanja je odvisen od litoloških razlik v kamnini in zlasti od strukture kamnine, zato je zelo različen tudi porozni skelet na preperelih stenah jamskih rovov. Debele preperela cone ostanejo na mestu, če ni stika s hitro tekočo vodo, so zasičene s sigo ali z drobnozrnatimi jamskimi sedimenti (Zupan Hajna 2000, 116 in 201–214).

Preglednica 38: Vrsta kamnine v kraški jami in dejavniki, ki vplivajo na njeno preperavanje (Zupan Hajna 2000, 205).

	kamnina	struktura kamnine po Folku	stik s sedimenti	vlažnost kamnine	izmerjena globina preperela cone v cm
Turkova jama	dolomit	dolosparit	da/ne	da/ne	do 4
Remergrund II	apnenec, dolomit	–	ne	da	do 0,5
Spodmol na Ždroclah	apnenec, dolomit	–	ne	da	do 4
Velika ledenica v Paradani	apnenec, dolomit	biointramikrit/ dolosparit	ne	da	do 3
Renejevo brezno	dolomit	dolosparit	ne	da	do 5

Na prepustni podlagi in prevlada ob krajevno pospešeni koroziji razčlenjevanje ali divergenca površja s povečevanjem višinskih razlik oziroma poglobljanjem dolcev, na neprepustni podlagi pa pobočni procesi sčasoma izravnava površje. Več je znakov, da je za površje na dolomitu z dolci značilna divergenca. To je skupaj z veliko odvisnostjo razvoja površja od korozije med drugim eden od znakov kaotičnega razvoja geomorfnega sistema (Phillips 1995a).

Dolci na videz le skromno prispevajo h geomorfnemu preoblikovanju površja, saj so rezultat začetnega razčlenjevanja površja. Čeprav je korozija razmeroma šibek proces, pa je njen dolgotrajni učinek razmeroma velik.

Glede na velikost dolca, značilnosti sedimentov v njegovem dnu, intenzivnost korozije in denudacije na dolomitu ter glede na predkvartarno starost jamskih sedimentov (približno 2,5 milijonov let), ki so danes na krasu izpostavljeni na površju (Bosák in ostali 2002), lahko ugotovimo, da je dolec recentna geomorfna oblika. Tudi vrtače so ponekod recentna reliefna oblika (Mihevc 1996, 74; prim.: Kunaver 1973; citirano po Gams 2003, 75).

Korozija, ki je tako intenzivna kot v Žibršah – in verjetno ni razloga, da bi bila v hladnem podnebju bistveno nižja (Dixon in Thorn 2005) – bi površje v kvartarju teoretično znižala za največ 200 m, v holocenu pa za 2 m. Korozijsko zniževanje dna dolcev je verjetno v primerjavi s pobočji večje, saj korozija poteka v dnu dolcev zaradi:

- debelejši prsti oziroma prepereline v primerjavi s pobočji;
- hitrega odtokanja vode s strmih pobočij;
- daljšega zadrževanja vode v preperelini v dnu dolcev in
- večje pretrnosti in specifični površini kamnine v dnu dolcev kot na pobočjih.

Naklon površja je eden od najpomembnejših dejavnikov geomorfnega razvoja. Na nagnjenem površju voda hitreje odteče. To zmanjša možnost korozijskega delovanja na stiku s kamnino, vendar voda v nižjo lego odnaša preperelino. Na manjšem naklonu je denudacija manj intenzivna, korozija intenzivnejša in preperelina debelejša. Na dolomitnih območjih se zaradi začetne razlike v debelini prepereline korozijo hitreje od pobočij znižujejo tudi slemena in sedla.

Sklenimo še z razmislekom o poglavitnih pogojih, ki so potrebni za nastanek dolcev na dolomitnem reliefu (Komac 2005):

- Naklon površja mora biti dovolj velik, da omogoča odtok vode. Dolci ne nastanejo na položnem površju z naklonom pod približno $6-8^\circ$.
- Naklon površja ne sme biti prevelik. Dolci ne nastanejo na strmih površju z naklonom nad približno $21-25^\circ$, kjer večina vode hitro odteče po površini. Na strmih pobočjih so zaradi združevanja površinske vode in njenega hitrega odtoka pogoste erozijske grape, v hribovitih in gorskih pokrajinah pa je na dolomitnem površju zaradi intenzivnejšega mehanskega preperevanja veliko erozijskih žarišč ali drti (Gabrovec 1994, 73–76).
- Kamnina mora diferencirano preperevati. K temu prispeva preperelinska odeja, ki zadržuje vlago, pa tudi tokovi vode na stiku kamnine in prepereline. Zaradi linijske usmerjenosti tega procesa so dolci pogosti na takih območjih. Preperelina je na dolomitnem površju netopni ostanek korozije, deloma pa gre za tektonski sediment. Kjer je dolomit vzdolž prelomov ali narivov pretrt, lahko korozivna voda po dežju kamnino prepoji tudi do globine nekaj metrov. S tem v zvezi še ni raziskan morebiten vpliv snežne odeje, ki bi lahko s povečanjem vlažnosti prepereline prav tako povzročila začetno diferenciacijo površja.
- Kjer je dolomit ob razpokah prepusten, prevlada kraški vodni odtok in ne nastajajo dolci.
- Dolci so na zrnatem dolomitu pogostejši kot na skladovitem ali masivnem. Vzrok je velika podvrženost zrnatega dolomita kemičnemu preperevanju oziroma velik učinek korozije zaradi hkratnega izluževanja dolomitnih delcev (prim. Zupan Hajna 2000).
- Na pomen preperelinske vode pri oblikovanju dolcev oziroma vode, ki se zadržuje plitvo pod površjem, kažejo izviri na njihovem spodnjem delu, lega dolcev na robovih planot ali na pobočjih pod slemenimi. Na razvoj dolca namreč vplivajo relativna višinska razlika območja, velikost njihovega zaledja oziroma dolžina pobočij.
- Zaradi značilnosti dolomitnega reliefa v Sloveniji nisem mogel ugotoviti morebitnega vpliva nadmorske višine na spodnjo mejo pojavljanja dolcev. Zgornjo višinsko mejo določa prevlada oblikotvornega učinka mehanskega preperevanja nad kemičnim. Dolci so značilni za dolomitno površje v Sloveniji, ki sega od nadmorske višine nekaj sto metrov do nadmorske višine 1000–1200 m.

Spoznanja o razmerjih med rečnimi-denudacijskimi in kraškimi procesi na dolomitnem površju so uporabna za ugotavljanje razmerja med rečnimi-denudacijskimi in kraškimi procesi na drugih kamninah in zato tudi za razlago geneze rečnega reliefa v nekarbonatnih kamninah, ki je pri nas kljub veliki razširjenosti najslabše preučen.

7 VIRI IN LITERATURA

- AGI. 2005: Electrical resistivity side scanning using the supersting AGI resistivity meter.
- Aničić, B., Juriša, M. 1983: Tolmač geološke karte v merilu 1 : 100.000, list Maribor in Leibniz. Zvezni geološki zavod. Beograd.
- Baas, A. C. W. 2002: Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: simulating dune landscapes in vegetated environment. *Geomorphology* 48, str. 309–328. Amsterdam.
- Badjura, R. 1953: Ljudska geografija, terensko izrazoslovje. Državna založba Slovenije. Ljubljana.
- Bavec, M. 2001: Kvarterni sedimenti Zgornjega Posočja. Doktorska disertacija. Oddelek za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Belec, B. 1983: Fizična geografija. Skripta. Pedagoška akademija. Maribor.
- Berner, E. K., Berner, R. A. 1996: *Global Environment*. Prentice Hall. London.
- Beylich, A. A., Kolstrup, E., Thyrsted, T. D. Gintz 2004: Water chemistry and its diversity and relation to local factors in the Latnjavagge drainage basin, arctic-oceanic Swedish Lapland. *Geomorphology* 58, str. 125–143. Amsterdam.
- Bifurcation diagram 2005: Medmrežje: http://www.phys.unsw.edu.au/PHYS3410/lecture9_files/pic2.gif (11. 4. 2005).
- Birnir, B., Smith, T. R., Merchant, G. E. 2001: The scaling of fluvial landscapes. *Computers & Geosciences* 27, str. 1189–1216. New York.
- Blaznik, P. 1970: Kolektivna kmečka posest. V: Blaznik, P. 1970: *Gospodarska in družbena zgodovina Slovencev: Zgodovina agrarnih panog*, str. 149–160. DZS. Ljubljana.
- Blaznik, P., Grafenauer, B., Zwitter, F. 1970: Kolonizacija in populacija. V: Blaznik, P. 1970: *Gospodarska in družbena zgodovina Slovencev: Zgodovina agrarnih panog*, str. 29–127. DZS. Ljubljana.
- Boeyens, J. C. A. 2003: Periodicity of the stable isotopes. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 257/1, str. 33–43. Lausanne.
- Bognar, A. 2001: The theory of geomorphological cycles of William Morris Davis. *Geografski zbornik* 41, str. 183–201. Ljubljana.
- Boltzmann constant 2005. Medmrežje: http://www.physicsdaily.com/physics/Boltzmann's_constant (2. 6. 2005).
- Bosák, P., Hercman, H., Mihevc, A., Pruner, P. 2002: High-resolution magnetostratigraphy of speleothems from Snežna jama, Kamnik-Savinja Alps, Slovenija. *Acta carsologica* 31/3, str. 15–32. Ljubljana.
- Bosse, H. R., Gwosdz, W., Lorenz, W., Markwisch, H., Roth, W., Wolff, F. 1996: *Limestone and dolomite resources of Africa*. Geologisches Jahrbuch 102. Hannover.
- Brenčič, M. 2003: Nekaj hipotez o razvoju reliefa na jugovzhodnem predelu Mežakle. *Geološki zbornik* 17, str. 15–20. Ljubljana.
- Brodar, S. 1960: Periglacialni pojavi v sedimentih slovenskih jam. *Geografski vestnik* 32, str. 33–43. Ljubljana.
- Brown, A. G., 1997: *Alluvial Geoarchaeology*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Brown, P. 2005: Order Out of Chaos, Ilya Prigogine and Isabelle Stengers. Medmrežje: <http://www.littlesputnik.net/trpearce/orderchaos.htm> (31. 1. 2005).
- Brunsdon, D. 2000: A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena* 42/2–4, str. 99–123.
- Büdel, J. 1957: Die »Doppelten Einebnungsflächen« in den feuchten Tropen. *Zeithchrift für Geomorphologie*. Berlin.
- Büdel, J. 1977: *Klima-Geomorphologie*. Gebrüder Borntraeger. Berlin-Stuttgart.
- Buser, S. 1976: Tektonska zgradba južno zahodne Slovenije. *Geotektonika, geofizika*: 8. jugoslovanski geološki kongres 3, str. 45–58. Ljubljana.
- Buser, S. 1994: Geološka zgradba bližnje okolice Stične. V: Gabrovec, S., 1994: *Stična I. Naselbinska izkopavanja*. Katalogi in monografije 28, str. 42–47. Narodni muzej. Ljubljana.

- Cerdà, A., García-Fayos, P. 1997: The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes. *Geomorphology* 18, str. 77–90. Amsterdam.
- Chapman, G. P. 1977: *Human and Environmental Systems, A Geographer's Appraisal*. Academic Press. London.
- Chorley, R. J., Haggett, P. 1967: *Models in Geography*. Methuen. New York.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A., Sugden, D. E. 1984: *Geomorphology*. Methuen. New York.
- Cook, F. A. 1959: A review of the study of periglacial phenomena in Canada. *Geographical bulletin* 13, str. 22–53. Department of Mines and Technical Surveys. Ottawa.
- Csámer, Á. 2003: Shallow subvolcanic andesitic magmatism in the east Borsod basin, Hungary: an example of magma/wet sediment interaction. *Acta Mineralogica-Petrographica – Abstract Series* 1/22. Szeged.
- Czudek, T., Demek, J. 1970: Pleistocene cryopedimentation in Czechoslovakia. *Acta geographica Łódziensia* 24. Łódź.
- Czudek, T., Demek, J. 1973: The valley cryopediments in eastern Siberia. *Biuletyn peryglacjalny* 22. Łódź.
- Čar, J. 1974: Zakriti kras v bližnji okolici Idrije. *Naše jame* 16, str. 51–62. Ljubljana.
- Čar, J. 2001: Structural bases for shaping of dolines. *Acta carsologica* 30/2, str. 239–256. Ljubljana.
- Čeh, B. 1999: Izgubljammo rodovitne površine. *Kmetovalec* 67/8, str. 5–6. Ljubljana.
- Demek, J., Embleton, C., Gellert, J. F., Verstappen, H. Th. 1972: *Manual of detailed geomorphological mapping*. International Geographical Union, Commission on Geomorphological survey and mapping. Praga.
- Denali fault earthquake. 2005. USGS, Department of natural resources, Division of geological and geophysical surveys. Medmrežje: http://landslides.usgs.gov/html_files/News/2002/Denali%20Fault
- Dethier, D. P. 1986: Weathering rates and the chemical flux from catchments in the Pacific Northwest, U. S. A. V: S. M. Colman, D. P. Dethier (ur.) 1986: *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*, str. 503–530. Academic Press. Orlando.
- Differentiating $\sinh(x)$ and $\cosh(x)$. Medmrežje: <http://www.ucl.ac.uk/Mathematics/geomath/level2/hyper/hy4.html> (18. 5. 2005).
- Dixon, J. C., Thorn, C. E. 2005: Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology* 67, str. 127–145. Amsterdam.
- Dixon, J. C., Thorn, C. E., Darmodyc, R. G., Schlyterd, P. 2001: Weathering rates of fine pebbles at the soil surface in Kärkevagge, Swedish Lapland. *Catena* 45/4, str. 273–286. Reiskirchen.
- D'Oreffice, M., Graciotti, R. 2005: Geological and geomorphological aspects of the central-western area of the Carsoli basin (L'Aquila, Italy). *Geografia fisica e dinamica quarternaria* 28/2, str. 181–191. Torino.
- Douglas D., 2004: Little Ice Age a Global Event. Medmrežje: <http://www.greeningearthsociety.org/Articles/2001/hockey1.htm> (11. 3. 2005).
- Dowdeswell, J. A., Hambrey, M., J., Wu, R. 1985: A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glacial sediments. *Journal of Sedimentary Geology* 55, str. 691–704.
- Dunlap, R. A. 2003: *The golden ratio and Fibonacci numbers*. World scientific. London.
- Duras, R., Hradecký, J., Pánek, T., Dušek, R. 2005: Využití geofyzikálních metod při analýze georeliéfu horských oblastí. *Geografický časopis* 57/3, str. 267–284. Bratislava.
- Duyster, J. 1998: StereoNett. Računališki program. Medmrežje: <http://homepage.ruhr-uni-bochum.de/Johannes.P.Duyster/stereo/stereoload.htm> (10. 3. 2005).
- EarthImager. 2003: *2D Resistivity and IP Inversion Software Instruction Manual*. Različica 1.2.0. Advanced Geosciences Inc. Austin.
- Electrical methods. 2005. Medmrežje: <http://www.cflhd.gov/agm/geoApplications/SurfaceMethods/93ElectricalMethods.htm> (8. 4. 2005).
- Embleton, C., King, A. M. C. 1975: *Periglacial geomorphology*. Arnold. London.
- Embleton, C., Thornes, J. 1979: *Process in Geomorphology*. Arnold. London.
- Fairbridge, R. W. 1968: *The encyclopedia of geomorphology*. Reinhold book corporation. New York.

