

Tla na zgornjetriasnih karbonatnih kamninah Zahodnih Karavank in visokih planot Julijskih Alp

Soils on the Late Triassic carbonate rocks in the West Karavanke Mountains and the high plateaus of the Julian Alps (Slovenia)

Dragomir SKABERNE, Polona KRALJ & Tomaž BUDKOVIČ
Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ulica 14, SI-1000 Ljubljana, Slovenija
e-mail: dragomir.skaberne@geo-zs.si; polona.kralj@geo-zs.si; tomaz.budkovic@geo-zs.si

Prejeto / Received 13. 3. 2009; Sprejeto / Accepted 28. 3. 2009

Ključne besede: tla, mineralna komponenta, zrnavost, težki minerali, SEM strukture površine kremenovih zrn, Zahodne Karavanke, Julijske Alpe, Slovenija.

Key words: soils, mineral component, grain size, heavy minerals, SEM surface texture of quartz grains, West Karavanke Mountains, Julian Alps, Slovenia.

Izvleček

Analize zrnivosti, mineralne sestave težke in lahke frakcije ter strukture površin kremenovih zrn tal na različni karbonatni podlagi na območju Zahodnih Karavank in visokih planot Julijskih Alp (Mežakla, Pokljuka, Jelovica) so razkrile njihov poligenetski nastanek. Homogenost sestave težkih mineralov v tleh na različnih matičnih karbonatnih kamninah kaže, da je v sestavi mineralne komponente tal, poleg avtohtonega materiala (netopnega ostanka karbonatnih kamnin) prisoten tudi alohtoni (prinesen) material. Združba težkih mineralov kaže na metamorfnomagmatsko primarno izvorno območje, ki je najverjetneje v Centralnih Alpah, od koder naj bi material prenašal Dravski ledenik in ga odložil v tilih vzdolž Dravske doline. Po umiku ledu koncem würma so bili ti izpostavljeni rečni in eolski eroziji. Severni vetrovi so prenašali pretežno meljasti material tudi preko grebena Karavank. Ta se je začel odlagati na njihovih južnih, zavetrnih pobočjih in sedlih ter je segal proti jugu vsaj na območje visokih planot Julijskih Alp, verjetno pa še dalje.

Abstract

Grain-size analysis, mineral composition of heavy and light fraction, and surface texture of quartz grains in soils developed on different parent carbonate rocks in the region of the West Karavanke Mountains and the high plateaus of the Julian Alps (Mežakla, Pokljuka, Jelovica) revealed their polygenetic origin. Homogeneity of the heavy mineral assemblage in the soils developed on different parent carbonate rocks indicates – besides autochthonous material (insoluble residue of carbonate rocks), the presence of allochthonous (external) material in the composition of mineral component of soils, too. Heavy mineral assemblage indicates a metamorphic-igneous source area, which is most probably in the Central Alps. The Drava glacier transported material from there, and deposited it in tills along the Drava valley. They were exposed to the fluvial and eolian erosion after the Würm deglaciation. Mostly silty material was transported over the ridges of the Karavanke Mountains by the northeren winds. Their deposition began on the southern calm and protected slopes and saddles, and continued southward on high plateaus of the Julian Alps, and very possibly even farther.

Uvod in oblikovanje hipoteze

Med leti 1987 in 1990 smo podrobno geološko kartirali slovensko (južno) stran Karavank. Namen kartiranja v merilu 1 : 5000 je bil tem bolje spoznati geološko zgradbo, da bi uspešneje napovedovali geološke razmere med napredovanjem karavanškega cestnega predora. Našo pozornost so takrat pritegnila več sto kvadratnih metrov velika območja, sklenjeno porasla z gosto travo, z rahlo valovitim površjem. Takšna območja se pojavljajo predvsem v sedlih vršnega grebena.

Razlikujejo se od ostalih delov pobočij, ki jih pokrivajo tanka tla, apnenčeve skale in grušč s šopi trave. Na Belski planini je ta talni pokrov debel več kot meter in so na ravnih predelih pastirji vanj izkopali plitve kotanje – kale, kamor se, zaradi neprepustne podlage, nabira deževnica za napajanje živine (sl. 1). Na sedlu med Veliko Golico in Kravavko ima talni pokrov konveksno usločeno sipinasto obliko (sl. 2).

Pri podrobnejšem makroskopskem pregledu opazimo sorazmerno veliko količino lističev muskovita velikosti melja do drobnozrnatega pe-



Sl. 1. Valovito oblikovano površje z manjšim jezercom – kalo na sedlu nad Belsko planino.

Fig. 1. Undulatory landform with a small pond – kala in the saddle above the Belska planina plateau.

ska. Pri mikroskopskih preiskavah ekvivalentnih karbonatnih kamnin (dachsteinskega apnenca in karnijskega plastnatega temno sivega apnenca z vložki roženca), ki so v podlagi tal, pa jih nismo zasledili. Glede na terenska opazovanja smo postavili hipotezo:

Mineralna komponenta tal na zgornjetriasnih apnencih v Karavankah na območju Golice in Struške (Belske planine) ne predstavlja le avtohtonega materiala, netopnega ostanka preperevanja matičnih apnencev, ampak tudi alohtoni, verjetno eolski material.

Kljub številnim študijam nastanek tal na karbonatnih matičnih kamninah še ni popolnoma razjasnjen. Nerazrešena je predvsem dilema deleža avtohtone komponente (netopnega ostanka karbonatnih kamnin) in alohtone komponente (materiala prinesenega od drugod) v sestavi mineralnega dela tal na karbonatnih kamninah.

Izbira metode za dokaz hipoteze in vzorčni načrt

Za ugotavljanje deleža alohtone komponente v sestavi tal na karbonatnih kamninah se običajno uporablja primerjava sestave (mineralne, kemične) in strukturnih lastnosti sestavnih faz mineralne komponente tal in netopnega ostanka karbonatnih matičnih kamnin v podlagi. Sestava mineralnih faz v tleh je odvisna od matične podlage in pedogenih procesov, na katere vplivajo predvsem klima, čas, topografija in organizmi. Med pedogenezo delujejo na mineralne faze matične kamnine različni procesi, pri katerih lahko prihaja do raztapljanja in spreminjanja mineralnih faz matične kamnine ter nastajanja novih mineralnih faz. Poleg vrste mineralne faze vpliva na stopnjo spremembe in/ali njeno hitrost tudi velikost zrn. Večja zrna imajo manjšo specifično površino od manjših zrn. Tako so pogosto spremembe večjih istovrstnih mineralnih zrn manjše in/ali počasnejše kot manjših. Zato smo se odločili, da bomo mi-



Sl. 2. Konveksno usločeno sipinasto oblikovan talni pokrov v sedlu med Veliko Golico in Krvavko.

Fig. 2 Concave curved dune formed soil cover in the saddle between Mt. Velika Golica and Mt. Krvavka.

neraloško preiskali frakcijo zelo drobnega peska velikosti 0,063 do 0,125 mm in posvetili posebno pozornost združbi težkih mineralov (minerali z gostoto večjo kot 2,87 g/cm³).

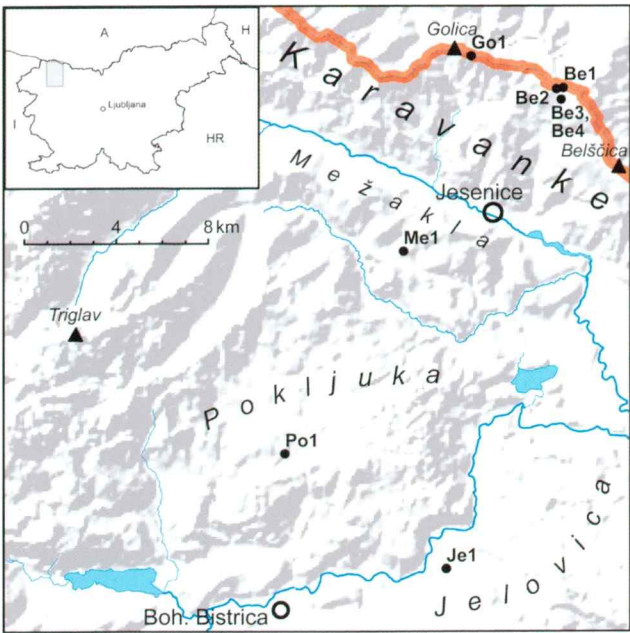
Zaradi dolgotrajnosti postopka pridobitve netopnega ostanka karbonatnih kamnin z raztapljanjem, smo se temu skušali izogniti s premišljenim načinom vzorčenja tal. Preverjanje hipoteze smo želeli izvesti s čim manjšimi stroški (številom analiziranih vzorcev). Z vzorčevalnim načrtom smo zajeli dve spremenljivki: različno karbonatno matično kamnino in homogenost sestave tal v odvisnosti od oddaljenosti predpostavljene izvornega območja.

Z izborom tal na treh različnih karbonatnih matičnih kamninah smo preverili obstoj alohtone mineralne komponente tal. Izbrali smo tla na dachsteinskem apnencu (Struška – Belska planina, Pokljuka, Jelovica), karnijskem temno sivem apnencu z roženci (Golica) in karnijskem-cordovolskem dolomitu (Mežakla) (tabla 1). Pri tem smo predpostavili, da mineralna sestava netopnega ostanka teh različnih karbonatnih kamnin, ki tvori avtohtono komponento tal, ni enaka. Tako bi enaka združba težkih mineralov v tleh na različni matični kamnini kazala na njeno drugotno, alohtono poreklo.

Z vzorčenjem v »pasu« dolgem približno 22 km v smeri N–S smo skušali zajeti spreminjanje sestave združbe težkih mineralov v odvisnosti od oddaljenosti od predpostavljene izvornega območja. Vzorčne točke so bile razporejene od severa proti jugu: Karavanke (Struška – Belska planina, Golica), Mežakla, Pokljuka in Jelovica (sl. 3, tabela 1).

Geografske značilnosti vzorčevalnega območja in njegova geološka zgradba

Tla na zgornjetriasni karbonatni podlagi smo vzorčili v Zahodnih Karavankah in na treh visokih planotah Julijskih Alp: Mežakli, Pokljuki in Jelovici. Na obravnavanem območju Karavank se na grebenu, po katerem poteka slovensko-avstrijska državna meja, najvišje dviga Veliki vrh (1944 m) v skupini Struška nad Belsko planino in Velika Golica (1835 m). Zahodne Karavanke loči od Julijskih Alp reka Sava, v dolini katere so na



Sl. 3. Karta dela Zahodnih Karavank in Julijskih Alp s položaji vzorčnih mest.

Fig. 3. Position map of the sampling sites in an area encompassing a part the West Karavanke and a part of the Julian Alps.

tem območju največje naselje Jesenice. Visoke planote Julijskih Alp dele doline rek Save Dolinke, Radovne in Save Bohinjke. Med Savo Dolinko in Radovno je Mežakla, ki se najvišje dviga v Jerebikovcu (1593 m). Sava Bohinjka loči Pokljuko na zahodu in Jelovico na vzhodu. Pokljuka se najvišje dviga v Mesnovcu (1539 m), Jelovica pa s Partizanskim vrhom (1411 m) v Dražgoški gori.

Na obravnavanem območju lahko podnebje označimo kot gorsko celinsko. Povprečno letno količino padavin in povprečno letno temperaturo podajamo za štiri najbližje ležeče meteorološke postaje Planina pod Golico, Radovna, Rovtarica in Stara Fužina (tabela 2) (<http://www.arso.gov.si/vreme/napovedi%20in%20podatki>). Podnebne razmere se zaradi reliefa (nadmorske višine) in lege spreminjajo. Zaradi sredozemskega vpliva povprečna letna temperatura proti jugu narašča, količina padavin pa se proti severu in vzhodu manjša.

Ozemlje je večinoma poraščeno z gozdovi. Na Pokljuki in delu Jelovice ter Mežakle prevladuje

vz.	y	X	Z	Vegetacija	Mat. kam.	O.G.K.
Be1	5 543 193	5 514 865	1720	travnik	dachsteinski apn.	Celovec
Be2	5 543 170	5 514 853	1735	travnik	dachsteinski apn.	Celovec
Be3	5 543 192	5 514 840	1730	travnik	dachsteinski apn.	Celovec
Be4	5 543 195	5 514 840	1730	travnik	dachsteinski apn.	Celovec
Go1_1	5 542 833	5 514 990	1720	travnik	karnijski apn. z roženci	Celovec
Go1_2	5 542 832	5 514 990	1720	travnik	karnijski apn. z roženci	Celovec
Me1	5 542 477	5 514 151	960	trav./gozd	karnijski dolomit	Celovec
Po1	5 541 975	5 513 280	1410	gozd	dachsteinski apn.	Tolmin
Je1	5 542 695	5 512 780	1040	gozd	dachsteinski apn.	Kranj

y, x, z – koordinate vzorcev / coordinates of samples

Vegetacija/Vegetation – travnik / meadow, gozd/forest, trav./gozd / meadow/forest

Mat. kam. – matična kamnina / parent rock

O.G.K. – list Osnovne geološke karte Jugoslavije 1 : 100.000 / sheet of The Basic Geological Map of Yugoslavia 1 : 100.000

Tabela 1. Osnovni podatki o vzorcih tal

Table 1. Elementary data on samples of soils

Tabela 2. Povprečna letna količina padavin in temperatura v bližnjih hidrometeoroloških postajah

Table 2. Mean annual precipitation and temperature recorded at near by hydrometeorological stations

postaja	n. višina m	obdobje leto	pov. pad. mm/m ²	pov. tem. °C
Planina pod Golico	970	1981-1990	1637	6,2
Radovna	630	1981-1990	1873	6,4
Rovtarica	1080	1961-1970	2075	3,7
Stara Fužina	547	1961-1990	2333	7,6
povprečje	807		1980	6,0

postaja / station, n. višina / altitude, obdobje / period, pov. pad. / mean annual precipitation, pov. tem. / mean annual temperature;

smrekov gozd, v območju Karavank pa bukov in mešani gozd. Nad gozdno mejo, ki je precej spremenljiva in je večinoma med 1500 in 1700 m, seže le greben Karavank. Na meji se pojavlja rušje, nad njo pa travnata ruša s planinskimi pašniki (Golica in Belska planina).

Tla na zgornjetriasnih karbonatnih kamninah predstavljajo večinoma rendzino (sl. 4), ponekod pa so se razvila debelejša rjava polkarbonatna tla (sl. 5).



Sl. 4. Rendzina na karnijskih apnencih z roženci na Golici.
Fig. 4. Rendzina on the Carnian limestone with chert on Mt. Golica.

Ozemlje, ki smo ga zajeli z vzorčenjem pokrivajo trije listi Osnovne geološke karte SFRJ, 1 : 100.000 (tabela 1, O.G.K.) Največji del ozemlja Zahodnih Karavank in Mežakle je prikazan na listu Celovec (BUSER & CAJHEN, 1978, BUSER, 1980), vzorčna točka na Pokljuki je na skrajnem severovzhodnem robu lista Tolmin in Videm (BUSER, 1987), vzorčna točka na Jelovici pa je na severozahodnem robu lista Kranj (GRAD & FERJANČIČ, 1974, 1976).

Tektonsko pripada celotno obravnavano ozemlje Južnim Alpam, ki jih na severu ločijo od Vzhodnih Alp Peradriatski, Labotski in Ljutomerski prelom, od Zunanjih Dinaridov na jugu pa Južnoalpska narivna meja in Savski prelom (PLACER, 2008). Znotraj Južnih Alp so izdvojene tri velike strukturne enote: Južne Karavanke (BUSER, 1980), Julijske Alpe kot narivna gruda in Slovenski bazen (PLACER, 1999; 2008).

Južne Karavanke so na severu omejene s Peradriatskim, na jugu pa s Savskim prelomom. Se-



Sl. 5. Rjava polkarbonatna tla na karnijskih apnencih z roženci na Golici.

Fig. 5. Calcitic Cambisol on the Carnian limestone with chert on Mt. Golica.

stavljajo jih zgornjepaleozojske kamnine Javorniške, Grödenske in Belerophonske (Karavanške) formacije ter spodnje do zgornjetriasne kamnine. V sklopu te enote so vzorčne točke na Golici in Belski planini. Ozemlje Južnih Karavank sekajo sistemi prelomov v dinarski (NW-SE), prečnodinarski (NE-SW) in alpski (E-W) smeri.

Južno do Savskega preloma so Julijske Alpe kot narivna gruda s Slatensko tektonsko krpo (Slatensko ploščo) (PLACER, 2008). Sestavljajo jih srednje in predvsem zgornjetriasne kamnine, na katerih so erozijski ostanki jurskih in krednih kamnin, v območju Bohinja pa tudi oligocenskih kamnin. V območju narivne grude Julijskih Alp so vzorčne točke na Mežakli, Pokljuki in Jelovici.

Narivna gruda Julijskih Alp je ob Krnsko-Koblanskem narivnem prelomu narinjena na Slovenski bazen (PLACER, 2008). Tega označujejo globljevodne triasne, jurske in kredne kamnine ter obsega predel predgorja Julijskih Alp. Paleogeografsko je Slovenski bazen v veliki meri ločeval Julijsko karbonatno platformo na severu in Dinarsko na jugu. Strukturno je Slovenski bazen od Zunanjih Dinaridov na jugu ločen z Južnoalpsko narivno mejo (PLACER, 1999, 2008). Narivno grudo Julijskih Alp in Slovenski bazen sekajo prelomi, med katerimi so najbolj izraženi dinarsko usmerjeni (NW-SE).

Preiskovalne metode

V vzorcih tal smo določili zrnavost, mineralno sestavo težke ($\rho > 2,87 \text{ g/cm}^3$) in lahke ($\rho <$

2,87 g/cm³) frakcije ter strukturo površine kremenovih zrn.

Zrnavost smo določili s klasično sejhalno in lasersko metodo. Pri pregledu posameznih s sejanjem ločenih velikostnih frakcij smo ugotovili, da pripadajo zrna večja od 250 µm le drobcem matične kamnine (dolomit in apnenec), organskim drobcem (delcem korenin, iglicam, itd.) in redko okroglim zrnem železovih hidroksidov in oksidov, zato frakcij zrnavosti večjih od 250 µm pri nadaljnji analizi porazdelitve velikosti nismo upoštevali. Porazdelitev velikosti zrn v frakciji manjši od 250 µm smo določili z laserskim analizatorjem velikosti delcev (Laser-Particle-Sizer »analysette 22«) proizvajalca Fritsch. Meritve porazdelitve velikosti zrn smo izvedli v območju velikosti 0,18–250 µm z razdelitvijo na 62 kanalov.

Za določitev mineralne sestave smo velikostno frakcijo manjšo od 250 µm z mokrim sejanjem ločili na frakcije velikosti 125–250 µm, 63–125 µm, 40–63 µm in < 40 µm. Velikostni frakciji 63–125 µm in 40–63 µm smo z bromoformom ($\rho = 2,87 \text{ g/cm}^3$) ločili na težko in lahko mineralno frakcijo. Pri tem se je pokazalo, da ima velikostna frakcija 40–63 µm značilno ($p = 0,004$) večji delež težke mineralne frakcije, v kateri je relativni delež neprozornih mineralov manjši kot v primerjalni večji velikostni frakciji. Pri tem pa je potrebno opozoriti, da je bila v tej velikostni frakciji zaradi slabše ločitve težkih in lahkih mineralov, opazna tudi večja količina lahke mineralne frakcije. Mineralna sestava težke frakcije je bila določena z optičnim polarizacijskim mikroskopom. Podatki kvantitativne mineralne sestave težke frakcije so podani v številčnih relativnih deležih (No%). Za primerjavo je bila določena kvantitativna mineralna sestava težkih mineralov v treh vzorcih v obeh velikostnih frakcijah (63–125 µm in 40–63 µm). Primerjava srednjih vrednosti zastopnosti posameznih težkih mineralov s T-testom je pokazala, da so razlike v mineralni sestavi obeh frakcij neznačilne. Največja razlika s stopnjo zupanja $p = 0,135$ in $p = 0,121$ je bila pri določitvi količine stavrolita in zoisita. Zaradi neznačilnih razlik, lažjega prepoznavanja in možnosti nadaljnjih primerjav in korelacij smo se odločili, da bomo mineralno sestavo težke in lahke frakcije določali v velikostni frakciji 63–125 µm.

Mineralno sestavo lahke frakcije ($\rho < 2,87 \text{ g/cm}^3$) v velikostni frakciji 63–125 µm smo določili z rentgensko difrakcijsko metodo z difraktometrom PW 3710 proizvajalca Philips. Bakrovo anodo ($\lambda_{\text{K}\alpha} = 1,54056 \text{ \AA}$) smo napajali z napetostjo 40 kV in tokom 30 mA. Pri snemanju smo uporabljali nikljev filter, avtomatično divergentno zaslonko, sprejemno zaslonko z 0,2 mm široko rezo in monohromator. Rentgenogrami so bili posneti v območju 2° do 70° 2 θ , s hitrostjo goniometra 2 $\theta = 2^\circ/\text{min}$. Vsak vzorec smo posneli dvakrat. Kvalitativno in kvantitativno smo difraktograme lahke frakcije analizirali s programom Micro powder diffraction search match (η PDSM) in določili posamezne mineralne faze. Za kvantitativno oceno zastopnosti posameznih mineralnih faz v lahki frakciji smo uporabili odštevanje jakosti difraktogramov stan-

dardov za posamezen mineral, s katerimi so bili kvalitativno in kvantitativno primerjani posneti difraktogrami. Tako prikazani relativni deleži (%) ne predstavljajo relativne utežne zastopnosti posameznih mineralov, ampak povprečje njihovih relativnih jakosti odbojev dveh neodvisno posnetih difraktogramov.

Strukturo površine kremenovih zrn smo pregledali v štirih vzorcih z območja Belce. Vzorce lahke frakcije, v enakem velikostnem območju 63–125 µm, kot so bile izvedene tudi druge preiskave, smo najprej pregledali pod stereo lupo in izbrali 50 do 60 zrn ter jih nalepili na ogljikov samolepilni trak. Vzorce smo napanili z ogljikom in jih opazovali v visokem vakuumu z vrstičnim elektronskim mikroskopom (SEM) JEOL JSM-6490LV z energijskim disperzijskim spektrometrom (EDS) Oxford INCA Penta FET-x3.

Rezultati in interpretacija

Rezultate raziskav podajamo v sklopih: zrnavost, mineralna sestava težke frakcije, mineralna sestava lahke frakcije in struktura površin kremenovih zrn.

Zrnavost

Rezultati analiz porazdelitev velikosti zrn manjših od 250 µm, določene z lasersko metodo, v tleh so prikazani v tabeli 3 in slikah 6 in 7.

Interpretacija

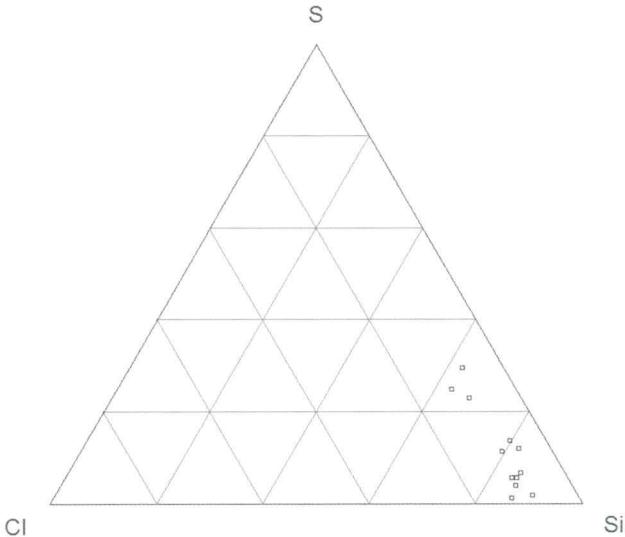
Pri interpretaciji granulometričnih podatkov bi lahko tudi ugovarjali, ker nismo podali granulometričnih analiz celotnih vzorcev, ampak zaradi že omenjenih razlogov, le frakcijo pod 250 µm. S tem smo odstranili celotno prodnato in del peščene frakcije, ki ju sestavljajo večinoma drobcji matične kamnine karbonatne sestave. Kljub temu so se razmerja med nekarbonatno meljasto in glinasto frakcijo ohranila. Tako v preiskanih vzorcih preseneča relativno majhna količina glinene velikostne frakcije in velika količina meljaste frakcije ter iz tega izhajajoče visoko razmerje melj/glina (Si/Cl), ki se giblje od 5,21 do 13,93, povprečno 9,13. Po literaturnih podatkih naj bi imela tla nastala iz netopnega ostanka apnenca to razmerje manjše od 0,2 (FRITPATRICK, 1971, v: MACLEOD, 1980). Podobno navaja tudi DURN (2003) vrednosti razmerja melj/glina 0,25 za netopne ostanke jurskih in krednih apnencev in dolomitov z območja Istre. Na osnovi tega sklepamo, da je velik del meljaste frakcije v preiskanih tleh alohton. Ta alohtoni material bi lahko izviral iz preperine mlajših kamnin, ki so ležale na zgornjetriasnih karbonatnih kamninah ali pa predstavlja material, ki je bil z eolskim, vodnim (rečnim) ali ledeniškim transportom prinesen iz drugih območij.