- Faults. 2005. Schweizerischer Erdbebendienst (SED) – Swiss Seismological Service. Zürich. Medmrežje: <http://www.seismo.ethz.ch/hazard/risk/PaleoSeis/trenches2.htm> (9. 5. 2005).
- Fibonacci numbers. 2000. Medmrežje: <http://www.branta.connectfree.co.uk/fibonacci.htm> (28. 1. 2005).
- Field, M., Golubitsky, M. 1992: Symmetry in chaos. A search for pattern in mathematics, art and nature. Oxford university press. Oxford.
- Finlayson, B., Statham, I. 1980: Hillslope Analysis. Butterworths. London.
- Fonstad, M., Marcus, W. A. 2003: Self-Organized Criticality in Riverbank Systems. *Annals of the Association of American Geographers* 93/2, str. 281–296. Blackwell Publishing. Oxford.
- Ford, D. C. 1983: Karstic interpretation of the Winnipeg aquifer. *Journal of Hydrology* 61/1–3, str. 149–158. Amsterdam.
- Ford, D., Williams, P. 1996: Karst geomorphology and Hydrology. Chapman & Hall. London.
- Frantar, P., Hrvatin, M. 2005: Pretočni režimi v Sloveniji med letoma 1971 in 2000. *Geografski vestnik* 77–2, str. 115–127. Ljubljana.
- Gabrovec, M. 1990: Pomen reliefa za geografsko podobo Polhograjskega hribovja. *Geografski zbornik* 30, str. 5–68. Ljubljana.
- Gabrovec, M. 1994: Relief in raba tal na dolomitnih območjih Slovenije. Doktorska disertacija. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Gabrovec, M. 1995a: Dolomite areas in Slovenia with particular consideration of relief and land use (Dolomitne pokrajine v Sloveniji s posebnim ozirom na relief in rabo tal). *Geografski zbornik* 35, str. 7–44. Ljubljana.
- Gabrovec, M. 1995b: Land use in dolomite regions in Slovenia. *Acta carsologica* 24, str. 221–228.
- Gabrovec, M. 1996a: Dolinka, dolek ali dolec? *Geografski vestnik* 68, str. 261–263. Ljubljana.
- Gabrovec, M. 1996b: Sončno obsevanje v reliefno razgibani Sloveniji. *Geografski zbornik* 36, str. 47–68. Ljubljana.
- Gabrovec, M., Kladnik, D. 1997: Some new aspects of land use in Slovenia. *Geografski zbornik* 37, str. 7–64. Ljubljana.
- Gams, I. 1959: H geomorfologiji kraškega polja Globodola in okolice. *Acta carsologica* 2, str. 27–65. Ljubljana.
- Gams, I. 1961: H geomorfologiji Bele krajine. *Geografski zbornik* 6, str. 193–240. Ljubljana.
- Gams, I. 1962a: Meritve korozijske intenzitete v Sloveniji in njihov pomen za geomorfologijo. *Geografski vestnik* 34, str. 3–20. Ljubljana.
- Gams, I. 1962b: Slepe doline v Sloveniji. *Geografski zbornik* 7, str. 263–306. Ljubljana.
- Gams, I. 1963a: Logarček. *Acta carsologica* 3, str. 5–84. Ljubljana.
- Gams, I. 1963b: Velo polje in problemi pospešene korozije. *Geografski vestnik* 35, str. 55–64. Ljubljana.
- Gams, I. 1966: Faktorji in dinamika korozije na karbonatnih kameninah slovenskega dinarskega in alpskega krasa. *Geografski vestnik* 38, str. 11–63. Ljubljana.
- Gams, I. 1968: Geomorfološko kartiranje na primeru Rakitne in Glinic. *Geografski vestnik* 40, str. 69–88. Ljubljana.
- Gams, I. 1974: Kras, zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Slovenska matica. Ljubljana.
- Gams, I. 1980: Poglavitni dejavniki kemične erozije na krasu po svetu. *Geografski vestnik* 52, str. 3–15. Ljubljana.
- Gams, I. 1983: Geografske značilnosti Slovenije. Mladinska knjiga. Ljubljana.
- Gams, I. 1993: Karst denudation measurements in Slovenia and their geomorphological value. *Naše jame* 35/1, str. 21–30. Ljubljana.
- Gams, I. 2001: William Morris Davis, Anton Melik, level top ridges and slope processes in Slovenia. *Geografski zbornik* 41, str. 203–219. Ljubljana.
- Gams, I. 2003: Kras v Sloveniji v prostoru in času. Založba ZRC. Ljubljana.
- Gams, I., Natek, K. 1981: Geomorfološki zemljevid 1 : 100.000 in razvoj reliefa v Litijski kotlini. *Geografski zbornik* 21, str. 9–61. Ljubljana.

- Gams, I., Natek, K., Černe, F. 1981: Splošna geomorfološka karta in možnosti njene uporabe v procesu planiranja (na primeru Litijskega okoliša). *Ib* 15/1, str. 12–16.
- Gams, I., Zeremski, M., Marković, M., Lisenko, S., Bognar, A. 1985: Uputstvo za izradu detaljne geomorfološke karte SFRJ u razmeru 1 : 100.000. Zvezni geološki zavod. Beograd.
- Gao, J., Xia, Z. 1996: Fractals in physical geography. *Progress in physical geography* 20/2, str. 178–191.
- Geografija. Prevod in priredba: Kladnik, D. 2001. Učila International. Tržič.
- Geographie. 2004. Physische geographie. Medmrežje: <http://www.geographie-diplom.de> (20. 5. 2004).
- Geometrijski elementi cestne osi in vozišča 2003: Osnutek tehnične specifikacije za javne ceste. Direkcija RS za ceste Ministrstva RS za promet. Ljubljana.
- Geomorphologie. 2004: Der Periglaziale Formenschatz. Medmrežje: <http://www.geographie-diplom.de/Texte/Physisch/geomorph12.htm> (18. 5. 2004).
- Georgi, J., Mannes, S. 2004: Skript zur Geomorphologievorlesung. Institut für physische Geographie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg. Freiburg.
- Gleick, J. 1991: *Kaos: rojstvo nove znanosti*. Državna založba Slovenije. Ljubljana.
- Goudie, A. 1981: *Geomorphological techniques*. British Geomorphological Research Group in Allen & Unwin. London.
- Goudie, A., S. 2004: *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London.
- Grad, K., Ferjančič, L. 1976: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač lista Kranj. Zvezni geološki zavod. Beograd.
- Gregorač, V. 1995: *Mali leksikon geologije*. Tehniška založba Slovenije. Ljubljana.
- Gregorič, V. 1964: *Nastanek tal na triadnih dolomitih*. Doktorska disertacija. Oddelek za geologijo Fakultete za naravoslovje in tehnologijo Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Gregorič, V. 1969: *Nastanek tal na triadnih dolomitih*. *Geologija* 12, str. 201–230. Ljubljana.
- Gros, D. 1999: Upravičenost regulacij vodnih tokov na kontaktnem krasu (primer Dobske uvale na Dolenjskem). *Ujma* 13, str. 258–260. Ljubljana.
- Gutiérrez-Elorza, M., Peña-Monné, J. L. 1998: Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* 23/2–4, str. 205–217. Amsterdam.
- Habič, P. 1968: *Kraški svet med Idrijo in Vipavo, prispevek k poznavanju razvoja kraškega reliefa*. Dela Slovenske akademije znanosti in umetnosti 21. Ljubljana.
- Habič, P. 1970: *Intermitentni kraški izvir Lintvern pri Vrhniki*. *Ata Carsologica* 5, str. 189–203. Ljubljana.
- Habič, P. 1981: *Nekatere značilnosti kopastega krasa v Sloveniji*. *Acta Carsologica* 9, str. 5–25. Ljubljana.
- Habič, P. 1983: *Kraški pojavi v Krškem hribovju*. *Acta carsologica* 11, str. 5–18. Ljubljana.
- Harrison, S. 2001: On reductionism and emergence in geomorphology. *Transactions of the Institute of British Geographers* 26/3, str. 327–339. Blackwell Publishing. Oxford.
- Harvey, D. 1969: *Explanation in Geography*. Arnold. London.
- Hilton, P., Holton, D., Pedersen, J. 1996: *Mathematical reflections. In a room with many mirrors*. Springer. New York.
- Hradek, M. 1989: The dangerous role of dells in agricultural landscapes of South Moravia (Czechoslovakia). *Geomorphological hazards. Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 2, str. 51–62. Pisa.
- Hrvatín, M., Perko, D. 2002: Ugotavljanje ukrivljenosti površja z digitalnim modelom višin in njena uporabnost v geomorfologiji. V: Podobnikar, T. 2002: *Geografski informacijski sistemi v Sloveniji 2001–2002*, str. 65–72. Založba ZRC. Ljubljana.
- Hrvatín, M., Perko, D. 2006: Hipsografska analiza porečij z digitalnim modelom višin. *Geografski informacijski sistemi v Sloveniji 2005–2006*, str. 43–51. Založba ZRC. Ljubljana.
- Hrvatín, M., Komac, B., Perko, D., Zorn, M. 2006: Soil erosion in Slovenia. V: Boardman, J., Poesen, J. 2006: *Soil erosion in Europe*. Willey & Sons. London (v tisku).
- Hrvatín, M., Zorn, M., Komac, B. 2005: *Geomorfološke značilnosti okolice Triglava*. Elaborat. Geografski inštitut Antona Melika ZRC SAZU. Ljubljana.

- Huang, N. Y. 2005: Self-organization of Cultural-Natural Systems. Medmrežje: <http://eclectic.ss.uci.edu/~drwhite/Anthro179a/TomAbel/TomAbel.ppt> (31. 1. 2005).
- Hugget, R. 2004: Complexity in geomorphology. V: Goudie, A. S. 2004: Encyclopedia of Geomorphology 1, str. 176–178. Routledge. London.
- Idrisi. GIS and image processing software 1987–2001. Različica 32.2. Medmrežje: <http://www.clarklabs.org> (10. 5. 2005).
- in soils under environmental acidification. Journal of the Geological Society
- Janež, J., Čar, J., Habič, P., Podobnik, R. 1997: Vodno bogastvo visokega krasa, Ranljivost kraške podzemne vode Banjšic, Trnovskega gozda, Nanosa in Hrušice. Geologija. Idrija.
- Jenko, F. 1959: Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. Državna založba Slovenije. Ljubljana.
- Kaeubler, R. 1937: Die Tilke als junge Form des Kulturlandes. Geog. Anz. 38/16, str. 361–372. Gotha.
- Kessler, M., A., Werner, B., T. 2003: Self-organization of sorted patterned ground. Science 299, str. 380–383. New York.
- Kilić, S. 1986: Fizika 1. Fizičke osnove mehanike, molekularno-kinetička teorija i termodinamika. Fakultet građevinskih znanosti Sveučilišta u Splitu. Split.
- Kladnik, R. 1989: Visokošolska fizika. Mehanski in toplotni pojavi. Državna založba Slovenije. Ljubljana.
- Klein, E., C., Davis, D., M. 2005: Surface Sample Bias and Clast Fabric Interpretation Based on Till, Ditch Plains, Long Island. Medmrežje: http://pbisotopes.ess.sunysb.edu/lig/Conferences/abstracts_02/klein/klein.htm (10. 3. 2005).
- Klemenčič, M. 1992: Kaos in geografija. Geografski vestnik 64, str. 151–156. Ljubljana.
- Klimaszewski, M. 1981: Geomorfologia. Państwowe wydawnictwo naukowe. Warszawa.
- Klimatografija Slovenije 1995: Temperature zraka 1961–1990. Hidrometeorološki zavod Republike Slovenije. Ljubljana.
- Klinkenberg, B. 2004: Fractal. V: Goudie, A., S. 2004: Encyclopedia of Geomorphology 1, str. 407. Routledge. London.
- Kogovšek, J., Kranjc, A. 1992: Intenzivnost zakrasevanja v dolomitnem krasu (Na primeru Lašč). Geografski vestnik 64, str. 9–18. Ljubljana.
- Kolbezen, M., Pristov, J. 1998: Površinski vodotoki in vodna bilanca Slovenije. Hidrometeorološki zavod Republike Slovenije. Ljubljana.
- Komac, B. 2000: Vodne razmere kraških izvirov na južnem podnožju Kaninskega pogorja. Diplomsko delo. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Bovec.
- Komac, B. 2001: Geografski vidiki nesreče. Ujma 14–15, str. 60–66. Ljubljana.
- Komac, B. 2001: The karst springs of the Kanin massif. Geografski zbornik 41, str. 7–43. Ljubljana.
- Komac, B. 2003a: Geomorfne oblike in procesi na dolomitu. Magistrsko delo. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Komac, B. 2003b: Dolomitni relief na območju Žibrš. Geografski zbornik 43/2, str. 7–31. Ljubljana.
- Komac, B. 2004: Dolomitni kras ali fluviokras? Geografski vestnik 76/1, str. 53–60. Ljubljana.
- Komac, B. 2005: Dolec kot značilna reliefna oblika na dolomitnem površju. Doktorsko delo. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Komac, B., Gabrovec, M. 2003: Some characteristics of dolomite relief in Slovenia. Geografický časopis 56/3, str. 187–201. Bratislava.
- Komac, B., Zorn, M. 2005: Erozijski prsti na kmetijskih zemljiščih v sloveniji – meritve žlebične erozije v dolini Besnice. Geografski zbornik 45/1, str. 53–86. Ljubljana.
- Komac, M. 2003: Napoved tveganja pred plazovi z analizo satelitskih in drugih prostorskih podatkov. Doktorska disertacija. Oddelek za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Komac, M. 2004: Model stopnje ogroženosti plazov na osnovi multivariantne analize. Geologija 47/2, str. 238–247.
- Koshy, T. 2001: Fibonacci and Lucas numbers with applications. John Wiley and sons. New York.

- Kunaver, J. 1990a: Preval Vršič v Julijskih Alpah in denudacijsko-erozijski procesi v njegovem dolomit-skem površju. 4. skup geomorfologa Jugoslavije, str. 125–134. Geografski fakultet. Beograd.
- Kunaver, J. 1990b: H geomorfologiji dolomitnega prevala Vršič v Julijskih Alpah. Geografski vestnik 62, str. 79–98. Ljubljana.
- Kunaver, J. 1999: Geomorfološki razvoj doline Krnice in njene zadnje poledenitve. Dela 13, str. 63–75. Ljubljana.
- Kunaver, J., Komac, B. 2002: Kraške vode Kaninskega pogorja in izviri pod njim, s posebnim ozirom na Glijun. Soški razgovori I, zbornik za domoznanstvo Zgodovinske sekcije KD Golobar, str. 47–67. Zgodovinska sekcija Kulturnega društva Golobar. Bovec.
- Kusumastuti, D., I. 2005: Nonlinearities. Medmrežje: <http://www2.cwr.uwa.edu.au/ckusumast/Nonlinearity.htm> (4. 2. 2005).
- Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A., Ogorelec, B., 1974: Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom. Geologija 17, str. 425–465. Ljubljana.
- Lapanje, A. 2000: Hidrogeologija dolomitnega vodonosnika Mirne gore na severozahodu Bele Krajine. Magistrsko delo. Oddelek za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Lapidus, D., Winstanley, F. 1990: Collins dictionary of Geology. Collins. London.
- Lehotský, M. 2004: Soil erosion investigation using caesium-137 and dendrogeomorphic methods (case studies in Jablonka catchment). Medmrežje: <http://www.zalf.de/essc/inhalt.htm> (12. 2. 2004).
- Lesser, H., Haas, H. D., Mosimann, T., Paesler, R. 1984: Diercke, Wörterbuch der Allgemeinen Geographie. Band 1, A-M. Westermann. München.
- Lewis, D. H. 2001: Little Ice Age investigations in Strathcona Provincial Park, Vancouver Island, B. C. Magistrsko delo. University of Victoria. Medmrežje: <http://cgrg.geog.uvic.ca/abstracts/LewisLittle-Dendroglaciological.html> (22. 12. 2004).
- Lindsay, J. 2002: TAS – Terrain analysis system. Medmrežje: <http://www.sed.manchester.ac.uk/geography/research/tas/> (10. 5. 2005).
- Lindsay, J., F. 1970: Clast fabric of till and its development. Journal of Sedimentary Petrology 40, str. 629–641. New York.
- Little ice age in Europe. 2004. Medmrežje: http://www2.sunysuffolk.edu/mandias/lia/little_ice_age.html (11. 4. 2005).
- Lovrenčak, F. 1987: Zgornja gozdna meja v Julijskih Alpah in na visokih kraških planotah Slovenije. Geografski zbornik 26, str. 5–62. Ljubljana.
- Lovrenčak, F. 1994: Pedogeografija. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Mac, I. 1969: Degradarea unei suprafete de eroziune pliocena. Studii și cercetări de geografie 2/16, str. 181–193. Bukarešta.
- Marosi, S. 1987: Contributions to the pleistocene legacy in microregional ecological variation in Hungary. V: Pécsi, M. 1987. Pleistocene environment in Hungary, contribution to INQUA Hungarian national committee to the XIth INQUA congress, str. 195–203. Geographical research institute. Budimpešta.
- Martin, Y. 2000: Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations. Geomorphology 34, str. 1–21. Medmrežje: http://www.agiusa.com/brochure_bridgefoundation.shtml (8. 4. 2005).
- Meybeck, M. 1987: Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. American journal of science 282/4, str. 401–450. New Heaven.
- Mihevc, A. 1979: Geomorfološka zemljevid ozemlja Logaških Rovt. Diplomsko delo. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Mihevc, A. 1986: Geomorfološka karta ozemlja Logaških Rovt. Acta carsologica 14–15, str. 207–218. Ljubljana.
- Mihevc, A. 1996: Brezstropa jama pri Povirju. Naše jame 38, str. 65–75. Ljubljana.

- Mihevč, A. 2001: Jamski fluvialni sedimenti v Snežni jami na Raduhi in v Potočki zijalki. *Geološki zbornik, Povzetki referatov* 15. posvetovanja slovenskih geologov, str. 60–63. Oddelek za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Mikoš, M., Zupanc, V. 2000: Erozija tal na kmetijskih površinah. *Sodobno kmetijstvo* 33/10, str. 419–423. Ljubljana.
- Mlekuž, J. 2004: Življenjska pripoved migrantke Luise: prispevek za »drugačno« družbeno geografijo. *Geografski vestnik* 76/1, str. 37–51. Ljubljana.
- Montgomery, K. 1989: Concepts of equilibrium and evolution in geomorphology: the model of branch systems. *Progress in physical geography* 13/1, str. 47–66. Arnold. London.
- Morgan, P. C. 1979: Soil erosion; topics in applied geography. Longman. London.
- Müllenhoff, M. 1999: Physiogeographisch-morphogenetische Untersuchung des Naturraums in der Umgebung der Kerisstadt Korbach (Nordhessen) als Grundlage für einen geographischen Themenpfad. Diplomsko delo. Medmrežje: <http://www.private.addcom.de/Muellenhoff/Diplom/DiplomInhalt.htm> (16. 2. 2004).
- Myers, N. 1991: Gaia, modri planet: atlas za današnje upravljalce jutrišnjega sveta. Mladinska knjiga. Ljubljana.
- Najmočnejši potresi v Sloveniji. 2005. Medmrežje: http://www.arso.gov.si/podrocja/potresi/zanimivosti/najmocnejši_potresi.html (10. 3. 2005).
- Natek, K. 1983: Metoda izdelave in uporabnost splošne geomorfološke karte. Magistrska naloga. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Natek, K. 1985: Geomorfološko dogajanje, čas in mi. *Proteus* 47/8, str. 301–305. Ljubljana.
- Natek, K. 1989a: Erozija. *Enciklopedija Slovenije* 3, str. 57–58. Mladinska knjiga. Ljubljana.
- Natek, K. 1989b: Geomorfološke značilnosti usadov v Halozah. *Ujma* 4, str. 11–15. Ljubljana.
- Natek, K. 1989c: Vloga usadov pri geomorfološkem preoblikovanju Voglajnskega gričevja. *Geografski zbornik* 29, str. 37–77. Ljubljana.
- Natek, K. 2001: The life and work of William Morris Davis (1850–1934). *Geografski zbornik* 41, str. 155–165. Ljubljana.
- Novak, V. 1970: Živinoreja. V: Blaznik, P. 1970: Gospodarska in družbena zgodovina Slovencev: Zgodovina agrarnih panog 1, str. 343–394. DZS. Ljubljana.
- Određivanje starosti metodom ¹⁴C. 2005: Medmrežje: <http://www.irb.hr/hr/str/zef/z3labs/lna/C14/> (12. 3. 2005).
- Ogorelec, B., Rothe, P. 1992: Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Haptodolomits in Süd-West Slowenien. *Geologija* 35, str. 81–181. Ljubljana.
- Oštir, K., Podobnikar, T., Stančič, Z., Mlinar, J. 2000: Digitalni model višin Slovenije InSAR DMV 25. *Geodetski vestnik* 44–4. Ljubljana.
- OxCal. 2005: Medmrežje: <http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/oxcal.html> (5. 3. 2005).
- Pa-ces, T.: 1986: Weathering rates of gneiss and depletion of exchangeable cations
- Parsons, A. J. 1988: Hillslope form. Routledge. London.
- Pécsi, M. 1964: Ten years of physiogeographic research in Hungary. *Akadémiai Kiadó*. Budapest.
- Pécsi, M. 1966: Problèmes quaternaires de la recherche géomorphologique des montagnes centrales intracarpathiques. *Geographia Polonica* 10, str. 115–144. Warszawa.
- Pécsi, M. 1989: Geomorphological and geocological essays, str. 61–72. *Akadémiai kiadó*. Budapest.
- Pécsi, M. 1996: Geomorphological regions of Hungary. Hungarian Academy of sciences, Geographical research institute. Budapest.
- Penck, W. 1972: Morphological analysis of land forms. A contribution to physical geology. Hafner publishing company. New York.
- Perko, D. 1989: Vzhodna Krška kotlina s posebnim ozirom na poselitev. Magistrska naloga. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana. 176 str.
- Perko, D. 2001: Analiza površja Slovenije s stometrskim digitalnim modelom reliefa. *Geografija Slovenije* 3. Ljubljana.

- Perko, D. 2002. Določanje vodoravne in navpične razgibanosti površja z digitalnim modelom višin. *Geografski vestnik* 74–2, str. 85–98. Ljubljana.
- Petek, F. 2005: Spremembe rabe tal v slovenskem alpskem svetu. *Geografija Slovenije* 11. Ljubljana.
- Phillips, J. 1995a: Nonlinear dynamics and the evolution of relief. *Geomorphology* 14, str. 57–64. Amsterdam.
- Phillips, J. 1995b: Self-organization and landscape evolution. *Progress in physical geography* 19/3, str. 309–321. London.
- Phillips, J. 1999: Earth surface systems. Complexity, order and scale. Blackwell. London.
- Phillips, J. 2003: Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic systems. *Progress in physical geography* 27/1, str. 1–23. London.
- Phillips, J. 2005a: Weathering and landscape evolution. *Geomorphology* 67, str. 1–6. Amsterdam.
- Phillips, J. 2005b: Weathering instability and landscape evolution. *Geomorphology* 67, str. 255–272. Amsterdam.
- Phillips, J. D., Walls, M. D. 2004: Flow partitioning and unstable divergence in fluviokarst evolution in central Kentucky. *Nonlinear Processes in Geophysics* 11, str. 371–381. Strasbourg.
- Pihler, B. 1999: Gozd in gozdni potok – nedeljiva celota. *Gozdarski vestnik* 57/4, str. 173–185. Ljubljana.
- Placer, L. 2004: Subrecentni premik na Orlah. *Geologija* 47/2, str. 233–236. Ljubljana.
- Plut, D. 1991: Entropijska zanka. Didaktika. Radovljica.
- Prelovšek, M. 2001: Talni tokovi vode. Seminarska naloga. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Premru, U. 1982: Geološka zgradba južne Slovenije. *Geologija* 25/1, str. 95–126. Ljubljana.
- Püspöki, Z., Szabó, S., Demeter, G., Szalai, K., McIntosh, R. W., Vincze, L., Németh, G., Kovács, I. 2005: The statistical relationship between unconfined compressive strengths and the frequency distributions of slope gradients – A case study in northern Geomorphology 71, 3–4/1, str. 424–436. Amsterdam.
- Radinja, D. 1972: Zakrasevanje v Sloveniji v luči celotnega morfogenetskega dogajanja. *Geografski zbornik* 13, str. 197–243. Ljubljana.
- Radinja, D. 1983: Usadi v subpanonski Sloveniji. Naravne nesreče v Sloveniji kot naša ogroženost, str. 67–74. Geografski inštitut Antona Melika ZRC SAZU. Ljubljana.
- Rakovec, I. 1939: Prispevki k tektoniki in morfogenezi Loških hribov in Polhograjskih dolomitov. *Geografski vestnik* 15, str. 99–121. Ljubljana.
- Rauch, H. W., White, W. B. 1977: Dissolution Kinetics of Carbonate Rocks; Effects of Lithology on Dissolution Rate. *Water Resources Research*, str. 381–394.
- Register zemljepisnih imen – izpis. 2005. Geodetska uprava RS. Ljubljana.
- Sandiford, M. 2004: Drainage networks as emergent phenomena. Analogue and numerical models of crustal-scale processes. Geological Society Special Publication. Medmrežje: http://jaeger.earthsci.unimelb.edu.au/msandifo/Publications/Manuscripts/2005/GeolSoc_05b.pdf (31. 1. 2005).
- Sapoval, B., Baldassarri, A., Gabrielli, A. 2005: Self-stabilised fractality of sea-coasts through damped erosion. Medmrežje: <http://pmc.polytechnique.fr/bs/SeaCoasts.html> (11. 4. 2005).
- Scheidegger, A. E. 1987: Systematic Geomorphology. Springer-Verlag. Wien.
- Schlunegger, F. 2002: Impact of hillslope-derived sediment supply on drainage basin development in small watersheds at the northern border of the central Alps of Switzerland. *Geomorphology* 46, str. 285–305. Amsterdam.
- Schlunegger, F., Schneider, H. 2005: Relief-rejuvenation and topographic length scales in a fluvial drainage basin, Napf area, Central Switzerland. *Geomorphology* 69, str. 102–117. Amsterdam.
- Schumm, S. 1977: The fluvial system. Wiley. New York.
- Schumm, S. A. 1991: To interpret the Earth – ten ways to be wrong. Cambridge University Press. Cambridge.
- Slovenska kraška terminologija. 1973. Oddelek za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Small, R. J. 1964: The escarpment dry valleys of the Wiltshire chalk. *Transactions of the Institute of British geographers* 34, str. 33–52. London.