Raziskovano območje je v zgornjem triasu in juri paleogeografsko pripadalo Julijski karbonatni platformi (BUSER, 1989). Tako so bile na zgor-

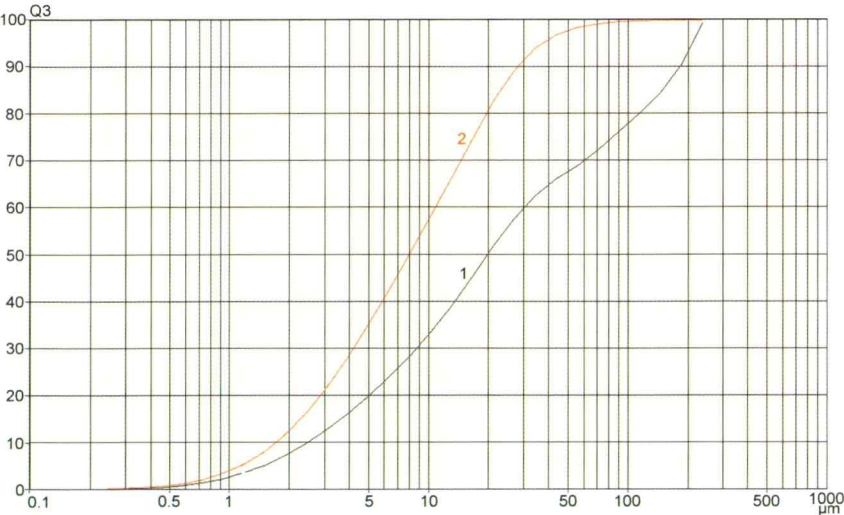
vz.	Cl	Si	S	Si/Cl	Me	Md	SD	Sk	Cu
Be1	10,3	84,0	5,7	8,16	19,9	12,7	4,46	3,38	15,75
Be2	10,4	85,6	4,0	8,23	18,0	12,4	4,24	2,91	12,48
Be3	8,2	85,2	6,6	10,39	22,1	15,0	4,71	3,14	13,79
Be4	5,9	82,2	11,9	13,93	30,1	19,0	5,49	2,71	8,60
Go1_1	7,7	62,9	29,5	8,17	55,5	20,0	7,45	1,32	0,40
Go1_2	12,1	63,1	24,8	5,21	47,1	15,8	6,86	1,64	1,53
Me1	12,4	86,3	1,3	6,96	12,6	8,0	3,55	3,36	19,49
Po1	6,6	79,8	13,6	12,09	31,6	20,6	5,62	2,43	7,72
Je1	9,4	85,0	5,6	9,04	20,2	13,0	4,50	3,21	14,89
Me	9,2	79,3	11,4	9,13	28,6	15,2	5,21	2,68	11,78
Min	5,9	62,9	1,3	5,21	12,6	8,0	3,55	1,32	1,53
Max	12,4	86,3	29,5	13,93	55,5	20,6	7,45	3,38	19,49

Tabela 3. Izbrani parametri analiz porazdelitve velikosti zrn manjših od 250 µm v tleh
Table 3. Selected parameters of analysis of grain size distribution (<250 µm) in soils

Cl – glina / clay (%), Si – melj / silt (%), S – pesek / sand (%), Me – srednja velikost / mean size (µm), Md – mediana / median (µm), SD – standardni odklon / standard deviation, Sk – asimetričnost / skewness, Cu – ošiljenost / kurtosis;
Me – srednja velikost analiziranih vzorcev / mean value of analysed samples, Min – minimalna velikost / minimum value, Max – maksimalna velikost / maximum value;



Sl. 6. Trikomponentni diagram z razmerji med peskom (S), meljem (Si) in glino (Cl) v anorganski komponenti tal velikostne frakcije pod 250 µm.
Fig. 6. Three-component diagram with the ratio between sand (S), silt (Si) and clay (Cl) in the inorganic component of soils in the grain size under 250 µm.



Sl. 7. Kumulativni krivulji porazdelitve velikosti zrn pod 250 µm:
(2) najdrobneje zrnatem vzorcu Me1 in (1) najdebeleje zrnatem vzorcu Go1_1.
Fig. 7. Grain size cumulative curves of the grain size fraction under 250 µm:
(2) the most fine grained sample Me1, and (1) the most coarse grained sample Go1_1.

njetriasne kamnine v spodnji juri odložile pretežno plitvovodne karbonatne kamnine. Zaradi zelo podobnih hidrodinamičnih pogojev nastanka zgornjetriasnih in spodnjeljurskih karbonatnih kamnin, naj bi tudi njuna preperina, ki naj bi nastala iz netopnega ostanka apnencev, imela približno enako razmerje med meljem in glino, kot je podano zgoraj. Tako preperina spodnjeljurskih apnencev ne bi mogla prispevati toliko meljaste komponente, da bi se to razmerje bistveno spremenilo. Poleg tega je območje zajela globoka erozija, ki je odstranila večino mlajšega (jurskega in krednega) kamninskega in morebitnega preperinskega materiala. Tako so se na zgornjetriasni karbonatni podlagi razvila slabo diferencirana, relativno mlada tla (rendzina in rjava polkarbonatna tla).

V kolikor alohtoni material ne izvira iz preperine zgoraj ležečih kamnin moramo njihov izvor iskati v prinosu le-tega iz drugih območij. Teoretično se je ta material lahko transportiral z vetrom, vodo ali ledom. Kljub temu, da je Bohinjski ledenik segel tudi na območje Pokljuke (MELIK, 1930; ŠIFRER, 1952) in odloži tudi tile, material katerih je predvsem lokalnega izvora z območja Julijskih

Alp. Savski in Dravski ledenik sta bila ločena z grebenom Južnih Karavank (VAN HUSEN, 1987). Tile Savskega ledenika sestavlja predvsem material sedimentnih prevladujoče karbonatnih kamnin in izvira iz zaledja Karnijskih in Julijskih Alp ter Karavank. Tili Dravskega ledenika, pa so imeli glavno zaledje materiala v metamorfnih in magmatskih kamninah Centralnih Alp. Poleg tega moramo poudariti, da na vzorčenih mestih nismo nikjer zasledili ostankov tilov.

Strukturne lastnosti vzorcev tal analizirane mineralne velikostne frakcije manjše od 250 µm govore v prid eolskemu transportu alohtonega materiala tal. Podatki zrnastosti »tipične« puhlice, kot enega najbolj razprostranjenih eolskih

sedimentov, kažejo izrazit modus v območju velikosti 10 do 50 μm , z modalno velikostjo 30 μm (SMALLEY, 1995). Z modernejšimi merilnimi tehnikami so ugotovili, da sta v puhlici v območju meljaste frakcije izražena dva modusa/maksimuma in to pri 20 μm in pri 40 μm , kar da povprečje 30 μm (MACHALETT et al., 2008). Pogosto vsebuje puhlica tudi do 10 % drobnega peska, v primerih, ko le-ta presega 20 %, pa bi morali govoriti o peščeni puhlici. »Tipična« puhlica lahko vsebuje tudi do 20 % glinene velikostne frakcije (< 4 μm po Wentworthovi granulometrični razdelitvi) (PYE, 1987). Primerjava parametrov porazdelitve velikosti zrn manjših od 250 μm v raziskanih vzorcih tal (tabela 3, sl. 6) kaže precejšno podobnost z navedenimi značilnostmi puhlice (DURN et al., 1999, 2003).

Mineralna sestava težke frakcije

Rezultati mineralne sestave težke frakcije v velikostni frakciji 63–125 μm so podani v tabeli 4. Tabela je razdeljena v tri polja. V prvem polju je podana količina težkih mineralov (TM) v masnih odstotkih v posameznem vzorcu. V drugem polju so podani številčni odstotki (odstotki izračunani na osnovi prešteti zrn) zastopanosti neprozornih mineralov (NE), klorita (ch) in biotita (bi) ter prosojnih težkih mineralov (PRO). V tretjem polju pa so podani številčni odstotki zastopanosti posameznih prosojnih težkih mineralov.

Raziskani vzorci tal vsebujejo povprečno 4,91 % težke frakcije (TM), najmanj 3,3 % jo je v vzorcu tal z Jelovice (Je1), največ 6,8 % pa v vzorcu s Pokljuke (Po1).

Neprozorni težki minerali (NE) pripadajo večinoma kovinskim mineralom, predvsem železovemu oksidu (hematitu) in deloma železovim hidroksidom (lepidokrokritu in göthitu) ter zelo

spremenjenim alumosilikatom. Zrna magnetita in pirita so zelo redko zastopana.

Razmerja med neprozornimi (NE) in prosojnimi (PRO) težkimi minerali so obrano sorazmerno povezana. V preiskanih vzorcih tal je povprečna količina neprozornih težkih mineralov 34,1 %, prosojnih pa 57,9 %. Najmanj (19,1 %) neprozornih in največ (66,7 %) prosojnih težkih mineralov je v vzorcu tal z Belce (Be2), najmanj (40,3 %) prosojnih in največ (53,0 %) neprozornih težkih mineralov je v vzorcu tal z Jelovice (Je1).

Med filosilikati prevladuje klorit (ch) nad biotitom (bi). Klorita je povprečno 7,0 %, najmanj (1,8 %) ga je v vzorcu s Pokljuke (Po1), največ (15,3 %) pa v vzorcu z Belce (Be3). Biotita je povprečno 1,1 % ali skoraj 7-krat manj kot klorita, odsoten je v vzorcu tal z Belce (Be1), največ (3,0 %) pa ga je v vzorcu z Jelovice (Je1).

Pri zastopanosti posameznih prosojnih težkih mineralov lahko ločimo tri skupine:

1. minerali, ki nastopajo v vseh preiskanih vzorcih tal;
2. minerali, ki so prisotni v večini vzorcev;
3. minerali, ki so le v dveh ali enem preiskanem vzorcu.

Glede na relativno zastopanost posameznih mineralov lahko v mineralni združbi, ki nastopa v vseh vzorcih ločimo tri populacije mineralov:

1. populacijo sestavljajo minerali amfibolove in piroksenove skupine, ki v združbi presegajo povprečno količino 15 %;
2. populacijo sestavljajo minerali: skupine granatov, ziosit+klinoziosit in epidot, ki nastopajo v povprečnih količinah 8 do 10 %;
3. populacijo pa minerali: cirkon, rutil, turmalin, stavrolit in sfen, ki so zastopani v združbi s povprečnimi količinami od 1 do 3 %.

Tabela 4. Mineralna sestava težke frakcije v velikostni frakciji 63–125 μm

Table 4. Composition of heavy minerals in the grain size fraction 63–125 μm

vz.	TM (m%)	NE	ch	bi	PRO	am	px	gr	zo_kzo	ep	zr	rt	tu	st	sh	cy	ap	chl	tz	br	sp	mz
Be1	5,3	39,8	3,5	0,0	56,7	37,5	9,1	18,3	9,1	9,1	4,9	3,0	1,8	3,0	3,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Be2	6,2	19,1	13,9	0,3	66,7	54,2	16,7	6,3	8,3	0,5	3,1	2,6	2,1	1,0	1,6	2,1	1,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Be3	5,5	26,5	15,3	2,2	56,0	45,0	15,5	11,7	5,8	7,1	1,9	2,6	2,6	1,9	0,5	0,6	1,3	1,9	0,0	0,5	0,0	0,0
Be4	3,9	23,2	9,9	0,7	66,2	52,8	17,0	7,7	4,1	4,6	3,1	2,1	4,6	1,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Go1_1	3,9	34,3	3,9	0,5	61,3	39,0	21,6	8,1	7,7	13,1	2,7	5,0	2,3	0,5	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Go1_2	4,9	37,2	8,8	1,6	52,4	44,5	21,4	3,9	8,4	9,0	3,2	2,6	1,3	1,9	0,1	0,6	2,6	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
Po1	6,8	35,7	1,8	0,8	61,7	34,3	16,5	14,0	18,4	8,4	1,0	1,3	2,5	1,3	1,3	0,1	0,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,1
Je1	3,3	53,0	3,7	3,0	40,3	32,3	18,5	10,0	10,0	20,4	4,2	1,2	1,2	0,6	1,0	0,6	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Me1	4,4	37,7	2,0	0,6	60,1	50,0	10,6	8,7	6,8	9,7	1,9	4,4	2,4	1,5	1,5	1,5	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
Me	4,9	34,1	7,0	1,1	57,9	43,3	16,3	9,8	8,7	9,1	2,9	2,7	2,3	1,5	1,1	0,7	0,8	0,3	0,1	0,2	0,1	0,0
Min	3,3	19,1	1,8	0,0	40,3	32,3	9,1	3,9	4,1	0,5	1,0	1,2	1,2	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Max	6,8	53,0	15,3	3,0	66,7	54,2	21,6	18,3	18,4	20,4	4,9	5,0	4,6	3,0	3,0	2,1	2,6	1,9	0,5	1,0	0,6	0,1
SD	1,1	10,1	5,2	1,0	8,1	8,0	4,2	4,3	4,0	5,5	1,2	1,3	1,0	0,7	0,9	0,7	0,8	0,6	0,2	0,3	0,2	0,0

vz. – vzorec / sample; TM (m%) – utežni % težkih mineralov / mass % of heavy minerals; NE – neprozorni težki minerali (številčni % (No%)) / opaque heavy minerals (number % (No%)); ch – klorit / chlorite (No%); bi – biotit / biotite (No%); PRO – prosojni težki minerali / transparent heavy minerals (No%); am – amfiboli / amphiboles (No%); px – pirokseni; gr – granati (No%); zo_kzo – ziosit+klinoziosit / zoisite+clinozoisite (No%); ep – epidot / epidote (No%); zr – cirkon / zircon (No%); rt – rutil / rutile (No%); tu – turmalin / turmaline (No%); st – stavrolit / staurolite (No%); sh – sfen / sphe (No%); cy – disten / kyanite (No%); ap – apatit / apatite (No%); chl – kloritoid / chloritoid (No%); tz – topaz / topaz (No%); br – brookit brookite (No%); sp – spinel / spinel (No%); mz – monazit / monazite (No%); Me – srednja vrednost / mean value; Min – minimalna vrednost / minimum value; Max – maksimalna vrednost / maximum value; SD – standardni odklon / standard deviation;