- Smart, C. C. 1988: A deductive model of karst evolution based on hydrological probability. *Earth surface processes and landforms* 13, str. 271–288. London.
- Sparks, B. W., Lewis, W. V. 1957: Escarpment dry valleys near Pegsdon, Hertfordshire. *Proceedings of the Geologists Association* 68, str. 26–38. London.
- SSKJ – Slovar slovenskega knjižnega jezika. 1993–1997. Elektronska izdaja, različica 1.0. Inštitut za slovenski jezik Frana Ramovša ZRC SAZU, DZS in Amebis d. o. o. Kamnik, Ljubljana.
- Stankovič, M. 2004: Geomorphic response of agricultural landscape to land use changes associated with introduction of large scale farming in Slovakia. *Medmrežje*: <http://www.zalf.de/essc/inhalt.htm> (12. 2. 2004).
- Starkel, L., 1966: Evolution of the relief of the Polish east Carpathian in the Quarternary (with the upper San basin as example). *Geographia Polonica* 10, str. 89–114. Warszawa.
- Štepanov, A. 2004: *Medmrežje*: http://www.goldenmuseum.com/index_engl.html (27. 1. 2005).
- Strahler, A. H. 1992: *Modern physical geography*. John Wiley & Sons. New York.
- Strahler, A. H., Strahler, A. N. 1992: *Modern Physical Geography*. New York.
- Summerfield, M. A. 1996: *Global geomorphology – an introduction to the study of landforms*. Longman. Burnt Mill.
- Surveys, Geographical branch. Ottawa.
- Székel, A. 1987: Nature and extent of relief sculpturing in the Hungarian mountains during the pleistocene. V: Pécsi, M. 1987: Pleistocene environment in Hungary, contribution to INQUA Hungarian national committee to the XIIth INQUA congress, str. 171–182. Geographical research institute. Budimpešta.
- Šegota, T. 1988: *Klimatologija za geografe*. Školska knjiga. Zagreb.
- Šifrer, M. 1959: Obseg pleistocenske poledenitve na Notranjskem Snežniku. *Geografski zbornik* 5, str. 27–83. Ljubljana.
- Šifrer, M. 1963: Nova geomorfološka dognanja na Triglavu. Triglavski ledenik v letih 1954–1962. *Geografski zbornik* 8, str. 157–222. Ljubljana.
- Šifrer, M. 1970: Nekateri geomorfološki problemi dolenskega krasi. *Naše jame* 11, str. 7–15. Ljubljana.
- Šifrer, M. 1983: Kvartarni razvoj Škofjeloškega hribovja. *Geografski zbornik* 22, str. 139–195. Ljubljana.
- Šifrer, M. 1984: Nova dognanja o geomorfološkem razvoju Ljubljanskega barja. *Geografski zbornik* 23, str. 9–54. Ljubljana.
- Šifrer, M. 1990: Razvoj reliefa na Slovenskem v luči klimatske geomorfologije. *Geomorfologija in geoekologija*, Zbornik referatov 5. znanstvenega posvetovanja geomorfologov Jugoslavije, str. 45–54. Ljubljana.
- Šifrer, M. 1997: *Površje v Sloveniji*. Elaborat. Geografski inštitut Antona Melika ZRC SAZU. Ljubljana.
- Škerlj, J., Čebulj, A., Štern, J., Vesel, J. 1975: Industrijski minerali in kamnine v Sloveniji. *Geologija* 18, str. 231–242. Ljubljana.
- Temeljni pogoji za določanje cestnih elementov v odvisnosti od voznodinamičnih pogojev, ekonomike cest, prometne obremenitve in prometne varnosti ter preglednosti. 2003. Osnutek tehnične specifikacije za javne ceste. Direkcija RS za ceste, Ministrstvo RS za promet. Ljubljana.
- The Last 1000 years: The Medieval Warm Period and the Little Ice Age. 2004. *Medmrežje*: <http://earth.usc.edu/geol150/evolution/lastmillenia.html> (2. 6. 2005).
- The Little Ice Age and before. *Medmrežje*: <http://geowords.com/histbooknetscape/b03.htm> (19. 5. 2005).
- Tinkler, K. J. 1989: *History of Geomorphology: from Hutton to Hack*. Unwin/Hyman. London & New York.
- Tokunaga, E. 2003: *Tiling Properties of Drainage Basins and Their Physical Bases. Concepts and Modeling in Geomorphology: International Perspectives*, str. 147–166. Terrapub. Tokyo.
- Topole, M. 1998: *Mirnska dolina – regionalna geografija porečja Mirne na Dolenjskem*. Znanstvenoraziskovalni center SAZU, Založba ZRC. Ljubljana.
- Trudgill, S. T. 1977: Problems in the estimation of short-term variations in limestone erosion processes. *Earth Surface Processes and landforms* 2/2–3, str. 251–256. London.
- Tuckfield, C., G. 1986: A study of dells in the New Forest, Hampshire, England. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, str. 23–40. London.

- Urbanc, M. 2002: Kulturne pokrajine v Sloveniji. Geografija Slovenije 5. Ljubljana.
- Valenčič, V. 1970: Vinogradništvo. V: Blaznik, P. 1970: Gospodarska in družbena zgodovina Slovencev: Zgodovina agrarnih panog 1, str. 279–308. DZS. Ljubljana.
- Verbič, T. 1991: Geološke osnove morfogeneze reliefa na prostoru Slovenije. Magistrska naloga. Oddelek za montanistiko Naravoslovnotehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Verbič, T. 1998: Kamnine. V: Fridl, J. in ostali 1998: Geografski atlas Slovenije, str. 74–77. Državna založba Slovenije. Ljubljana.
- Verbič, T. 2004: Stratigrafija kvartarja in neotektonika vzhodnega dela Krške kotline. Razprave IV. razreda SAZU 45, str. 171–225. Ljubljana.
- Verbovšek, T. 2003: Izdatnost vodnjakov in vrtin v Sloveniji – skupina dolomitnih vodonosnikov. Oddelek za montanistiko Naravoslovnotehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Vidrih, R. 2005: Napovedovanje potresov – da ali ne? Življenje in tehnika 66/4, str. 20–36. Ljubljana.
- Viles, H. A. 2001: Scale issues in weathering studies. *Geomorphology* 41/1, str. 63–72. Amsterdam.
- Viles, H. A., 2004: Self-organized criticality. V: Goudie, A., S. 2004: *Encyclopedia of Geomorphology* 2, str. 944–945. Routledge. London.
- Whalley, W. B., Turkington, A. V. 2001: Weathering and Geomorphology. *Geomorphology* 41/1, str. 1–3. Amsterdam.
- Young, A. 1961: Characteristic and limiting slope angles. *Zeitschrift für geomorphologie* 5/2, str. 126–131. Stuttgart.
- Young, A. 1972: Slopes. Oliver & Boyd. Edinburgh.
- Young, A., R., M. 1986: The geomorphic development of dells (upland swamps) on the Woronora Plateau N. S. W., Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie* 30, str. 317–327. Stuttgart.
- Zámbó, L. 1989: Impact of karst corrosion effect of soils on doline morphology. V: Pécsi, M. 1989: *Geomorphological and geocological essays*, str. 61–72. Akadémiai kiadó. Budapest.
- Zogović, D. 1966: Hidrogeološka uloga dolomita u dinarskom karstu. *Vesnik, inženjerska geologija i hidrogeologija* 6, str. 5–112. Zavod za geološka i geofizička istraživanja. Beograd.
- Zorn, M. 2002: Podori na Dobraču. *Geografski vestnik* 74, str. 2, 9–20. Ljubljana.
- Zorn, M., Komac, B. 2002: Pobočni procesi in drobirski tok v Logu pod Mangartom. *Geografski vestnik* 74–1, str. 9–23. Ljubljana.
- Zupan Hajna, N. 2000: Razmerje med avtohtono kemično in mehansko erozijo pri nastajanju kraških rogov. Doktorska disertacija. Oddelek za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Ljubljana.
- Zupan Hajna, N. 2003: Incomplete solution – weathering of cave walls and the production, transport and deposition of carbonate fines. Inštitut za raziskovanje krasi ZRC SAZU. Postojna.
- Zupan, N. 1989: Mineralogija tektonske gline v Pivki jami. *Acta carsologica* 18, str. 139–156. Ljubljana.
- Živanović, M. 2003: Primeri uporabe georadarskih raziskav v različnih kamninah. *Geološki zbornik* 17, str. 181–186. Oddelek za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete. Ljubljana.

8 SEZNAM SLIK

Slika 1: Dolci so pomembna reliefna oblika na Žibršah (Komac 2003a).	16
Slika 2: Geomorfološka skica Kališča (Gabrovec 1994, 94).	17
Slika 3: Geomorfološka skica Kureščka (Gabrovec 1994, 98).	17
Slika 4: Dolci so na Rakitni na pobočjih Novaške gore in Županovega vrha. Puščica označuje enega od dolcev (Gams 1968, 80).	18
Slika 5: Dolci so na dolomitnem površju v okolici Litije pogosta reliefna oblika. Na karti so dolci označeni s puščico (Gams in Natek 1981).	19
Slika 6: Dna dolcev v Žibršah so ploska zaradi debele plasti prepereline in intenzivne obdelave. Na sotočju dveh dolcev je bila do pred kratkim njiva, danes pa je območje namenjeno paši. (fotografija: Matija Zorn, 15. 4. 2005).	20
Slika 7: Zemljevid dolcev v Žibršah. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro, kamnolom s sivo in petindvajsetmetrske izohipse z oranžno barvo. Krogec označuje lego najdišča lesa, opisanega v petem poglavju.	21
Slika 8: Dolci v Selu imajo gladka strma pobočja. V ozadju je bazen za lovljenje erodiranega gradiva, ki ga je pred desetletji postavilo Podjetje za urejanje hudournikov (fotografija: Blaž Komac).	22
Slika 9: Dolci pri Selu v Polhograjskem hribovju (prirejeno po: Gabrovec 1994, 90).	22
Slika 10: Severozahodno in severno od Metnaja so dolci nastali v zaledju dolov na pobočjih Kolka. Dolce prerašča gozd, doli pa se pod vasjo stekajo v kraške kotanje blizu roba planote nad dolino Stiškega potoka (fotografija: Blaž Komac).	23
Slika 11: Dno dolca severno od Poljan pri Stični se spodaj razširi in postane zaradi obilice prepereline plosko. Dolci se nazadnje združijo v širok dol s ploskim dnem, imenovan Dula. Na pobočjih dolca so drevesa zvita zaradi polzenja prepereline (fotografija: Blaž Komac).	24
Slika 12: V srednjem delu dolca severno od Poljan pri Stični so pobočja strmejša kot zgoraj in dno ožje, pogosti so izdanki kamnine (fotografija: Blaž Komac).	24
Slika 13: Zemljevid dolcev severno od Metnaja. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro in petindvajsetmetrske izohipse z oranžno barvo.	25
Slika 14: Zemljevid dolcev severno od doline Stiškega potoka. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro in petindvajsetmetrske izohipse z oranžno barvo.	26
Slika 15: Zemljevid dolcev severno od Poljan. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, njive z rjavo, vode z modro in petindvajsetmetrske izohipse z oranžno barvo.	27
Slika 16: Dno dolca na pobočju Novaške gore je še ekstenzivno obdelano (fotografija: Blaž Komac).	28
Slika 17: Zemljevid dolcev na Rakitni. Dolci so prikazani z vijoličasto barvo, gozd s temno in travnik s svetlo zeleno, vode z modro, kamnolom s sivo in petdesetmetrske izohipse z oranžno barvo.	29
Slika 18: Vrednosti hipsometričnega integrala za posamezna območja in povprečje, izračunano za vsa območja.	32
Slika 19: Pantometer sestavlja para premično spetih aluminijastih palic. Naklon površja določamo iz naklona vodoravne palice z libelo in kotomerom, ki sta pripeta na navpično palico. Naprava je visoka 2 m in široka 1,5 m. V ospredju je na njivi erozijsko merilno polje, izdelek Matije Zorna (fotografija: Blaž Komac, 31. 3. 2005).	33
Slika 20: Izmerjena (dol) in izračunana (dmv) kumulativna frekvenčna razporeditev naklonov na območjih preučevanja.	33

Slika 20: Frekvenčna razporeditev naklonov, pridobljena z meritvami. Polna črna črta označuje meritve brez slemen in prečnih prerezov, rdeča črta pa vse meritve. S tanjšimi črtami so prikazane meritve po posameznih območjih.	34
Slika 21: Frekvenčna razporeditev naklonov po območjih, pridobljena z digitalnim modelom višin 25 krat 25 m. S črno barvo je označeno povprečje, s tanjšimi obarvanimi črtami so prikazane meritve po posameznih območjih.	35
Slika 23: Frekvenčna porazdelitev naklonov v dnu dolcev, predpostavljeni proces in reliefna oblika (po virih iz poglavja 4. 9).	36
Slika 24: Frekvenčna razporeditev naklonov dolcev po slovenski naklonski lestvici (Natek 1983, 50 in 67).	37
Slika 25: Frekvenčna razporeditev naklonov dolcev po tako imenovani svetovni naklonski lestvici Demeka in ostali (1972, 57).	37
Slika 26: Frekvenčna razporeditev naklonov dolcev po Parsonsovi naklonski lestvici (Parsons 1988).	41
Slika 27: Frekvenčna razporeditev naklonov po območjih preučevanja v odstotkih po naklonskih razredih.	43
Slika 28: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Žibršah pri Logatcu na severni strani slemena.	44
Slika 29: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Selu pri Polhovem Gradcu.	44
Slika 30: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Žibršah pri Logatcu na južni strani slemena.	45
Slika 31: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih nad vasjo Metnaj pri Stični.	45
Slika 32: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih nad dolino Stiškega potoka pri Stični.	46
Slika 33: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih severno od Poljan pri Stični.	46
Slika 34: Frekvenčna razporeditev naklonov po naklonskih razredih v Rakitni.	47
Slika 35: Primerjava razvrstitve dolcev glede na prilagojene Parsonsove parametre v pet skupin z Wardovo metodo in z metodo sredin. Slike so paroma razporejene po območjih.	48
Slika 36: Primerjava razvrstitve dolcev glede na prilagojene Parsonsove parametre v pet skupin z Wardovo metodo in z metodo sredin. Slike so paroma razporejene po območjih.	49
Slika 37: Primerjava razvrstitve dolcev glede na prilagojene Parsonsove parametre v pet skupin z Wardovo metodo in z metodo sredin. Slike so paroma razporejene po območjih.	50
Slika 38: Dolci, razvrščeni v skupine z Wardovo metodo glede na delež (%) konveksnih, premočrtnih in konkavnih enot. Povprečni deleži konveksnih, premočrtnih in konkavnih enot za posamezno skupino so v tem vrstnem redu in ločeno s poševnico navedeni v legendi.	54
Slika 39: Grafični način določenja ukrivljenosti vzdolžnega prereza dolca. dolca (glej prilogo 10).	55
Slika 40: Tipi dolcev glede na ukrivljenost zgornjih dveh enot. Številka označuje število dolcev posameznega tipa.	56
Slika 41: Dolci glede na prevladujočo ukrivljenost.	57
Slika 42: Dolci tipa I. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.	58
Slika 43: Dolci tipa II. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.	58
Slika 44: Dolci tipa III. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.	59
Slika 45: Dolci tipa IV. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot.	59

- Slika 46: Dolci tipa V. Prikaz je shematski, dolžina posameznih odsekov ne odgovarja dolžini v naravi, poudarjeno je zaporedje enot. 60
- Slika 47: Premiki različno velikih skalnih blokov v cm v odvisnosti od naklona površja (Klimaszewski 1981, 252). 63
- Slika 48: Krivulja hiperboličnega kosinusa in hiperboličnega sinusa (prirejeno po: Differentiating 2005). 65
- Slika 49: Primerjava lestvic naklonskih pragov različnih avtorjev s Fibonaccijevim zaporedjem (Klimaszewski 1981, 196–197). 66
- Slika 50: Carnotova krožna sprememba, ki opisuje adiabatni prehod med dvema izotermama ob počasnem dovajanju toplote, pri čemer se spremeni entropija sistema (Kladnik 1989, 215). 67
- Slika 51: Če na sliki ne bi bilo meril (geološko kladivo meri približno 33 cm, svinčnik 11 cm), bi si lahko predstavljali, da prikazuje spodnji del stene nekje v Alpah in melišče pod njo. V resnici prikazuje prelomni stik med dvema dolomitnima plastema. Zgornja je močno pretirna, gradivo se spodaj useda, nastalo je majhno melišče z naklonom približno 32° (fotografija: Blaž Komac). 68
- Slika 52: Stabilen (S) in kaotičen (K, sivo) razvoj površja, opisan z nelinearnim dinamičnim modelom. S1 in K1 prikazujeta začetno uravnano površje in nista prikazana. S črko i (abscisa) je prikazano prvotno višje površje, s črko j (ordinata) pa prvotno nižje površje (Phillips 1995a, 62). 74
- Slika 53: Bifurkacijski diagram. Na ordinati so prikazana možna stabilna stanja sistema, na abscisi pa bifurkacijski parameter λ . Pri $\lambda > \lambda_1$ je za vsako vrednost λ le eno stabilno stanje, prikazano s črko (a). Vsa stanja niso možna! Pri $\lambda = \lambda_1$ postaneta možna dva niza stabilnih stanj (b in b'). Stanje b' je nestabilno, toda pri $\lambda = \lambda_2$ spet postane stabilno. Pri $\lambda = \lambda_3$ postane veja b' znova nestabilna in pojavita se dve novi stabilni veji. Pri $\lambda = \lambda_4$ nestabilna veja doseže novo bifurkacijo, kjer postaneta možni dve novi stanji, ki sta prikazani z dvema vejama. Sistem je nato ponovno nestabilen, dokler λ ne doseže vrednosti λ_5 ali λ_6 (Bifurcation diagram 2005). 75
- Slika 54: Merilna naprava, akumulator in kovinske palice (fotografija: Matija Zorn, 15. 4. 2005). 80
- Slika 55: Elektroda je pričvrščena na kovinski stebriček (fotografija: Matija Zorn, 15. 4. 2005). 81
- Slika 56: Na različno debelino prepereline in njeno vlažnost na pobočjih in dnu dolca opozarja barva spomladanskega rastja. Naklon dna dolca je približno 8°. Avtomobil v dnu dolca v ozadju je približno 20 m nižje in 100 m oddaljen. Preperelina je najdebelejša v dnu dolca, v senčni kotanji na pobočju pa je debela več kot meter (fotografija: Blaž Komac, 6. 4. 2005). 82
- Slika 57: Rezultat primerjalnih meritev v kamnolomu: Trdna kamnina seže na površje na levi strani in na sredini prereza. Na desni je kamnina preperela do globine 1 m in močno razpokana do globine 3 m. V sredini prereza je skalni čok, ki sega do površja, levo od njega pa je trdna kamnina v globini 5 m. 83
- Slika 58: Zaporedni prečni prerezi dna dolca, izmerjeni 6. 4. 2005 ob suhem stanju z metodo sch20. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m. 83
- Slika 59: Meritev prečnega prereza dolca ob vlažnem stanju (zgoraj) je bila opravljena 15. 4. 2005 na istem mestu kot meritev ob suhem stanju 6. 4. 2005 (spodaj; isto kot prerez 7 na sliki 78). Uporabljena je bila metoda sch20. Pikasta črna črta označuje predpostavljeno mejo med rdeče-rjavo ilovico in preperelo kamnino, ki je sredi dolca približno 2,5 m globoko. Debelino ilovice sem ugotovil z vrtanjem. Črtna črta označuje predpostavljeno mejo med preperelo kamnino in močno razpokano kamnino. Polna črta označuje predpostavljeno mejo med razpokano in močno razpokano kamnino, debela polna črta pa predpostavljeno mejo med razpokano in nerazpokano kamnino, ugotovljeno z merjenjem električne upornosti trdne kamnine. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m. Električna upornost je v Ω m. 85

- Slika 60: Meritev prečnega prereza dolca ob vlažnem stanju (zgoraj) je bila opravljena 15. 4. 2005 na istem mestu kot meritev ob suhem stanju 6. 4. 2005 (spodaj; isto kot prerez 3 na sliki 78). Spodnji prerez je glede na zgornjega nekoliko zamaknjen v levo. Uporabljena je bila metoda sch20. Pikasta črna črta označuje predpostavljeno mejo med rdeče-rjavo ilovico in preperelo kamnino, ki je sredi dolca približno 2,5 m globoko. Debelino ilovice sem ugotovil z vrtanjem. Črtkasta črta označuje predpostavljeno mejo med preperelo kamnino in močno razpokano kamnino. Polna črta označuje predpostavljeno mejo med razpokano in močno razpokano kamnino, debela polna črta pa predpostavljeno mejo med razpokano in nerazpokano kamnino, ugotovljeno z merjenjem električne upornosti trdne kamnine. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m. Električna upornost je v Ω m. 85
- Slika 61: Korozijska zajeda oziroma močnejša preperelost kamnine ob straneh dolca je vidna v suhih razmerah z metodo sch 20. Navpično merilo meri 1 m, vodoravno 5 m. Električna upornost je v Ω m. 86
- Slika 62: Geološko-strukturna podoba območja z dolci in lega izvira v Dolinah v Žibršah. Prečni prerez (zgoraj) je usmerjen od jugozahoda (levo) proti severovzhodu (desno). Na severnem pobočju je preperelina debelejša kot na južnem. Tudi to je dokaz za krajevno pospešeno korozijo, ki je posledica daljšega časa zadrževanja vlage v prsti. Na sušnem pobočju, obrnjenem proti jugu, je kamninska osnova dosti bližje površju (3 m). Na desni strani dna je gradivo bolj prevodno oziroma glinasto kot na levi. To povezujem z večjo strmino severnega pobočja, od koder površinska voda spira gradivo v dno dolca. Poleg tega je severno pobočje (desno) porašča travnik v zaraščanju, na južnem pobočju (levo) pa je gozd. Kartiranje (Komac 2003b, 15) in geoelektrične raziskave površja v Žibršah dokazujejo, da so nekateri dolci (označeni z rumeno) usmerjeni vzdolž prelomov, kjer je kamnina pretrta in manj odporna (rdeče). Drugi dolci so usmerjeni vzdolž manj odpornih lapornatih plasti, ki vpadajo v pobočje (zeleno). Ker prelomi potekajo prečno na kamninsko sestavo, dolci razčlenjujejo površje v obliki mreže. Stalen izvir je nastal zaradi zajezitve ob klinastem stiku neprepustne tektonizirane kamnine in prav tako neprepustnih lapornatih kamninskih plasti. 86
- Slika 63: Vzdolžni prerez dolca, ki poteka vzdolž manj odpornih lapornatih plasti (spodaj) in prečni prerez čez isti dolec (zgoraj). Pikasta črna črta označuje predpostavljeno mejo med rdeče-rjavo ilovico in preperelo kamnino, ki je sredi dolca približno 2,5 m globoko. Debelino ilovice sem ugotovil z vrtanjem. Črtkasta črta označuje predpostavljeno mejo med preperelo kamnino in močno razpokano kamnino. Polna črta označuje predpostavljeno mejo med razpokano in močno razpokano kamnino, debela polna črta pa predpostavljeno mejo med razpokano in nerazpokano kamnino, ugotovljeno z merjenjem elektroprevodnosti trdne kamnine. Navpični in vodoravni merili merita 5 m. Elektroprevodnost je v Ω m. 87
- Slika 64: Električno upornost in sestavo podlage v dnu dolca smo merili z oddajno-sprejemnimi električnimi sondami, vidna je desno na sredini (fotografija: Blaž Komac, 6. 4. 2005). 87
- Slika 65: Plitev periglacialni dolec pri kraju Stadel v kantonu Zürich v Švici (fotografija: Matej Gabrovec, 7. 9. 1993). 92
- Slika 66: Vpliv površinskih geomorfni procesov na razvoj pobočij v flišnih Karpatih (Young 1972, 243; prirejeno po: Starkel 1966). 92
- Slika 67: Širok dolec v Transdanubijskem gričevju je po slovenskih merilih že prava dolina (Pécsi 1964, 42). 93
- Slika 68: Asimetričen, plitev, dolg in širok dolec z obdelovalnimi terasami na pobočjih (Pécsi 1964, 42). 93

Slika 69: Dolci na krioplanacijskih terasah, ki sta označena s krogci, in na krioplanacijskem pedimentu v dolini Miroslávke med naseljema Nová Ves pri Pohořelcích in Vlasaticah (Czudek in Demek 1970, 103).	94
Slika 70: Derazijska vdolbina na pobočju večjega dolca (Pécsi 1964, 43).	94
Slika 71: Serija derazijskih vdolbin na pobočju dolca (Pécsi 1964, 43).	95
Slika 72: V Polhograjskem hribovju je nad dolino Selanovega potoka pod cerkvijo sv. Jedert nastal niz dolcev, ločenih z zaobljenimi slemen. V enega od slemen se tik nad naplavno ravnico zajeda široka in plitva vdolbina, prikazana desno zgoraj. Primerjaj še vzdolžni prerez slemena B-13s, ki je v dodatku (fotografija: Blaž Komac).	95
Slika 73: Potencialna dolomitna periglacialna območja v Sloveniji.	99
Slika 74: Potencialna dolomitna neperiglacialna območja v Sloveniji.	99
Slika 75: Dolomitna območja v Sloveniji, prikazana z rožnato barvo, in potencialna območja periglacialnih procesov v jugovzhodnih, južnih ter jugozahodnih legah in višinah med 400 in 1300 m z naklonom površja med 2° in 20°, prikazana s črno barvo.	100
Slika 76: Površina dolomitnega površja v Sloveniji glede na njegovo usmerjenost v km ² .	100
Slika 77: Usmerjenost pobočij v Sloveniji na 3 km ² velikih izbranih območjih z dolci, izračunana iz digitalnega modela reliefa 25 krat 25 m.	101
Slika 78: Zaobljena slemena nad dolci v Selu pri Polhovem Gradcu prekriva plitva prst (fotografija: Blaž Komac).	102
Slika 79: Grbine na južni strani slemena Smolevca na Žibršah so povečini posledica plastovitosti (fotografija: Blaž Komac).	102
Slika 80: Dolce v Selu pri Polhovem Gradcu pod cerkvijo sv. Jederti (levo) ločijo zaobljena in s plitvo prstjo prekrita slemena, za katere je kljub medsebojni bližini značilen različen razvoj (fotografija: Blaž Komac).	104
Slika 81: Hitrost polzenja zgornje plasti prepereline je bilo mogoče izračunati iz znane velikosti mejnega kamna in njegovega naklona.	105
Slika 82: Mejni kamen nad dolino Stiškega potoka je zaradi polzenja nagnjen za približno 31°. Utež naklonomera geološkega kompasa je usmerjena navpično navzdol (fotografija: Blaž Komac).	106
Slika 83: Prečna prereza severno od Metnaja (D-08 in D-09) in predpostavljeno nekdanje površje.	106
Slika 84: Značilne reliefne oblike glede na vrsto prevladujočih geomorfni procesov, prikazane glede na njihovo transportno sposobnost. Na abscisi in ordinati sta prikazani relativna višina in dolžina. Enačba $f(x)$ ima obliko eksponentne krivulje x^m (Parsons 1988, 56).	107
Slika 85: Letna korozija za nekatere kraške izvire v m ³ km ⁻² . Podatki so razvrščeni po velikosti (Gams 1966).	110
Slika 86: Na ordinati je prikazana letna korozija za nekatere slovenske reke oziroma porečja v m ³ km ⁻² , na abscisi so prikazani pretoki rek (m ³ s ⁻¹ ; Gams 1966; Kolbezen in Pristov 1998).	111
Slika 87: Korozijsko zniževanje površja v metrih na milijon let na različni kamninski podlagi, na različnih območjih ter za različne izvire in porečja (Gams 1966; Habič 1968; Komac 2003a; Dixon in Thorn 2005). Opomba: Podatki so bili pridobljeni z različnimi metodami, zato je pri njihovi primerjavi dopustno odstopanje. Povprečna vrednost je 49,2 metrov na milijon let.	112
Slika 88: Na dnu dolca z naklonom približno 18° pod cerkvijo sv. Jodereti v Polhograjskem hribovju je lepo viden nanos gradiva, ki doteka s pobočij. Večja debelina gradiva omogoča rast drugačnih rastlinskih vrst, kot so značilna za sušna pobočja s plitvo prstjo (fotografija: Blaž Komac).	113
Slika 89: Nad dolino Stiškega potoka prenese veliko gradiva v nižje lege podzemsko spiranje ali cevčenje (fotografija: Blaž Komac).	114