Med minerali, ki so prisotni v večini vzorcev so: disten, apatit in koritoid ter so zastopani s povprečnimi količinami 0,3 do 0,8 %. Minerali: topaz, brookit, spinel in monazit, so prisotni le v dveh ali enem preiskanim vzorcu, pa so prisotni s povprečnimi količinami manj kot 0,2 %.

Amfiboli (*am*) so najbolj zastopani med prosojnimi težkimi minerali. Med njimi prevladujejo različni rogovačne vrste, v manjši količini se pojavljajo tudi tremolit in različni iz vrste feroaktinolit-aktinolit. Amfiboli izvirajo večinoma iz metamorfnih kamnin. V preiskanih vzorcih je povprečno količina amfibolov 43,3 %, najmanj (32,2 %) jih je v vzorcu z Jelovice (Je1), največ (54,2 %) pa v vzorcu z območja Belce (Be2).

Pirokseni (*px*) so sorazmerno sveži. Med njimi smo mestoma prepoznali tudi hipersten, ki naj bi, kot tudi večina piroksenov, izviral iz magmatskih kamnin. Povprečna količina piroksenov je 16,3 %, najmanj (9,1 %) jih je v vzorcu z območja Belce (Be1), največ (21,6 %) pa v vzorcu z Golice (Go1_1).

Granati (*gr*) so sorazmerno sveži in malo korodirani. Povprečno so zastopani z 9,8 %, najmanj (3,9 %) jih je v vzorcu z Golice (Go1_2) in največ (18,3 %) v vzorcu z območja Belce (Be1).

Zoisit+klinozoisit (*zo_kzo*) nastopata v oglatih do dobro zaobljenih zrnih. Nekatera večja zrna imajo značilne anomalne interferenčne barve. Povprečna zastopanost zoisita+klinozoisita v vzorcih preiskanih tal je 8,7 %, najmanj (4,1 %) ju vsebuje vzorec Be4, največ (18,4 %) pa vzorec Be1, oba z območja Belce.

Epidot (*ep*) je prisoten s povprečno količino 9,1 %. Najmanj (0,5 %) ga je v vzorcu Be2 z območja Belce, največ (20,4 %) pa v vzorcu Je1 z Jelovice. Nekatera zrna epidota so sveža, druga pa nekoliko spremenjena.

Cirkon (*zr*) nastopa v zrnih različnih oblik. Nekatera zrna so euhedralna s prizmatskim habitusom, druga pa so zelo dobro zaobljena. Med tema skrajnima oblikama nastopajo zrna cirkona z vmesnimi stopnjami zaobljenosti. V preiskanih vzorcih ni mogoče zaslediti grupacije posameznih oblik cirkona, ampak so naključno porazdeljeni v vseh vzorcih. Površina nekaterih zelo dobro zaobljenih sferičnih zrn je abradirana, na njej pa so opazni drobne trikotne vdolbinice. Povprečna količina cirkona je 2,9 %, medtem ko ga je najmanj (1,0 %) v vzorcu Po1 s Pokljuke, največ (4,9 %) pa v vzorcu Be1 z območja Belce.

Rutil (*rt*) se pojavlja v nepravilnih zrnih in ga je povprečno 2,7 %, najmanj (1,2 %) v vzorcu Je1 z Jelovice, največ (5,0 %) pa v vzorcu Go1_1 z Golice.

Turmalin (*tu*) je v preiskanih vzorcih tal prisoten povprečno s 2,3 %, najmanj (1,2 %) ga je v

vzorcju Je1 z Jelovice, največ (4,6 %) pa v vzorcju Be4 z območja Belce. V populaciji zrn turmalina prevladujejo rjavkasti različki, le v vzorcju Je1 z Jelovice se pojavljajo tudi rožnati različki turmalina – rubellita.

Stavrolit (*st*) se pojavlja v različnih, nepravilnih oblikah in ga je povprečno 1,5 %, najmanj (0,5 %) ga je v vzorcju Go1_1 z Golice, največ (3,0 %) pa v vzorcju Be1 z območja Belce.

Poleg opisanih težkih mineralov se pojavljajo v majhnih količinah in ne v vseh vzorcih tudi: sfen (*sh*), disten (*cy*), apatit (*ap*), koritoid (*chl*), topaz (*tz*), brookit (*br*), spinel (*sp*) in monazit (*mz*), ki pa jih glede na majhno zastopanost ne bomo posebej opisovali.

Interpretacija

Mineralna sestava težke frakcije nakazuje pretežno metamorfnom-magmatsko izvorno območje. Glede na prevladovanje metamorfne združbe težkih mineralov nad magmatsko sklepamo, da je bil na izvornem območju obseg razgaljenih metamorfnih kamnin večji kot magmatskih. S tako sestavo izvornega območja je nam najbližje severno v Avstriji ležeča cona Centralnih Alp z Austroalpinsko in s Penninsko enoto, predvsem kristalinski kompleks, ki ga grade orto- in paragnajsi, blestniki, kremenovi filiti in amfiboliti.

Mineralna sestava lahke frakcije

Rezultati mineralne sestave lahke frakcije v velikostni frakciji 63–125 µm so podani v tabeli 5. V tabeli so kot ocene relativne zastopanosti posameznih mineralov podane vrednosti relativnih jakosti, ki so jih v difraktogramih prispevali posamezni minerali: kremen (*qu*), albit (*ab*), K-glinenci (*Kf* – mikroklin in/ali ortoklaz), muskovit (*mu*) in klorit (*ch*). Kot je razvidno se klorit pojavlja tako v težki kot v lahki frakciji. To je posledica zelo spremenljive sestave kloritov, pri čemer na njihovo gostoto, ki se spreminja v širokih mejah (2,6 do 3,3 g/cm³ pa tudi več) vpliva predvsem razmerje med magnezijem in železom. Čim več železa vsebuje klorit tem večjo gostoto ima. Poleg naštetih mineralov smo v lahki frakciji v nekaterih vzorcih določili tudi nekaj paragonita, količino katerega smo prišteli k muskovitu. Z rentgensko analizo smo ugotovili, da ločitev lahke in težke mineralne frakcije z bromoformom ni bila popolna. V lahki mineralni frakciji smo zasledili manjše količine (do 3 %) železovih hidroksidov (göthita in/ali lepidokrokita) in/ali oksidov (hematita), ter v sledovih tudi druge težke minerale, predvsem amfibole in piroksene. Relativne količine (intenzitete) naštetih težkih mineralov in možnih drugih nedoločenih mineralnih faz, ki ne dosejajo 1 % vseh intenzitet difraktograma, so podane kot razlika do 100 %, ki je navedena v koloni A in znaša od 1,7 do 5,7 %, povprečno 3,7 %.

Tabela 5. Relativne intenzitete mineralov v difraktogramih lahke mineralne frakcije v velikostni frakciji 63–125 µm

Table 5. Relative intensities in X-ray diffraction patterns of light minerals in the grain size fraction 63–125 µm

vz.	Qu	ab	Kf	mu	ch	Λ
Be1	59,0	11,3	0,0	14,5	13,2	2,0
Be2	36,1	9,1	2,0	33,1	15,1	4,6
Be3	52,8	8,3	1,4	20,0	11,8	5,7
Be4	54,1	8,0	1,7	17,6	14,0	4,6
Go1_1	69,6	10,2	0,8	11,9	5,8	1,7
Go1_2	58,8	9,6	0,0	17,8	11,0	2,8
Me1	58,3	13,6	1,5	11,8	11,6	3,2
Je1	68,0	8,1	1,8	10,4	8,9	2,8
Po1	66,6	8,2	0,0	8,2	11,3	5,7
Me	58,1	9,6	1,0	16,1	11,4	3,7
Min	36,1	8,0	0,0	8,2	5,8	1,7
Max	69,6	13,6	2,0	33,1	15,1	5,7

qu – kremen / quartz (%), ab – albit / albite (%), Kf – kalijev glinenci / K – feldspars (%), mu – muskovit / muscovite (%), ch – klorit / chlorite (%), Λ – težki minerali in nedoločene mineralne faze / heavy minerals and indefinite mineral phases (%);

Me – srednja vrednost / mean value, Min – minimalna vrednost / minimum value, Max – maksimalna vrednost / maximum value;

Kremen (qu) je glede na relativno intenziteto najbolj zastopan mineral v lahki mineralni frakciji. Povprečna relativna intenziteta je v analiziranih vzorcih 58,1 %, najmanjša (36,1 %) v vzorcu Be2 z območja Belce, največja (69,6 %) pa v vzorcu Go1_1, ki vsebuje tudi največ pečene velikostne frakcije.

Albit (ab) je prisoten s povprečno relativno intenziteto 9,6 %, najmanjšo (8,0 %) ima v vzorcu Be4 z območja Belce, največjo (13,6 %) pa v vzorcu Me1 z Mežakle.

K-glinenci (Kf), med katerimi nastopata mikroklin in ortoklaz, od katerih slednji rahlo prevladuje, so v lahki mineralni frakciji s povprečno relativno intenziteto 1,0 % najmanj zastopani. Njihova intenziteta pa je tudi najbolj variabilna. Kar v treh vzorcih jih nismo zaznali, največja intenziteta (2,0 %) pa je v vzorcu Be2 z območja Belce.

Med filosilikati muskovit (mu) prevladuje nad kloritom. Povprečno je prispevek njegove relativne intenzitete 16,1 %, najmanjša (8,2 %) je v vzorcu Po1 s Pokljuke, največja (33,1 %) pa v vzorcu Be2 z območja Belce, v katerem se pojavlja najmanjša količina kremenca.

Klorit (ch) je zastopan povprečno s 11,4 % in le v enem vzorcu Po1 s Pokljuke presega intenziteto muskovita. Najmanjša kloritova intenziteta (5,8 %) je v vzorcu Go1_1 z Golice, največja (15,1 %) pa v vzorcu Be2 z območja Belce.

Ker je primerjava parametrov porazdelitve velikosti zrn manjših od 250 µm v raziskanih vzorcih tal pokazala precejšno podobnost z značilnostmi »tipične« puhlice pogledimo še njeno mineralno sestavo: kremen 50 do 70 %, glinenci 5 do 30 %, sljude 5 do 10 %, karbonati 0 do 30 %, glineni mi-

nerali 10 do 15 % (Pye, 1987). Glede na to, da smo v vzorcih tal analizirali le lahko mineralno frakcijo velikosti od 63 do 125 µm, in da so kot kvantitativna ocena mineralne sestave podane relativne intenzitete posameznih mineralov (tabela 5), direktna primerjava navedenih kvantitativnih podatkov ni smiselna, predvsem za karbonate in glinaste minerale, ki jih v analizirani frakciji ni.

Struktura površine kremenovih zrn

Površino kremenovih zrn, so pred odkritjem elektronskega mikroskopa in pred širšo uporabo vrstičnega elektronskega mikroskopa (SEM), s katerim je omogočeno neposredno opazovanje površine predmetov – mineralnih zrn, opazovali pod binokularnim in polarizacijskim mikroskopom. Opazili so, da nekatera kremenova zrna niso abradirana in prosojna, druga zglajena in prosojna, tretja pa motna. CAILLEUX (1952) in ZIMDARS (1958) sta med prvimi poskušala uporabiti strukturo površine za interpretacijo sedimentacijskega okolja oziroma prevladujočega transportnega medija. Ugotovila sta, da so motna zrna bolj pogosta v okoljih s prevladujočim eolskim transportom, medtem ko so zglajena in prosojna zrna pogostejša v okoljih z vodnim transportom. Poleg tega so ugotovili, da je razmerje med zglajenimi in prosojnimi ter motnimi zrni odvisno tudi od velikosti zrn. Količina motnih zrn se manjša z zmanjševanjem velikosti opazovanih zrn tudi znotraj enakega sedimentacijskega okolja.

Po letu 1960 se je uporaba SEM pri proučevanju površine kremenovih zrn za interpretacije izvora, načina transporta, sedimentacijskega okolja in diagenetskega razvoja kamnin zelo povečala (KRINSLEY & TAKAHASHI, 1962; KRINSLEY & DONAHUE, 1968; KRINSLEY & DOORNKAMP, 1973; MARGOLIS & KRINSLEY, 1974; AL-SALEH & KHALAF, 1982; CULVER et al., 1983; CARTER, 1984; in drugi). S SEM so odkrivali nove strukture površine, ki jih je bilo potrebno opisati in poimenovati. Za njihovo uspešno uporabo pri interpretaciji sedimentacijskega okolja, pa je potrebno prepoznati mehanizme, s katerimi posamezne strukture površine nastajajo. Izkazalo se je, da številne podobne strukture površine nastopajo v različnih sedimentacijskih okoljih, vendar je njihova zastopanost različna od okolja do okolja. HIGGS (1979) je podal definicije in izvor originalnih opisov 30 struktur površine in jih povezal s sedimentacijskimi okolji. Poleg tega, se je izkazalo, da so strukture površinske kremenovih zrn odvisne tudi od drugih parametrov, kot so: velikost preiskovanih zrn, čas izpostavljenosti delovanju transportnega medija, delež prinosa materiala in hitrost sedimentacije, kar vse otežuje interpretacijo.

Pri pregledu izbranih zrn velikosti 63 do 125 µm s SEM/EDS smo ugotovili, da nismo izbrali le kremenovih zrn, ampak tudi glinenčeva. Med kremenovimi zrni prevladujejo oglata zrna s školjkastimi prelomnimi ploskvami (Tab. 1 A, B, C, D), zelo, zelo redka pa so zaobljena zrna (Tab. 1 E, F). Poleg tega smo s SEM razkrili, da pripadajo

pod binokularnim mikroskopom motna zrna trem skupinam zrn: a) polikristalnim zrnom s pogosto bimodalno porazdelitvijo zrn (Tab. 2 A, B), b) kremenom z vidnimi strukturami rasti, s površino pokrito z začetnimi drobnimi kristalčki, ki nakazujejo rast ploskve v smeri njihove orientacije (Tab. 2 C, D, E, F) in/ali vsebuje številne pore v kristalih (Tab. 3 A, B) in c) zrnem glincev z močnejše izraženimi strukturami kemičnega raztapljanja (Tab. 3 C, D, E). Na prevladujočih oglatih kremenovih zrnih so med vsemi strukturami površine najbolj zastopane školjkaste (Tab. 1 A, B, C, D) in nekoliko redkeje ravne prelomne ploskve. Na školjkastih prelomnih ploskvah so pogosto razvite ravne in ukrivljene stopničke (Tab. 1 A, B, C, D; Tab. 3 F; Tab. 4 A, B). Na teh prelomnih ploskvah so tudi mlajše mehansko nastale strukture: ravne in ukrivljene praske in ponekod razpoke (Tab. 4 C, D) ter nepravilne in V oblikovane vdolbine (Tab. 1 C; Tab. 4 A, B, C), ki so nastale zaradi trkov med zrn. Nekatere orientirane V oblikovane vdolbine pa so posledica kemičnega raztapljanja – jedkanja kremenca (Tab. 4 D). Na zaobljenih kremenovih zrnih (Tab. 1 E, F) so vidne nepravilne vdolbine raztapljanja (Tab. 4 E, F) in ponekod tudi strukture izločanja kremenca (Tab. 4 F).

Interpretacija

Monokristalnim kremenovim zrnom ne moremo nedvoumno opredeliti njihovega izvora. Lahko izvirajo iz magmatskih ali metamorfnih kamnin, redkeje klastičnih sedimentnih kamnin. Polikristalnim kremenovim zrnom z bimodalno porazdelitvijo velikosti zrn (Tab. 2 A, B) pripisujemo metamorfo porenje. Kremenovim zrnom z vidnimi strukturami rasti, začetnimi drobnimi kristalčki na kristalnih ploskvah, ki nakazujejo rast ploskve v smeri njihove orientacije (Tab. 2 C, D, E, F) in/ali vsebujejo številne pore v kristalih (Tab. 3 A, B) pa pripisujemo žilni – hidrotermalni izvor.

Večina opazovanih struktur površine na oglatih kremenovih zrn kaže, da so te nastale z lomi zrn, ki jih povezujemo predvsem z ledeniško abrazijo. Robovi školjčnih in ravnih prelomnih ploskev so večinoma ostri (Tab. 1 A, B, C, D), redkeje nekoliko zaobljeni. Na prelomnih ploskvah nastopajo mlajše, pretežno mehansko nastale strukture površine: ravne in ukrivljene praske ter nepravilne in V oblikovane vdolbine (Tab. 1 C, D; Tab. 4 A, B, C, D), ki so nastale s trki med zrn. V oblikovane vdolbine naj bi nastale v vodnem, rečnem okolju. Zelo redka zaobljena zrna (Tab. 1 E, F) pa najverjetneje izvirajo iz okolij, v katerih je prevladoval eolski transport. Ker so zrna majhna na njihovi površini niso izražene navzgor obrnjene ploskve (upturned plates) kot posledica trkov poskakajočih zrn. Vendar pa so se zrnca zaradi abrazije zaoblila. K njihovi zaobljenosti pa so lahko prispevali tudi procesi delnega raztapljanja in izločanja kremenca (Tab. 4 F) (KRINSLEY & DOORNKAMP, 1973).

Strukture raztapljanja so izrazite predvsem na glinenčevih zrnih (Tab. 3 C, D, E), veliko manj izražene pa so na površini kremenovih zrn (Tab. 1 E,

F; Tab. 4 D, E, F). Pri tem je potrebno poudariti, da se te nahajajo predvsem na posameznih zaobljenih zrnih, medtem ko so na oglatih kremenovih zrnih redke (Tab. 4 D). Strukture raztapljanja glinenčevih zrn označujemo kot »mlade« in naj bi nastale v procesih pedogeneze. V vzorčni preperi in tleh tipa rendzine in rjavih polkarbonatnih tal naj bi bilo geokemično okolje pedogeneze večinoma nevtravno do rahlo alkalno ali rahlo kislo. Predvsem v nekoliko debelejših talnih profilih, pri katerih naj bi imel določen vpliv tudi eolski material, je lahko reakcija tudi kisla pH 5–6 (ČIRIČ, 1984). Glede na izrazitost struktur raztapljanja glinenčevih zrn sklepamo, da so te nastale v nekoliko kislem geokemičnem okolju. Ker je topnost kremenice v takem geokemičnem okolju majhna, pripisujemo večino struktur raztapljanja na površini kremenovih zrn podedovani strukturi iz prvotnih okolij, predvsem onih, v katerih je prevladoval eolski transport.

Razprava in zaključki

Na preperevanje in nastanek tal – pedogenezo vplivajo številni dejavniki, ki jih lahko povežemo v pet neodvisnih in delno odvisnih faktorjev: matična kamnina, klima, čas, relief in organizmi. Osnovni parametri navedenih faktorjev, predvsem klime, reliefa, organizmov – vegetacije in matične kamnine so podani v tabelah 1 in 2 ter pri opisu geografskih značilnostih vzorčevalnega območja. V raziskanih lastnostih (zrnivosti, mineralni sestavi težke in lahke frakcije ter pri strukturi površin kremenovih zrn določenih velikostnih frakcij vzorčenih tal) nismo zasledili med vzorci večjih razlik, ki bi jih lahko povezali z vplivom razlik v klimi, reliefu in organizmih. To razlagamo s premajhnimi razlikami med temi faktorji na vzorčenem območju. Zato o njihovem vplivu na preperevanje in nastanek tal ne bomo podrobneje razpravljali. Glede na postavljeno hipotezo bomo več pozornosti posvetili matični kamnini in času.

Pri relativno majhni variabilnosti klime, reliefa in organizmov ima na produkte preperevanja in na lastnosti tal v začetku največji vpliv matična kamnina. Vpliv razlik v matični kamnini se s podaljševanjem časa preperevanja (predvsem kemičnega) in pedogeneze zmanjšuje in se, v nekaterih primerih, po dovolj dolgem času, vpliv matične kamnine lahko celo zabriše.

Čas nastajanja tal lahko absolutno določimo z izotopskimi, luminiscenčnimi in paleomagnetnimi metodami, ki pa jih nismo uporabili. Zato bomo podali relativni čas nastanka tal, katerega smo opredelili predvsem s stopnjo razvitosti tal in poznavanjem stratigrafije ter časovnega razvoja pomembnih geoloških dogodkov.

Na raziskovanem območju so tla relativno slabo razvita, saj pripadajo večinoma rendzini ali rjavim polkarbonatnim tlem in jih lahko opredelimo kot mlada tla. Glede na sorazmerno visoko lego (med 960 in 1735 m) so tla lahko pričela nastajati šele po umiku stalnega pokrova snega in ledu, ki je v zadnji, würmski ledeni dobi prekrival tudi ob-

ravnano območje (VAN HUSEN, 1987). To se pravi, da so obravnavana tla holocenska, mlajša od približno 11.000 let.

Kot je bilo že omenjeno so lastnosti preperine in tal v prvi fazi odvisne predvsem od značilnosti matične kamnine, saj naj bi ta prispevala glavino mineralne komponente tal. Pri preperevanju je matična kamnina podvržena fizikalnim in kemičnim procesom, ki potekajo z roko v roki. Fizikalni procesi preperevanja prispevajo v tla, z naraščanjem njihove intenzivnosti in časa, postopno manjše drobce matične kamnine in primarne, kemično nespremenjene minerale matične kamnine, kemični procesi pa spreminjajo primarne minerale v sekundarne ali pa povzročajo nastanek novih, avtigenih mineralov. Kateri procesi preperevanja so v dani situaciji intenzivnejši oziroma kakšno je razmerje med primarnimi in spremenjenimi (sekundarnimi) ter avtigenimi minerali, je pri določenih matičnih kamnini odvisno od štirih, zgoraj navedenih faktorjev: klime, časa, reliefa in organizmov.

Karbonatne kamnine sestavljata predvsem dva bistvena minerala: kalcit in dolomit. Njuna količina se v karbonatnih kamninah lahko spreminja od 50 do preko 99,9 %, preostanek pa lahko sestavljajo drugi, predvsem nekarbonatni minerali. Pod vplivom deževnice in površinske vode obogatene z raztopljenim CO_2 in različnimi organskimi kislinami se karbonatni in drugi lažje topni nekarbonatni minerali raztapljajo, medtem ko so preostali nekarbonatni minerali večinoma pod temi pogoji netopni in tvorijo netopni ostanek. Ta pa v končni fazi sestavlja anorgansko, mineralno komponento tal. V statičnih pogojih, brez vpliva erozije in prinosa alohtonega materiala, je debelina tal nad matično kamnino odvisna od količine nekarbonatnih mineralnih primesi (netopnega ostanka) v karbonatni kamnini in hitrosti raztapljanja, korozije karbonatnih kamnin oziroma časa, kateremu je karbonatna kamnina izpostavljena kemičnemu preperevanju, raztapljanju.