Slika 90: Interakcijska matrika za sistem preperevanja (Phillips 2004b, 259).	119
Slika 91: Interakcijska matrika za pobočni sistem. Nanj delujejo tudi zunanji dejavniki, kot sta podnebje in geološka sestava. (Phillips 2004b, 261).	120
Slika 92: Pretrt in milonitiziran dolomit na površju posebej intenzivno prepereva. Na očiščenem prerezu je lepo vidno, da je 12–14 cm debela fosilna prst nastala s preperevanjem dolomita. V kamnini nastajajo do meter globoki korozijski žepi, v katerih je kamnina bolj preperela kot v okolici. Lepo je viden za 20° nagnjen stik med fosilno prstjo in nanosom gradiva, ki sega še najmanj 20 m po pobočju navzdol (fotografija: Blaž Komac).	123
Slika 93: Košček lesa je razkrilo kopanje v kamnolomu. Lepo so vidni plast fosilne prsti na prepereli dolomitni podlagi, nanos dolomitnega drobirja in recentna prst, poraščena s travo (fotografija: Blaž Komac).	124
Slika 94: Najdišče z lepo vidnimi zaporednimi sloji kamnine, fosilne prsti, dolomitnega drobirja in recentne prsti ter temnimi koščki lesa. Geomorfološko kladivo v višino meri 33 cm (fotografija: Blaž Komac).	125
Slika 95: V ospredju slike je pri merilu (1 cm) viden košček lesa (fotografija: Blaž Komac). Nad fosilno prstjo je svetlo do temno siv in 14–70 cm sloj dolomitnega drobirja iz ostrorobatih, deloma zaobljenih in do nekaj centimetrov velikih dolomitnih delcev, ki jih je povezovalo temno vezivo. Veziva je ponekod več, drugod manj, kar je bodisi posledica neenakomernega usedanja gradiva bodisi posledica spiranja. Prehod iz fosilne prsti v ta sloj je zelo izrazit, nenaden, vrzel vpada 12° proti jugozahodu.	125
Slika 96: Košček lesa je ležal v spodnjem delu fosilne prsti, tik nad preperelo matično kamnino. Lepo je vidno, kako se z višino povečuje preperelost zgornje plasti matične kamnine. V višjih legah je kamnina zaradi nekdanje izpostavljenosti površju močno preperela, spodaj je kompaktna. Pet segmentov, ki se razlikujejo po stopnji razpadlosti, je označenih s številkami 1–5 (fotografija: Blaž Komac).	125
Slika 97: Koščki lesa od blizu. Na največjem je mogoče razpoznati letnice. Merilo meri 1 cm (fotografija: Blaž Komac).	127
Slika 98: Kalibracijska krivulja za 14C analizo. S križcem je označena lega starosti vzorca z Žibrš.	127
Slika 99: Temperatura, debelina drevesni letnic, količina ¹⁴ C v ozračju in količina ¹⁸ O v ozračju v času male ledene dobe (Little ice age 2005). S sivo barvo je označeno obdobje, v katero spada najdeni les.	129
Slika 100: Indeks ostrosti zime za Pariz, debelina gorskih ledenikov v Alpah in ledu na Grenlandiji, cene pšenice na evropskih trgih, polarni led, ki je bil viden z Islandije ter geomorfni pomen podnebja na primeru Španije v mali ledeni dobi (Gutiérrez-Elorza in Peña-Monné 1998; The Little Ice Age 2005). S sivo barvo je označeno obdobje, v katero spada najdeni les.	130
Slika 101: Diagram S1/S3 za določanje geneze sedimentov oziroma diamiktov. S krožcem sta označeni vrednosti S1/S3 za gradivo v Žibršah (prirejena po: Dowdeswell in ostali 1985, 697; Bavec 2001, 20; Klein in Davis 2005).	131
Slika 102: Nad levi je prikazano začetno stanje. Pobočje nad prelomom je v ravnovesju, razvila se je prst. V sredini je prikazano nestabilno stanje po premiku desnega bloka ob potresu. Temu mu sledi odlaganje gradiva, ki izravna površje (Faults 2005).	133
Slika 103: V perujskih Andih je ob potresu 10. 11. 1946 vzdolž preloma nastal 5 km dolg in 4 m visok navpični premik (Vir: zasebni arhiv Renata Vidriha.).	133

- Slika 104: Razmerje med sodobnim in zgodovinskim v geomorfologiji. Zgornja krivulja kaže največjo vrednost sodobne komponente, spodnja pa največjo vrednost razložljive zgodovinske komponente. Med črtama je prikazana sedanost. V odvisnosti od krajevnih razmer razložimo obliko struge z 10–60 % zgodovinske komponente (Schumm 1991, 53). Ker mora biti čas opazovanja primeren opazovanemu pojavu, morajo napovedi razvoja za daljša časovna obdobja, temeljiti na najslabših možnih ali ekstremnih možnostih prihodnjega razvoja (Schumm 1991, 36). 135
- Slika 105: Razmerjemed stabilnimi in nestabilnimi geomorfnimi sistemi glede na prostorsko in časovno raven (Phillips 2005b, 268–269). 136
- Slika 106: Dolci na krednih apnencih in laporovcih v Halleinu pri Bertechsgadenu v Nemčiji. Poglavitni oblikotvorni geomorfni proces naj bi bilo po ustni informaciji voditelj ev ekskurzije plazenje (fotografija: Matija Zorn, 21. 10. 2004). 141
- Slika 107: Dolec ali dolcu podobna reliefna oblika z ovalnim dnom na nedolomitnem območju pri Zgornjih Vrtilah severno od Zgornje Kungote pri Mariboru. V helvetijskih miocenskih plasteh so zastopani konglomerat, peščenjak in peščen laporovec z vmesnimi plastmi dacitnega in andezitnega tufa ter posameznimi žilami dacita (Aničić in Juriša 1983; fotografija: Matej Gabrovec). 141