Ker sami nismo določali količine netopnega ostanka v matičnih karbonatnih kamninah na raziskovanem območju, povzemamo nekaj literaturnih podatkov o količinah netopnih ostankov nekaterih karbonatnih kamnin v Sloveniji. Srednjetriasni wettersteinski apnenci z območja Pece in Uršlje gore imajo od 0,1 do 0,9 %, povprečno 0,4 % netopnega ostanka (HOČEVAR, 1995); zgornjetriasni apnenci jugozahodne Slovenije imajo od 1,5 % netopnega ostanka (OGORELEC, 1988); zgornjetriasni glavni dolomit vsebuje od 0,8 do 4,5 %, stromatoliti deli pa od 1,2 do 1,3 % netopnega ostanka (OGORELEC & ROTHE, 1993); kredni apnenci na območju Kočevske vsebujejo od 1 do 9 %, povprečno 5 % netopnega ostanka (PLENIČAR & DOZET, 1994); večina apnencev na območju Krasa ima od 1 do 2 % netopnega ostanka (GAMS, 1974); ZUPAN-HAJNA (2003) navaja za apnence istega območja količine od 0,3 do 6,3 % netopnega ostanka; apnenci in dolomiti Istre vsebujejo od 0,08 do 2,23 %, povprečno 0,4 % netopnega ostanka (DURN et al., 1999, DURN, 2003).

Hitrosti raztapljanja karbonatov oziroma njihovo korozijo, v pogojih relevantnih za Slovenijo,

so ocenjevali z različnimi metodami: meritvami koncentracije karbonatov v rekah in njihovih pritokih (GAMS, 1962), merjenjem površinske korozije s pomočjo standardnih tablet (GAMS, 1985) in z direktnimi mikrometrskimi meritvami (CUCCHI et al., 1997). Te različne metode dajo tudi nekoliko različne rezultate. Ocena hitrosti korozije izražena s časom potrebnim za zmanjšanje debeline (raztapljanje) 1 m karbonatnih kamnin znaša v porečju Ljubljance 16.600 let, Soče 12.000 let in Krke 17.200 let (GAMS, 1962) oziroma 60 $\mu\text{m}/\text{leto}$, 83 $\mu\text{m}/\text{leto}$ in 58 $\mu\text{m}/\text{leto}$. V Alpskem pasu Slovenije je ocenjena hitrost korozije s pomočjo standardnih tablet v območju od 1,7 do 14,7 $\mu\text{m}/\text{leto}$ (GAMS, 1985). Direktno mikrometrške meritve na območju Krasa pa so dale hitrost korozije okoli 20 $\mu\text{m}/\text{leto}$ (CUCCHI et al., 1997). Tako bi bilo pri hitrosti korozije 20–60 $\mu\text{m}/\text{leto}$ karbonatne matične kamnine s povprečno količino 1,5 % netopnega ostanka za nastanek 1 cm nekarbontene preperine oz. tal potrebno približno 11.000 do 33.000 let. Tako bi v času holocena, pri večji hitrosti korozije-raztapljanja (60 $\mu\text{m}/\text{leto}$), avtohtono lahko nastalo le 1 cm nekarbontene preperine oz. tal. Glede na bistveno večjo debelino tal na določenih območjih vzorčenega ozemlja moramo iskati poleg avtohtonega tudi alohtoni izvor nekarbonatnega materiala tal.

Alohtoni vpliv v sestavi tal na wettersteinskih apnencih na območju Mežice (Peca in Uršlja gora) je zaznala že HOČEVARJEVA (1995), ki je poleg strukturnih (granulometričnih) in mineraloških analiz opravila tudi kompleksnejše geokemične analize tal in netopnih ostankov apnencev. Predpostavila je eolski transport pretežno meljastega materiala z območja Alp in izključila hipotezo o afriškem, saharškem poreklu tega materiala.

Na karbonatnih kamninah nastajajo v mediteranski klimi tudi rdeča tla imenovana terra rossa. Številni raziskovalci izpostavljajo večji ali manjši vpliv alohtonega materiala na njen nastanek (LIPPI-BONCAMPI et al., 1955; BALAGH & RUNGE, 1970; YAALON & GANOR, 1973; ŠINKOVEC, 1974; MACLEOD, 1980; OLSON et al., 1980; JACKSON et al., 1982; DANNIN et al., 1983; RAPP, 1984; YAALON, 1997; DURN et al., 1999, 2003; DURN, 2003). V nadaljevanju se bomo dotaknili le vplivu alohtonega materiala na nastanek terra rosse v Istri (DURN & ALJINOVIĆ, 1995; DURN et al., 1999, 2003; DURN, 2003). S strukturnimi, granulometričnimi, mineraloškimi in geokemičnimi analizami so v sestavi terra rosse poleg avtohtonega netopnega ostanka karbonatov dokazali tudi alohtoni, eolski doprinos materiala. Od zgodnjega srednjega pleistocena je bil v severni in centralni Italiji velik, na Dalmatinskih otokih in v Istri pa znaten vpliv sedimentacije puhlice (CREMASCHI, 1990). V severozahodnem delu Istre, na Savudrijskem rtu prekriva zgornje pleistocenska puhlica terra rosso, razvito na delno dolomitiziranjem zgornjekrednem apnencu. Sledove puhlice pa je možno najti tudi v terra rossi, v predelih, kjer leta ne tvori samostojnih plasti. Po podatkih YAALONA (1997) pride pri hitrosti sedimentacije eolskega materiala nad 40 $\mu\text{m}/\text{leto}$ do nastajanja puhlice, v primerih, ko je hitrost sedimentacije manjša od

20 μm /leto, pa naj bi se eolski material popolnoma asimiliriral v drugih sedimentih ali preperini talnega profila. Na osnovi primerjave mineralne sestave težke frakcije pleistocenskih sedimentov reke Pad, puhlice in terra rosse, v kateri prevladujejo minerali epidotno-zoisitne in amfiboske skupine, so ugotovili, da eolski material puhlice in alohtoni material terra rosse izvirata iz pleistocenskih sedimentov poplavne ravnine reke Pad, ki se je v pleistocenu zaradi znižanja morske gladine raztezala tudi na severen del Jadrana (DURN & ALJINOVIC, 1995; DURN et al., 1999, 2003; DURN, 2003). Poleg eolskega materiala je lahko v sestavi terra rosse v Istri ponekod prisotna tudi preperina fliša. Tako je DURN s sodelavci (1999, 2003) opredelil istrsko terra rosso kot poligenetska reliktna tla in ponekod kot pedo-sedimentni koluviani kompleks.

Zgoraj navedeni literaturni podatki in podani analitski podatki o zrnivosti, mineralni sestavi težke in lahke frakcije ter o strukturi površin kremenovih zrn določenih velikostnih frakcij, vzorčenih tal na območju Zahodnih Karavank in visokih planot Julskih Alp ter njihove interpretacije potrjujejo našo hipotezo:

Mineralna komponenta tal na zgornjetriasnih apnencih v Karavankah na območju Golice in Struške (Belske planine) ne predstavlja le avtohtonega materiala, netopnega ostanka preperevanja matičnih apnencev, ampak tudi alohtoni, verjetno eolski material.

Na alohtoni material v tleh lahko sklepamo na osnovi homogenosti sestave težkih mineralov v tleh razvitih na različnih matičnih karbonatnih kamninah (dachsteinskem apnencu, karnijskem apnencu z roženci, cordevolskem dolomitu). Kajti verjetnost, da bi imeli netopni ostanki različnih matičnih karbonatnih kamninah, ki tvorijo avtohtono komponento tal, enako mineralno sestavo (združbo težkih mineralov), je zelo majhna. Poleg tega pa je hitrost raztapljanja apnenca premajhna, da bi v času holocena, v približno 11.000 letih, lahko nastala tako debela tla, kot jih opazujemo ponekod na območju Zahodnih Karavank (Belca, Golica). Zato mora biti v sestavi nekarbonatne komponente tal poleg avtohtonega materiala prisoten tudi alohtoni material.

Strukturne značilnosti:

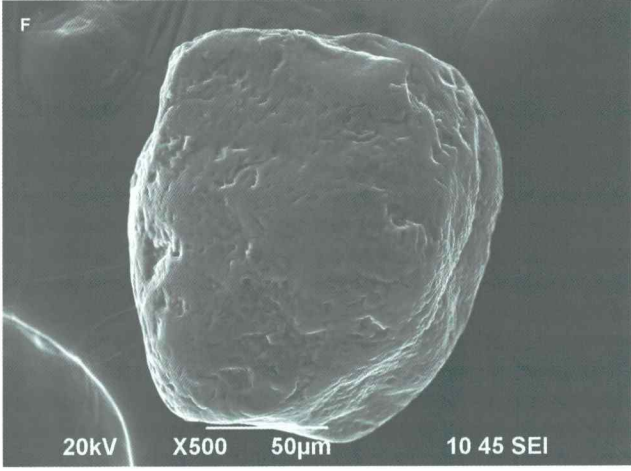
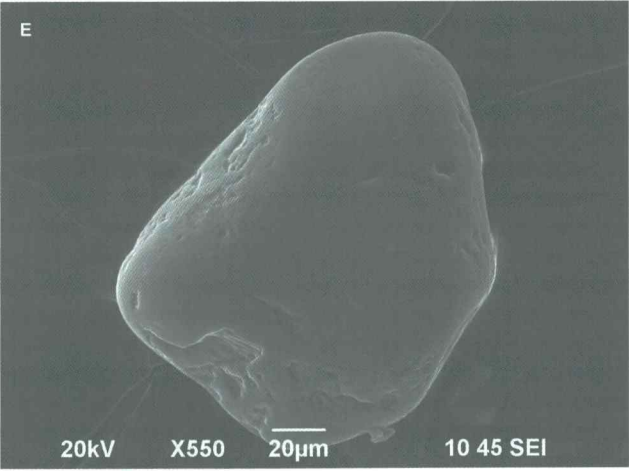
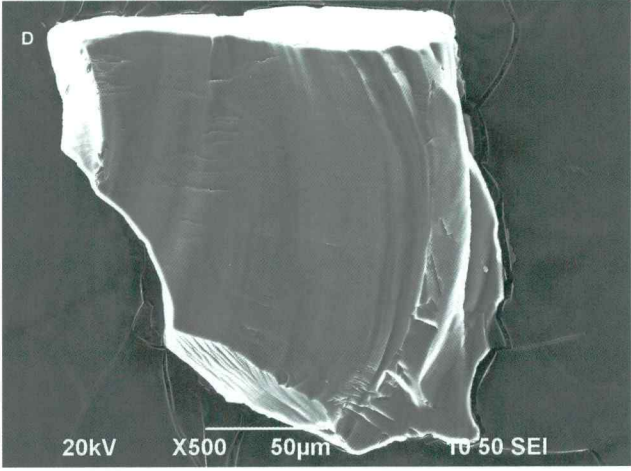
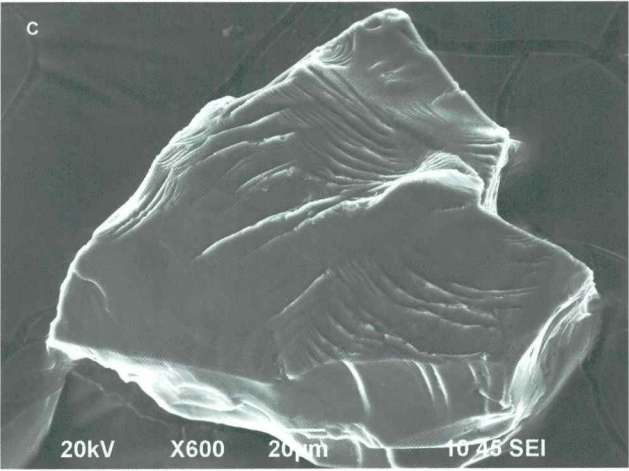
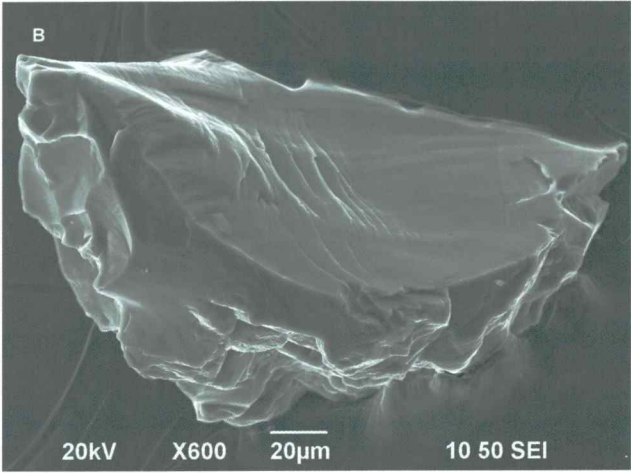
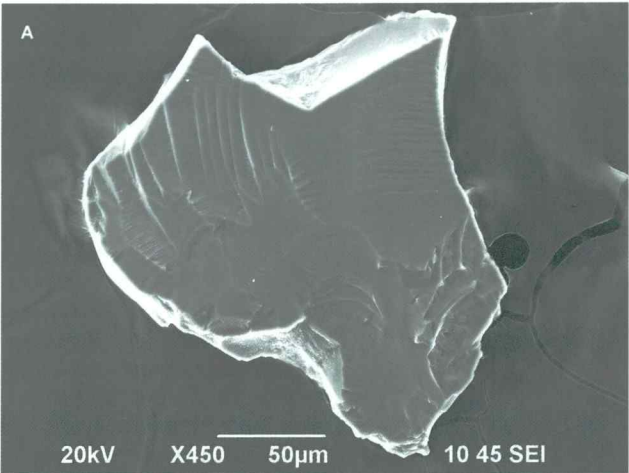
- a) visoko razmerje melj/glina (povprečno 9,13), v primerjavi z nizkim razmerjem melj/glina v netopnih ostankih apnencev (okoli 0,2 (FRITPATRICK, 1971, v: MACLEOD, 1980) oziroma 2,5 (DURN, 2003));
- b) podobnost povprečne velikosti 28,6 μm in modalne velikosti 15,2 μm , v primerjavi z modalno velikostjo v območju 10 do 50 μm , s povprečjem 30 μm v »tipični« puhlici (SMALLEY, 1995)

nekarbonatne komponente tal, kažejo na eolski transport alohtonega materiala.