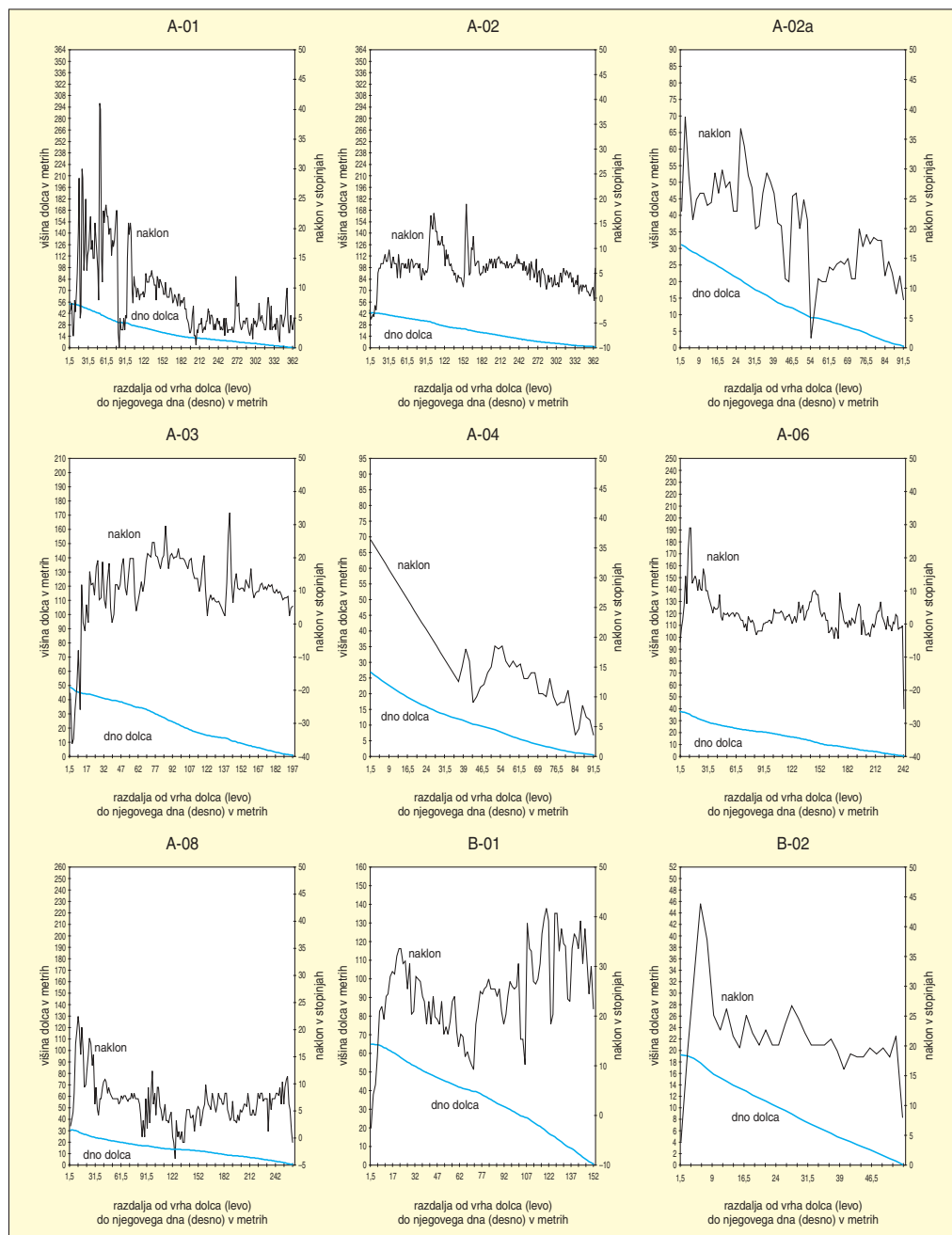
9 SEZNAM PREGLEDNIC

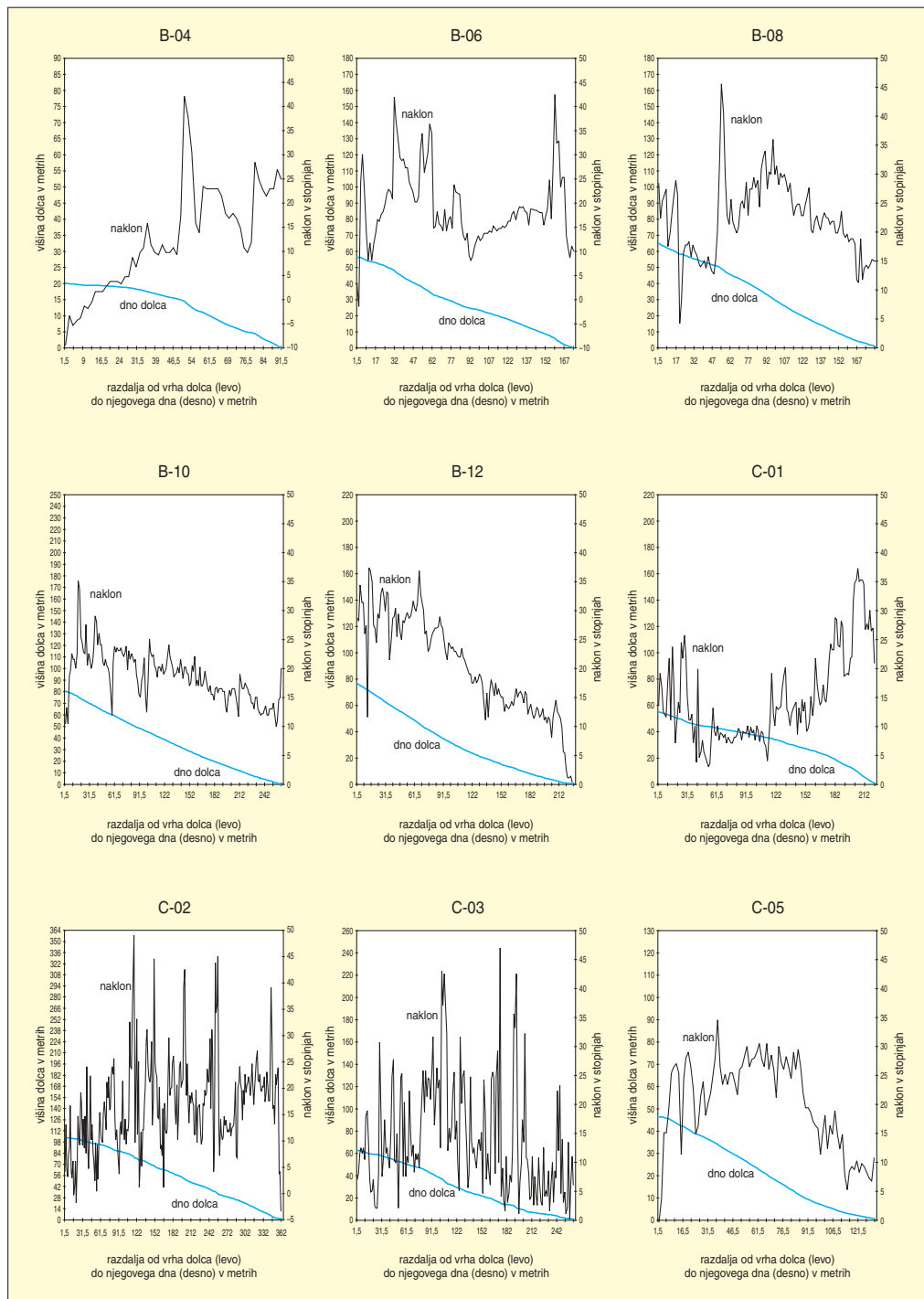
Preglednica 1: Genetska klasifikacija karbonatnih kamnin glede na stopnjo dolomitizacije in delež glinastih primesi (Zogović 1966, 15–16; Rauch in White 1977, 390).	11
Preglednica 2: Strukturna klasifikacija karbonatnih kamnin glede na razmerje med kalcitom in dolomitom (prirejeno po: Zogović 1966, 28).	12
Preglednica 3: Naklonski razredi (nakloni v stopinjah) za posamezna območja preučevanja, razpon spodnjih meja naklonskih razredov in skupna lestvica naklonskih pragov, prilagojena za preučevana dolomitna območja; s črtami so ločeni nakloni na dolomitnih območjih.	38
Preglednica 4: Vpliv odpornosti podlage na naklon pobočij (Klimaszewski 1981, 198).	39
Preglednica 5: Nekatere vrste pobočnih procesov na kopnem (Zorn in Komac 2002, 14–15).	40
Preglednica 6: Nakloni in značilni geomorfni procesi (Demek in ostali 1972, 57; Natek 1983, 50 in 67).	41
Preglednica 7: Delež (%) naklonov v dnu dolcev po posameznih območjih po naklonskih razredih.	43
Preglednica 8: Dolci, razvrščeni v skupine glede na delež ukrivljenosti.	51
Preglednica 9: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v prvi skupini v odstotkih.	52
Preglednica 10: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v drugi skupini v odstotkih.	52
Preglednica 11: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v tretji skupini v odstotkih.	53
Preglednica 12: Dolžina dolcev po ukrivljenosti v četrti skupini v odstotkih.	53
Preglednica 13: Število različnih tipov dolcev.	55
Preglednica 14: Razporeditev usadov glede na naklon pobočij v Voglajnskem gričevju (Natek 1989c, 51).	61
Preglednica 15: Razporeditev usadov glede na naklon pobočij v Halozah (Natek 1989b, 12).	61
Preglednica 16: Naklonski razredi (nakloni v stopinjah) po različnih virih in Fibonaccijevo zaporedje (Klimaszewski 1981).	64
Preglednica 17: Primerjava Fibonaccijevega zaporedja in povprečnih vrednosti naklonskih pragov iz literature (Klimaszewski 1981).	64
Preglednica 18: Deset možnih načinov razvoja reliefa glede na kaotičnost (Phillips 1995a, 61).	73
Preglednica 19: Prevladujoči geomorfni procesi na pobočjih glede na ukrivljenost (Schumm 1991, 104).	78
Preglednica 20: Povprečna debelina prsti in retencijska kapaciteta na različnih legah (Gabrovec 1994, 107).	70
Preglednica 21: Povprečna debelina in retencijska kapaciteta prsti na dolomitnih območjih v različnih legah (Gabrovec 1995a, 57–58).	80
Preglednica 22: Interpretacija električne upornosti.	82
Preglednica 23: Klasifikacija periglacialnih procesov in pojavov (Cook 1959, 25).	88
Preglednica 24: Proces, ki oblikujejo doline in dolinam podobne reliefne oblike (Geographie 2004).	91
Preglednica 25: Površina dolomitnih območij (Verbič 1998) in površja v Sloveniji (Perko 2001, 114) po naklonih površja.	97
Preglednica 26: Površina in delež dolomitnega površja v Sloveniji glede na značilne naklone (Verbič 1998).	97
Preglednica 27: Delež dolomitnega površja in površja v Sloveniji glede na usmerjenost pobočij (Verbič 1998).	98
Preglednica 28: Predpostavljena intenzivnost polzenja v dnu dolca nad dolino Stiškega potoka.	107
Preglednica 29: Poglavitni tipi suhih dolin oziroma dolcev v krednih pokrajinah Anglije in njihove značilnosti (Small 1964, 33–34).	116

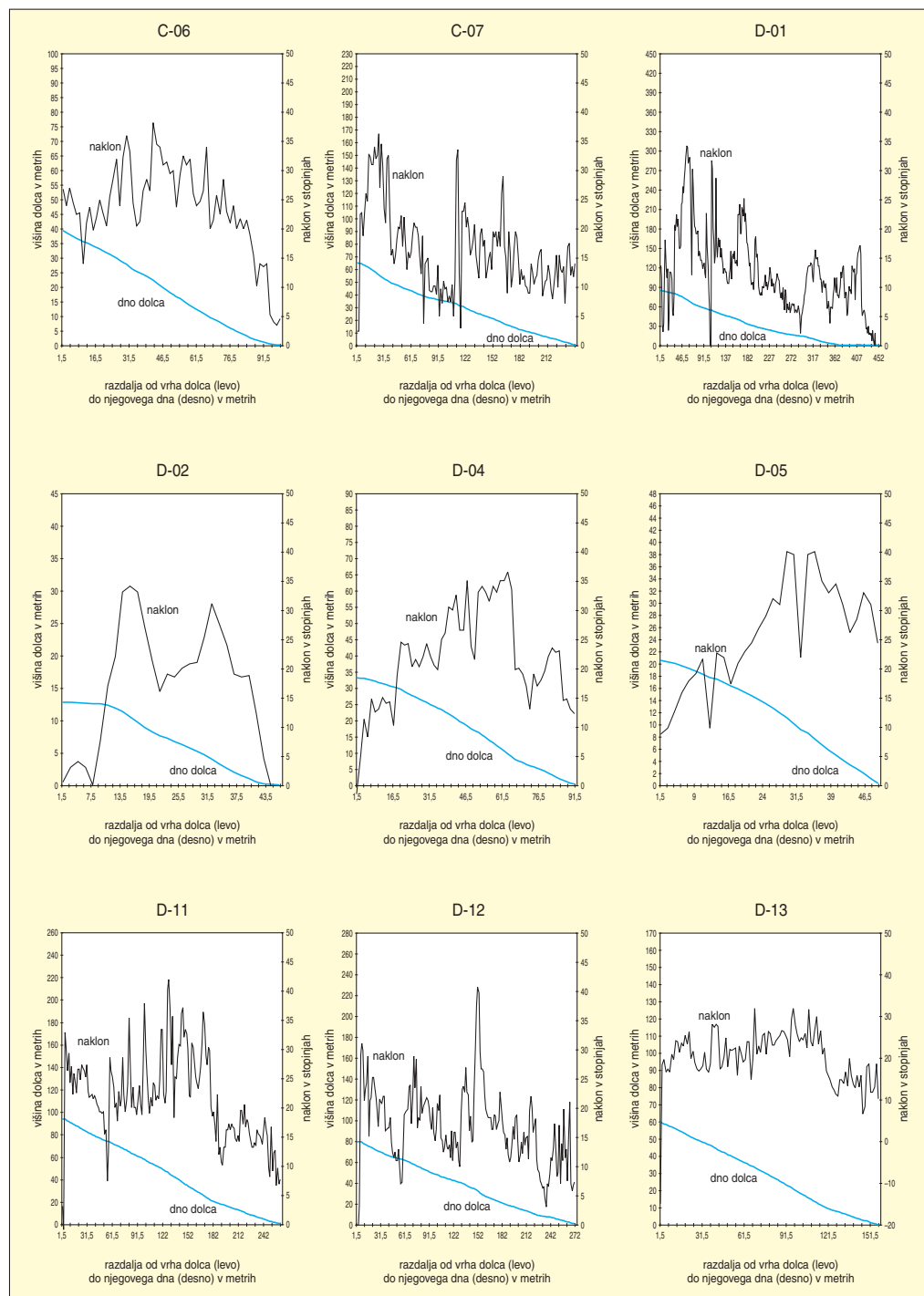
Preglednica 30: Trdote vode v izviru v Dolinah v Žibršah v $\text{mg l}^{-1} \text{CaCO}_3$ (Komac 2003a) in na nekaterih sosednjih območjih (Habič 1968, 216).	117
Preglednica 31: Interakcijska matrika za opis preperevanja (prim.: Phillips 2005b, 259).	118
Preglednica 32: Interakcijska matrika za opis pobočja (Phillips 2005b, 262).	120
Preglednica 33: Stabilnost geomorfnihi sistemov, ki so odvisni od preperevanja (Phillips 2005b, 267).	121
Preglednica 34: Hitrost nastajanja prepereline, izračunana iz njene starosti in debeline (prirejeno po: Šifrer 1997).	124
Preglednica 35: Normalizirane Eigenove vrednosti in Eigenovi ali lastni vektorji, izračunani iz 33 meritev usmerjenosti kamninskih delcev v Žibršah.	132
Preglednica 36: Vloga prostora in časa v porečju. Spremenljivka ali opazovani pojav, ki je pomemben na določeni ravni preučevanja, je na drugi ravni lahko povsem nepomemben. Zato so rezultati in sklepi veljavni le za določen prostorski in časovni okvir (prirejeno po: Montgomery 1989, 55).	136
Preglednica 37: Kategorije človekovega spoznavanja (Bruner 1986, 6; prirejeno po Mlekuž 2004, 46).	136
Preglednica 38: Vrsta kamnine v kraški jami in dejavniki, ki vplivajo na njeno preperevanje (Zupan Hajna 2000, 205).	143

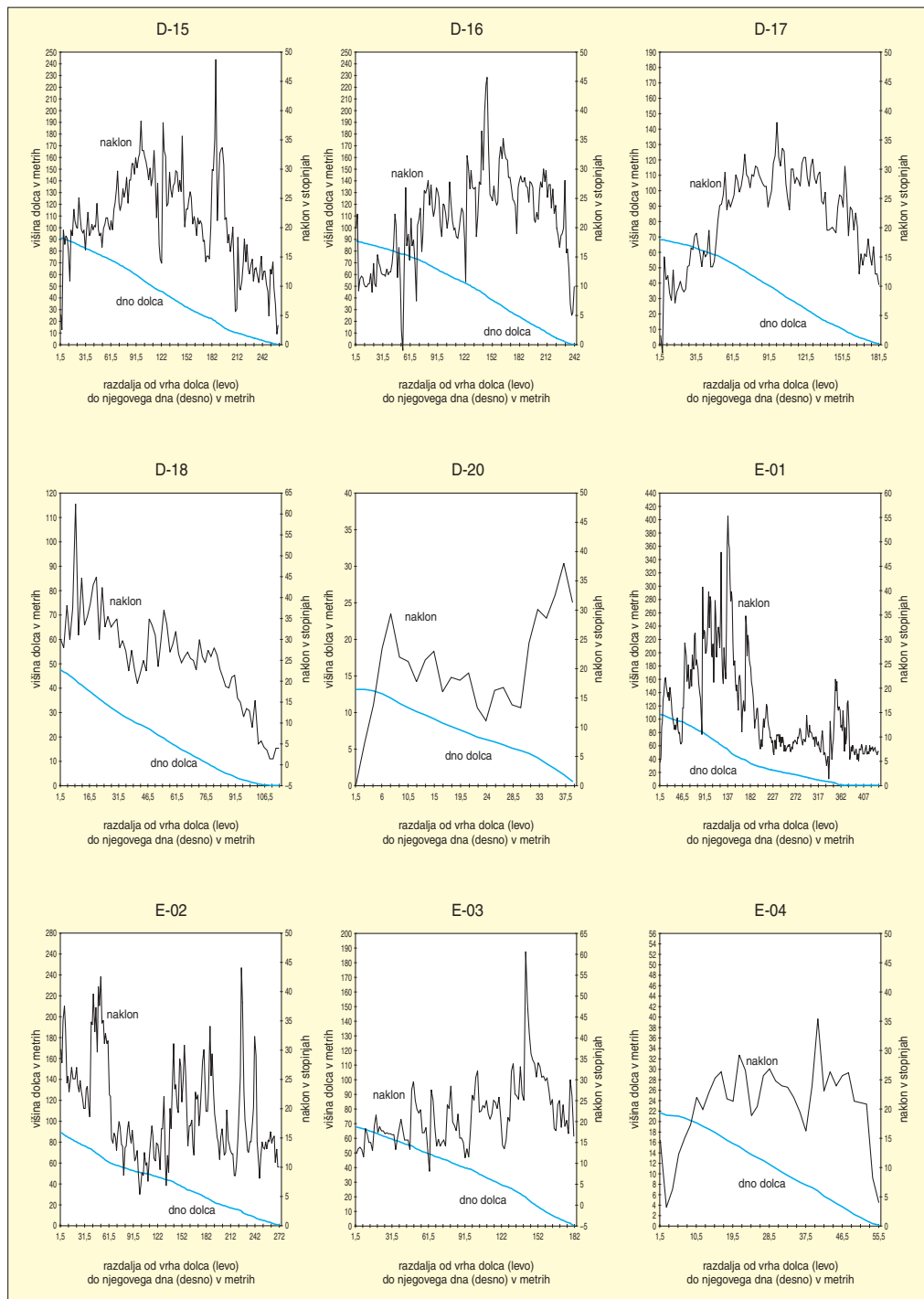
10 PRILOGA

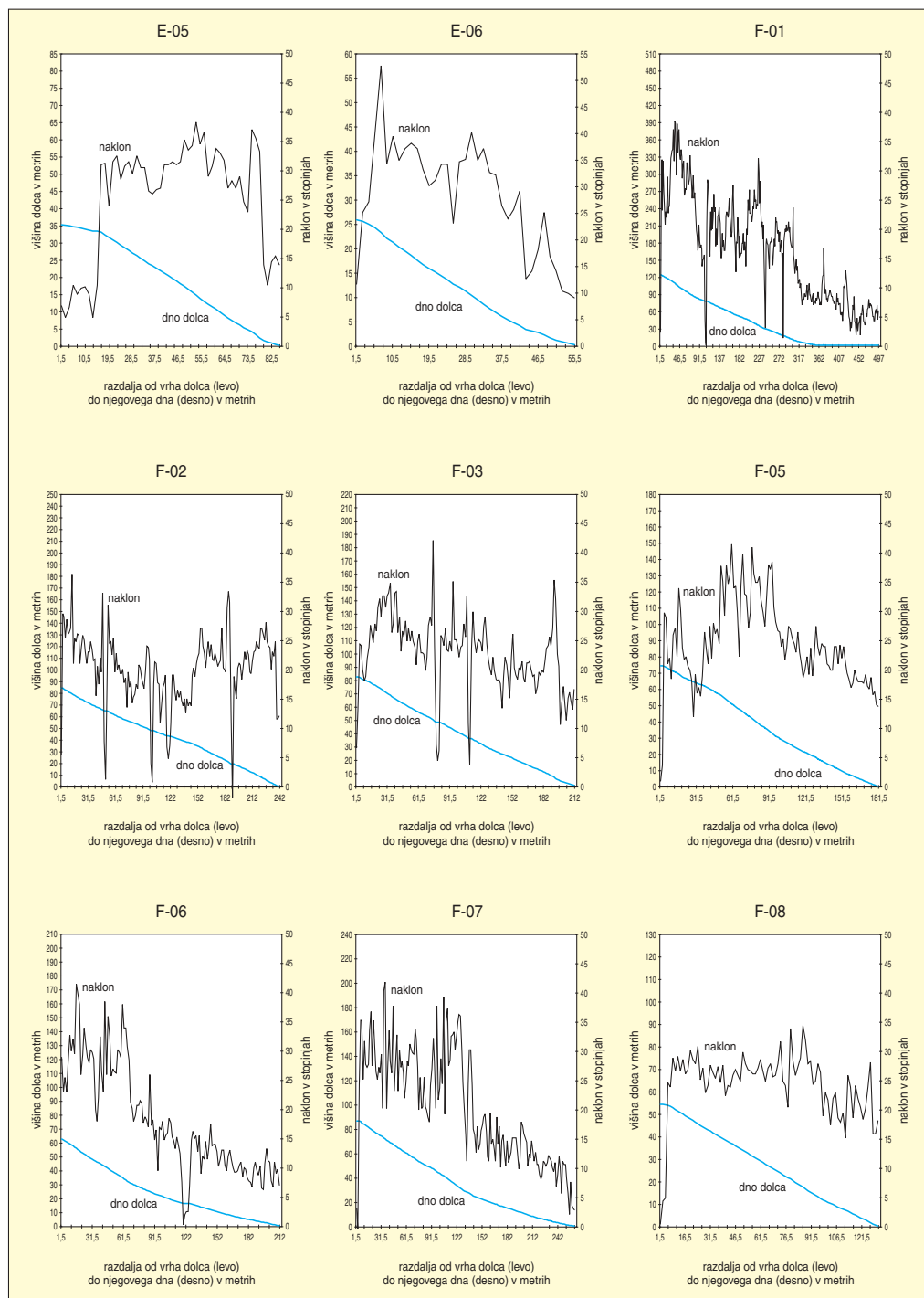
Podolžni prerezi dolcev, izmerjeni s pantometrom

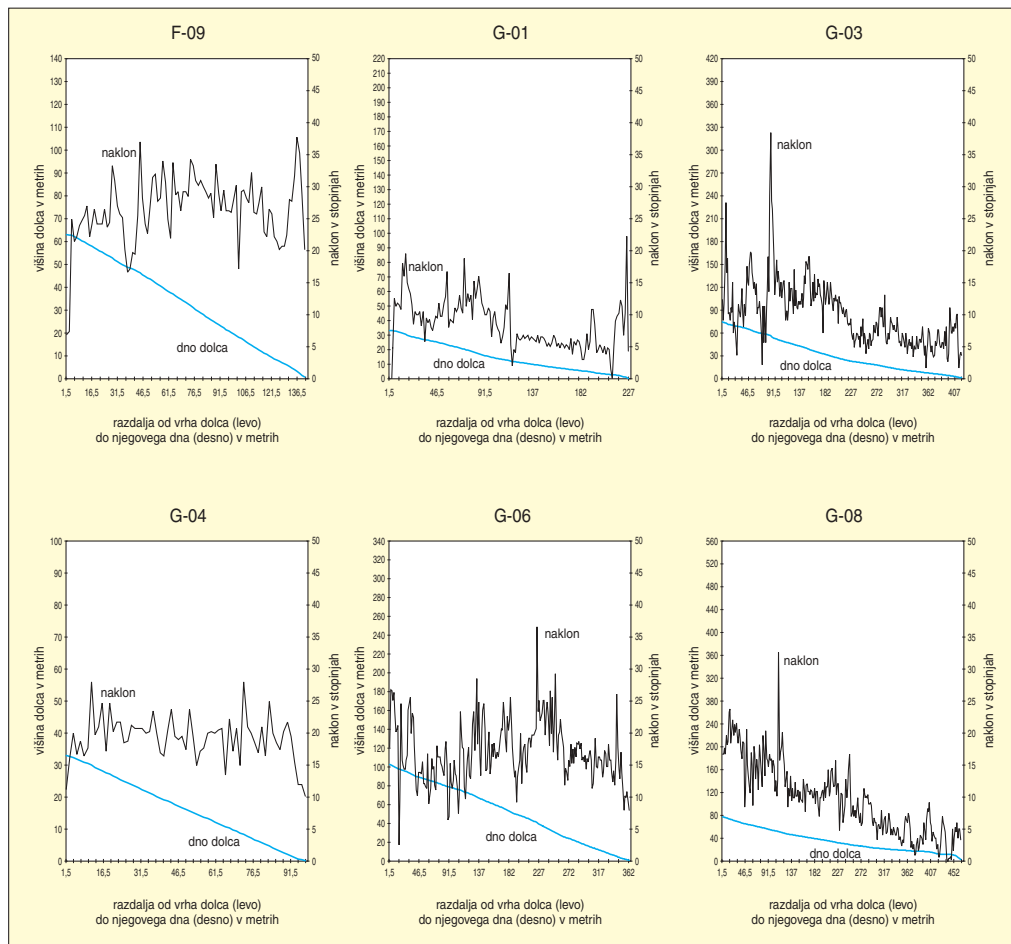












11 SUMMARY

Dells are a frequent relief form found on dolomite surfaces. In Slovenia's geomorphological literature there are few articles about dolomite surfaces, although this type of rock covers approximately 2,500 km² or more than a tenth of national territory, and even fewer articles about dells.

Geographers and geomorphologists have frequently described dells, but they rarely discuss their genesis. From the definition of »dell« in the *Encyclopedia of Geomorphology* it appears that relief with dells occurs on dolomite primarily in cold climates and that dells or dell-like relief forms are not only characteristic for dolomite surfaces but are also frequent on granite, limestone, chalk, sandstone, marl, light soil, rubble terraces, and clay.

Several signs indicate that dells on dolomite are a recent relief form that originates in the geomorphological present. A dell is an important relief form for understanding the (sub)recent geomorphic development of the surface on dolomite precisely due to the specific features of dolomite surfaces: karstification and denudation occur simultaneously on them.

This book presents the results of observations and measurements in the field that we have carried out since the start of the study in 2001. We devoted our attention to the spatial expansion of the dells in a selected area relative to relief, lithological, structural, and other factors, measured and analyzed their length and cross-section, and compared the slope of the floor of the dells with the results of morphological analysis of the surrounding surfaces. We mapped the geomorphological and geological structural features of the selected dells and their surroundings and determined the correlation of the dells to faults and the geological structure. The research was limited to the territory of Slovenia since the dolomite surfaces here are diverse and evolved in a great number of lithological types. The diversity of dolomite areas is increased by tectonic fracturing and numerous lithological transitions between dolomite and limestone and between dolomite and marl or claystone.

Great attention was devoted to studying minute formations on the surface, indicators of recent morphodynamics. We studied the involvement of dells in the geomorphic system, employing a 25 x 25 m digital relief model and the *Idrisi* (2005), *TAS* (Lindsay 2002), *OxCal* (2005), and *StereoNett* (Duyster 1998) software programs. We augmented the research with geoelectrical measurements of sediment in the bottom of the dells and radiocarbon dating of the dolomite detritus.

We are particularly interested in the following questions:

- the question of definition (The conception of dells as a periglacial relief form differs abroad from the conception of dells on dolomite surfaces in Slovenia. The question is whether according to the shape of similar formations on different stone the origin is really the same or is it only a matter of convergent development?);
- the question of genesis (With which geomorphic processes and under what conditions do similar relief forms develop on different rock? Do periglacial geomorphic processes occur on dolomite surfaces or do dells actually differ from similar periglacial relief forms?).

We sought the answers in two directions since similar relief forms occur with different geomorphic processes and the same geomorphic process lead to different relief forms under different conditions. One of the basic questions in the case of dolomite relief with dells is whether it involves divergent or convergent development. We determined that it is a matter of convergence, that it is a phenomenon in which various different causes and factors lead to the same effects.

According to some earlier studies, dells originated in periglacial conditions. However, we disproved this hypothesis in the case of dells on dolomite surfaces. We were able to confirm the working hypothesis that dells on dolomite relief are the result of the operation of recent geomorphic processes.

A relief with dells is the result of the constant combined impact of geomorphic processes on the major relief, rock, hydrogeographical, and geological vulnerabilities of dolomite bedrock, which in themselves are quite variable.

Our study proved that dells on dolomite surfaces experience a different development than on other rock as these surfaces are subjected to the corrosion, fracturing, and granulation of the stone. Corrosion is

very significant on gently sloping dolomite relief, while denudation and erosion dominate on steeper dolomite slopes with shallow soil cover.

The study leaned on various paradigms known in the geomorphological literature (general systems theory, theory of non-linear systems, climate geomorphology, tectonic geomorphology, fluvial geomorphology, karst geomorphology). Their comprehensive application and inclusion in the work brought new, interesting, and useful results. To a great extent, the theoretical starting points of geomorphology coincide with the findings presented in this book, and the principle results are in complete accord with the conclusions of modern geomorphology. The following are of primary significance:

- the determination of the principle genetic and morphological conditions necessary for the formation of dells;
- confirmation of the dependence of the formation of dells on recent geomorphological processes, particularly corrosion and creeping or denudation;
- confirmation of the importance of the dominant scheme of water flow or the relationship between surface and underground water courses in the formation of dolomite surfaces and for the origin and development of dells;
- determining the self-organization of slope thresholds at the bottom of the dell relative to the most favourable energy distribution or maximum entropy and with this confirmation of the chaotic development of neighbouring or systemically connected dells; and
- confirmation of the direct and indirect human influence on the relief.

Seznam knjig iz zbirke Geografija Slovenije

- 1 Milan Natek, Drago Perko: 50 let Geografskega inštituta Antona Melika ZRC SAZU
- 2 Jerneja Fridl: Metodologija tematske kartografije nacionalnega atlasa Slovenije
- 3 Drago Perko: Analiza površja Slovenije s stometrskim digitalnim modelom reliefa
- 4 Uroš Horvat: Razvoj in učinki turizma v Rogaški Slatini
- 5 Mimi Urbanc: Kulturne pokrajine v Sloveniji
- 6 Miha Pavšek: Snežni plazovi v Sloveniji
- 7 Maja Topole: Geografija občine Moravče
- 8 Drago Kladnik, Marjan Ravbar: Členitev slovenskega podeželja
- 9 Damir Josipovič: Dejavniki rodnostnega obnašanja v Sloveniji
- 10 Irena Rejec Brancelj, Aleš Smrekar, Drago Kladnik: Podtalnica Ljubljanskega polja
- 11 Franci Petek: Spremembe rabe tal v slovenskem alpskem svetu
- 12 Aleš Smrekar: Zavest ljudi o pitni vodi
- 13 Blaž Komac: Dolec kot značilna oblika dolomitnega površja



Geografski inštitut Antona Melika ZRC SAZU

Naslov: Gosposka ulica 13, 1000 Ljubljana, Slovenija

Faks: +386 (0)1 425 77 93

Telefon: +386 (0)1 470 63 50

E-pošta: gi@zrc-sazu.si

Medmrežje: <http://www.zrc-sazu.si/giam>

Inštitut je leta 1946 ustanovila Slovenska akademija znanosti in umetnosti in ga leta 1976 poimenovala po akademiku dr. Antonu Meliku. Od leta 1981 je sestavni del Znanstvenoraziskovalnega centra Slovenske akademije znanosti in umetnosti. Leta 2002 sta se inštitutu priključila Inštitut za geografijo, ki je bil ustanovljen leta 1962, in Zemljepisni muzej Slovenije, ki je bil ustanovljen leta 1946. Ima oddelke za fizično geografijo, socialno geografijo, regionalno geografijo, naravne nesreče, varstvo okolja, geografski informacijski sistem in tematsko kartografijo, zemljepisno knjižnico, zemljepisni muzej, geografske zbirke in kartografsko zbirko ter sedež Komisije za standardizacijo zemljepisnih imen Vlade Republike Slovenije. Izdaja znanstveno revijo Geografski zbornik in znanstveno zbirko Geografija Slovenije. Ukvarja se predvsem z geografskimi raziskavami Slovenije in njenih pokrajin ter pripravljanjem temeljnih geografskih knjig o Sloveniji. Raziskovanje Triglavskega ledenika, ki ga inštitut izvaja od leta 1946, je verjetno najstarejši stalni slovenski znanstveni projekt. Leta 1998 je inštitut za znanstveno delo prejel Zlato plaketo Zveze geografskih društev Slovenije.

GEOGRAFIJA SLOVENIJE 13

ISBN 961-6568-70-1



9 789616 568708

4.793 SIT/20 €