Tabla 1 – Plate 1

- A Oglato kremenovo zrno s školjkastimi prelomnimi ploskvami, na katerih so vidne ravne in upognjene stopničke (Be3).
Conchoidal fracture surfaces with straight and arcuate steps on angular quartz grain (Be3).
- B Školjkaste prelomne ploskve z upognjenimi stopničkami na oglatem kremenovem zrnu z ostrim grebenom (zgoraj), ki ga oblikujeta sekajoči se školjkasti prelomni ploskvi (Be4).
Conchoidal fracture surfaces, with arcuate steps and sharp ridges (upper part) that is formed by intersection of two conchoidal fracture surface on angular quartz grain (Be3).
- C Oglato kremenovo zrno s školjkastimi prelomnimi ploskvami, na katerih so vidne ravne in upognjene stopničke. Na njih se pojavljajo mehanske nepravilne in V oblikovane vdolbine (Be3).
Conchoidal fracture surfaces with straight and arcuate steps, on which are in places mechanical small irregular and V-form pits on angular quartz grain (Be3).
- D Oglato kremenovo zrno s školjkastimi prelomnimi ploskvami, na katerih so vidne ravne in upognjene stopničke. Na desni spodnji strani zrna so na školjkastih prelomnih ploskvah mehanske ravne praske in V oblikovane vdolbine (Be4).
Conchoidal fracture surfaces with straight and arcuate steps on angular quartz grain. Mechanical straight scratches and V-forms are on the conchoidal fracture surfaces on the right lower side (Be4).
- E Zaobljeno, delno zglaženo kremenovo zrno z nepravilnimi vdolbinami raztapljanja (Be4)
Rounded, partly smoothed quartz grain with irregular solution pits (Be4)
- F Zaobljeno zrno kremena z nepravilnimi vdolbinami raztapljanja (Be2)
Rounded quartz grain with irregular solution pits (Be2)

Tabla 1 – Plate 1



Hipotezo smo dopolnili z interpretacijo primarnega in sekundarnega izvornega območja alohtonega materiala.

Mineralna sestava težke frakcije kaže, da alohtoni material izvira iz metamorfo-magmatskega primarnega izvornega območja, na katerem so bile metamorfne kamnine bolj zastopane kot magmatske. To je bilo najverjetneje območje Centralnih Alp z Austroalpinsko in Penninsko enoto, predvsem kristalinski kompleks, ki ga grade orto- in paragnajsi, blestniki, kremenovi filiti in amfiboliti.

Večina opazovanih struktur površine na oglatih kremenovih zrn kaže, da so te nastale z lomi zrn, ki jih povezujemo predvsem z ledeniško abrazijo. S primarnega izvornega območja Centralnih Alp je material prenašal Dravski ledenik in ga odložil v tile. Ti so bili po umiku ledu koncem würma izpostavljeni rečni in eolski eroziji ter transportu in so predstavljali sekundarno izvorno območje alohtonega materiala v tleh obravnavanega območja. Severni vetrovi so prenašali pretežno meljasti material tudi preko grebena Karavank. Ta se je začel odlagati na južnih, zavetrnih pobočjih Karavank, kjer so na sedlih odložene največje debeline tega materiala (Belca, Golica sl. 1, 2) in je segal proti jugu vsaj na območje visokih planot Julijskih Alp, verjetno pa še dalje.

Naštete značilnosti kažejo na poligenetski tip tal na karbonatnih kamninah Zahodnih Karavank in visokih planot Julijskih Alp.

Zahvala

Raziskave prikazane v članku so bile izvedene v okviru raziskovalnega programa »Sedimentologija in mineralne surovine«, ki ga financira Agencija za raziskovanje SR. Za pomoč pri SEM analizah se zahvaljujemo Milošu Milerju, za pripravo vzorcev in granulometrične analize pa tehničnemu sodelavcu Stanetu Zakrajšku.

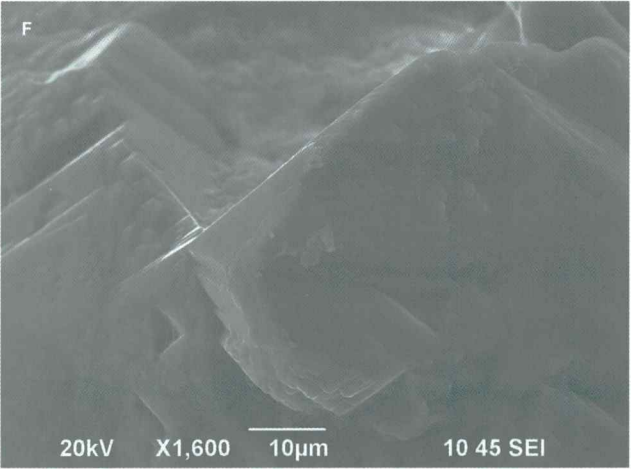
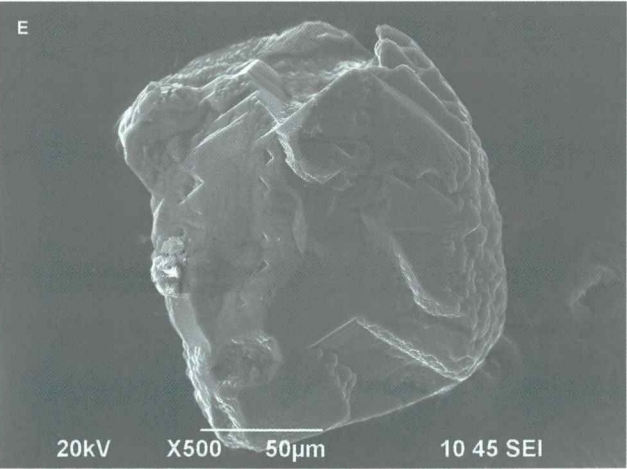
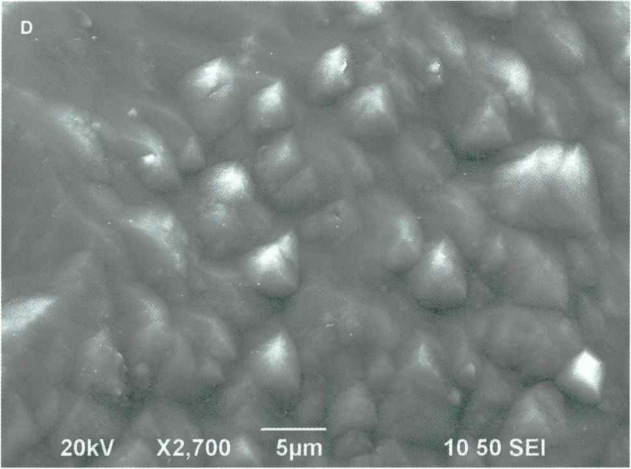
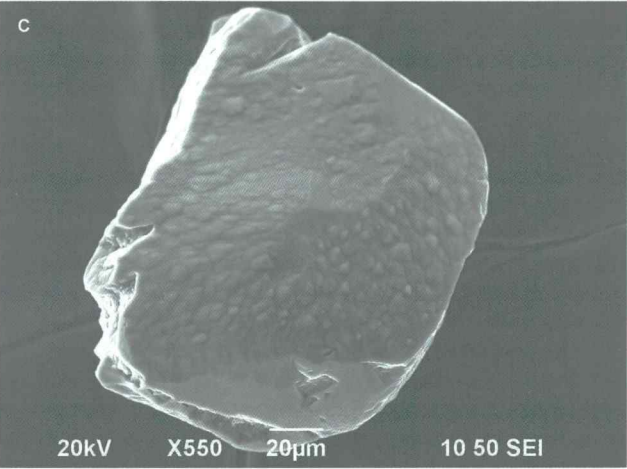
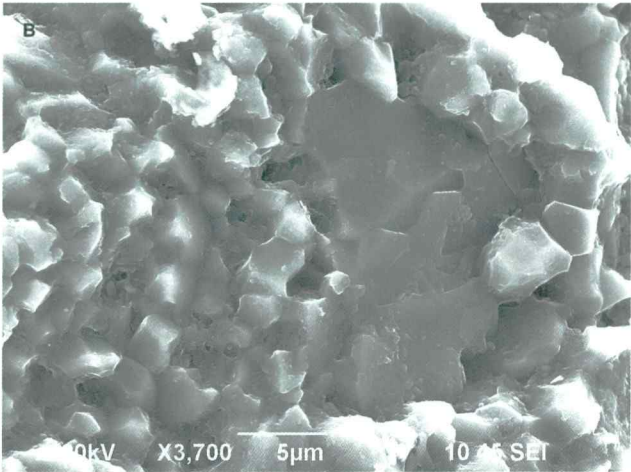
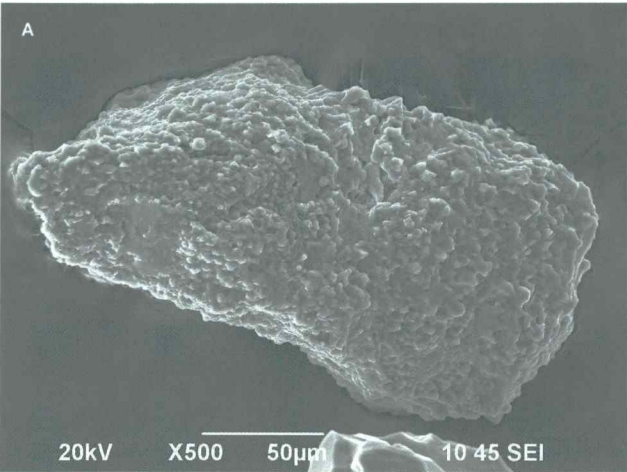
Literatura

- AL-SALEH, S. & KHALAF, F. I. 1982: Surface texture of quartz grain from various recent sedimentary environments in Kuwait. *Jour. Sedim. Petrology* (Tulsa) 52: 215–225.
- BALAGH, T. M. & RUNGE, E. C. A. 1970: Clay rich horizons over limestone, illuvial or residual. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34:534–536.
- BUSER, S. & CAJHEN, J. 1978: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Celovec. Zveznigeološki zavod (Beograd).

Tabla 2 – Plate 2

- A Polikristalno kremenovo zrno (Be2)
Polycrystalline quartz grain (Be2)
- B Polikristalno kremenovo zrno. Večje kremenovo zrno obdajajo manjša poligonalna zrnca kremena. Detajl s Tab. 2 A.
Polycrystalline quartz grain. The larger quartz grain is surrounded by smaller polygonal quartz grains. Detail from Pl. 2 A.
- C Površino kremenovega zrna pokrivajo začetni drobni kristalčki kremena, ki nakazujejo njegovo rast (Be4).
Surface of quartz grain is covered by incipient small quartz crystals indicating its growth (Be4).
- D Drobni začetni kristalčki kremena z delno razvitimi terminalnimi ploskvami – piramidami. Detajl s Tab. 2 C.
Incipient small quartz crystals with partly developed terminal plains – pyramids. Detail from Pl. 2 C.
- E Kremenovo zrno z vidnimi kristalnimi ploskvami, večinoma piramidami. Na nekaterih izmed njih so v smeri rasti orientirani začetni kristalčki kremena. Na površini so vidni trikotni preseki por, nepopolnoma zaraščeni deli kristala (Be1).
Quartz grain with crystal planes mostly pyramids. Small incipient quartz crystals oriented in the direction of the growth on some crystal planes. Triangular intersections of pores, incompletely grown parts of the crystal are seen on the surfaces (Be1).
- F Na kristalnih ploskvah – piramidah so v smeri njihove rasti orientirani začetni kristalčki kremena. Na površini so vidni tudi trikotni preseki por, nepopolnoma zapolnjeni deli kristala. Detajl s Tab. 2 E.
On crystal plains – pyramids are small incipient quartz crystals oriented in the direction of their growth. Triangular intersections of pores, incompletely grown parts of the crystal are seen on the surfaces. Detail from Pl. 2 E.

Tabla 2 – Plate 2

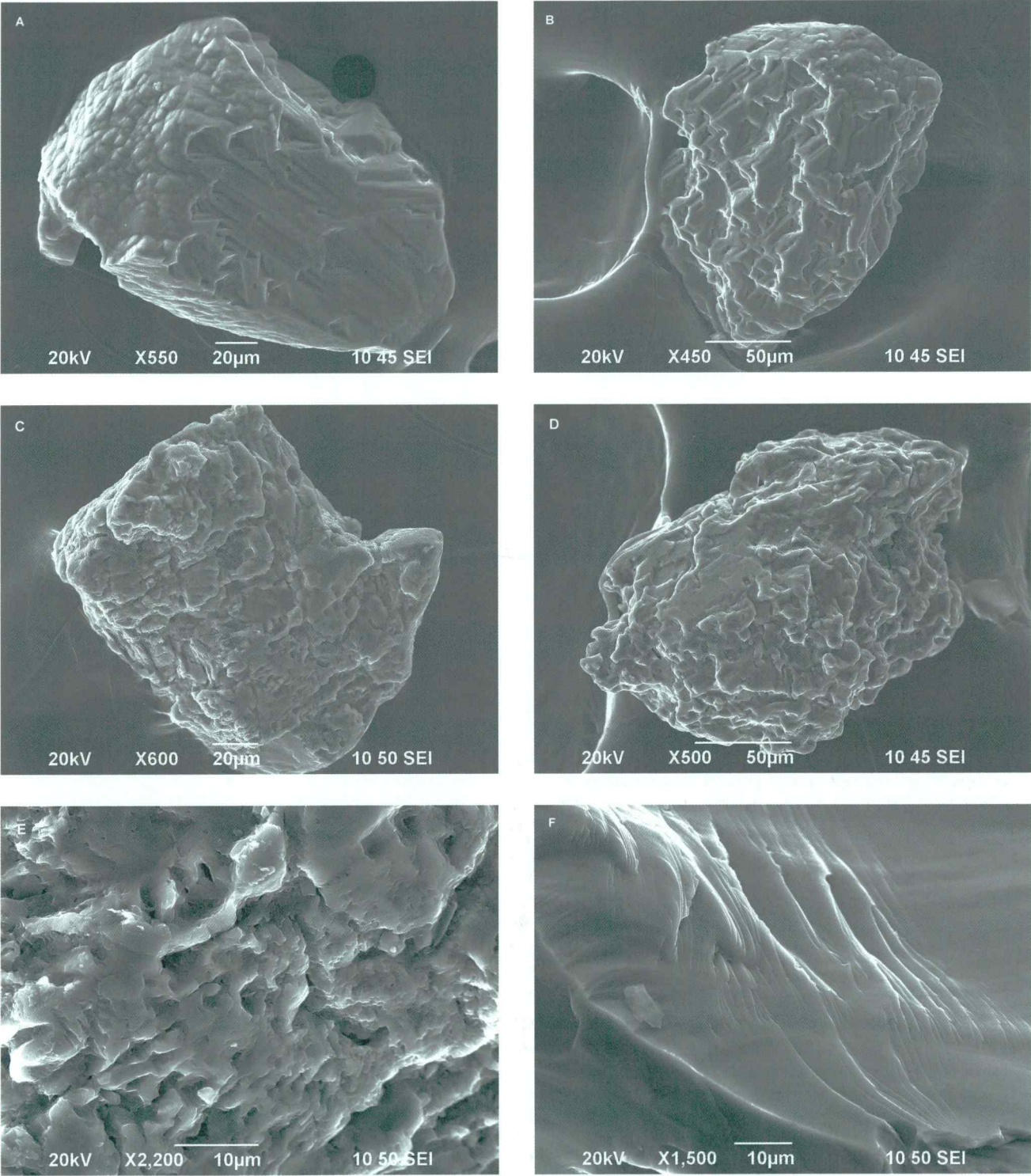


- BUSER, S. 1980: Tolmač lista Celovec, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Celovec. Zvezni geološki zavod (Beograd): 1–62.
- BUSER, S. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Tolmin in Videm/Udine. Zvezni geološki zavod (Beograd).
- BUSER, S. 1989: Development of the Dinaric and Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovene basin (NW Yugoslavia). *Mem. Soc. Geol. It. (Roma)* 40 (1897): 313–320.
- CARTER, J. M. L. 1984: An application of scanning electron microscopy of quartz sand surface texture to the environmental diagnosis of Neogene carbonate sediment, Finestrat Basin, south-east Spain. *Sedimentology (Oxford)* 31:717–731.
- CAILLEUX, A. 1952: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)* 40: 11–19.
- CREMASCHI, M. 1990: The loess in northern and central Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean regions. In: CREMASCHI, M. (ed.): *The Loess in Northern and Central Italy. Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Apli Centrali*, Edtrice Gutenberg (Milano) 15–19.
- CUCCHI, F., FORTI, F. & MARINETTI, A. 1997: Surface degradation of carbonate rocks in the karst of Trieste (Classic Karst, Italy). *Fieldtrip guide, Meeting M³, Fourth International Conference on Geomorphology (Trieste)* 3–8.
- CULVER, S. J., BULL, P. A., CAMPBELL, S., SHAKESBY, R. A. & WHALLEY, W. B. 1983: Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation. *Sedimentology (Oxford)* 30: 129–136.
- ČIRIČ, M. 1984: Pedologija. *SOUR Svjetlost (Sarajevo)* 1–312.
- DANIN, A., GERSON, R. & CARTY, J. 1983: Weathering patterns on hard limestone and dolomite by endolithic lichens and cyanobacteria: Supporting evidence for eolian contribution to terra rossa soil. *Soil Science (Baltimore)* 136: 213–217.
- DURN, G. 2003: Terra rossa in the Mediterranean region: parent material, composition and origin. *Geologica Croatica (Zagreb)* 56/1: 83–100.
- DURN, G. & ALJINOVIĆ, D. 1995: Heavy minerals assemblage in terra rossa from the peninsula of Istra, Croatia. 1st Croatian Geological Congress, Abstracts (Opatija) 31.
- DURN, G., OTTNER, F. & SLOVENEC, D. 1999: Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma (Amsterdam)* 91: 125–150.
- DURN, G., OTTNER, F., TIŠLJAR, J., MINDSZENTY, A. & BARUĐŽIJA, U. 2003: Regional subaerial unconformities in shallow-marine carbonate sequence of Istria: sedimentology, mineralogy, geochemistry and micromorphology of associated bauxites, palaeosoils and pedo-sedimentary complexes. In: VLAHOVIĆ, I. & TIŠLJAR, J. (eds.): *Evolution of depositional environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and Pannonian Basin. Field Trip Guidebook, 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija 2003*. Institut za geologijo (Zagreb) 207–254.

Tabla 3 – Plate 3

- A Kremenovo zrno s strukturami rasti s številnimi porami in ploskvijo pokrito z drobnimi začetnimi kristalčki orientirani v smeri rasti (Be1).
Growth structures with numerous pores, and surface covered by small incipient quartz crystals oriented in the direction of their growth on the quartz grain (Be1).
- B Kremenovo zrno z nasekano prelomno ploskvijo, ki jo sestavljajo manjše ravne prelomne ploskve. Struktura nasekane prelomne ploskve s številnimi porami kaže na delno skeletno rast kremenovega zrna. V zgornjem delu je ena ploskev zrna pokrita z drobnimi začetnimi kristalčki (Be1).
Quartz grain with finely cut rupture plane composed by smaller rupture planes. Structure of finely cut rupture plane and numerous pores show on skeleton growth of quartz grain. On the upper part of the grain is surface covered by small incipient quartz crystals (Be1).
- C Zelo kemično razjedeno zrno glinenca – plagioklaza-albita s številnimi plitvimi in globokimi nepravilnimi vdolbinami raztapljanja (Be4).
Intensive chemical corrosion of a feldspar grain (plagioclase-albite) with numerous shallow and deep solutions pits (Be4).
- D Zelo kemično razjedeno zrno glinenca – plagioklaza-albita (Be2).
Intensive chemical corrosion of a feldspar grain (plagioclase-albite) (Be2).
- E Plitve in globoke nepravilne vdolbine raztapljanja na površini zrna albita. Detajl s Tab. 3 C.
Shallow and deep irregular solutions pits on the albite grain. Detail from Pl. 3 C.
- F Upognjene stopničke na školjkasti prelomni ploskvi. Detajl s Tab. 1 B.
Arcuate steps on conchoidal fracture surfaces. Detail from Pl. 1 B.

Tabla 3 – Plate 3

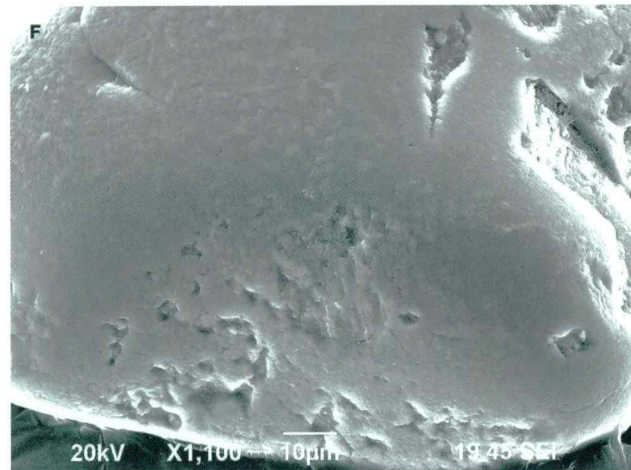
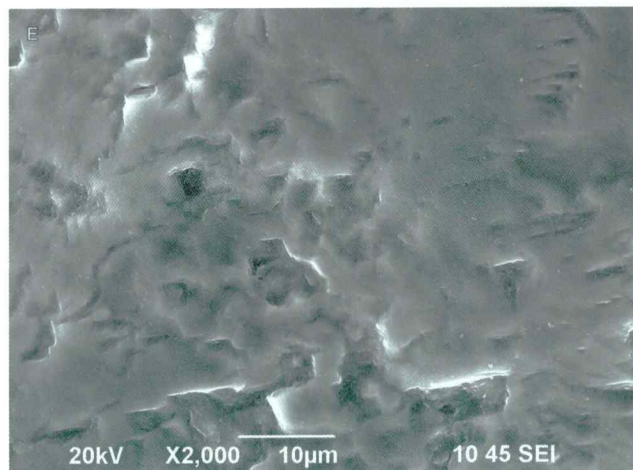
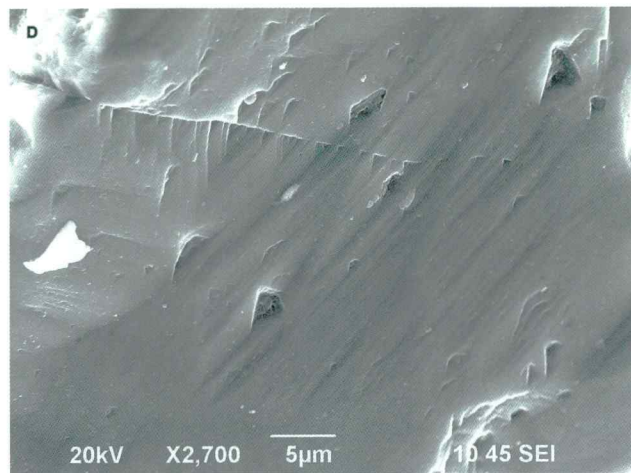
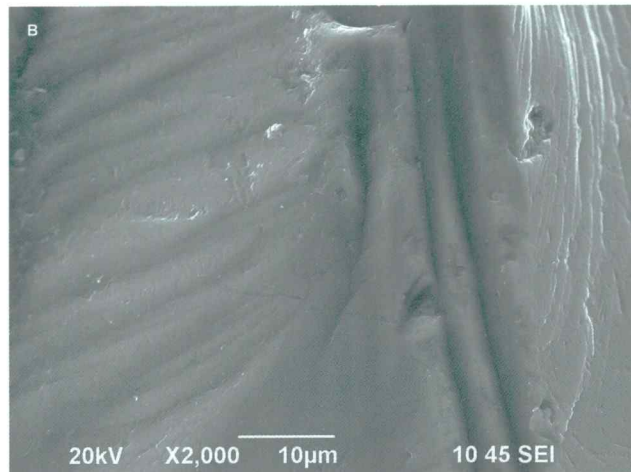
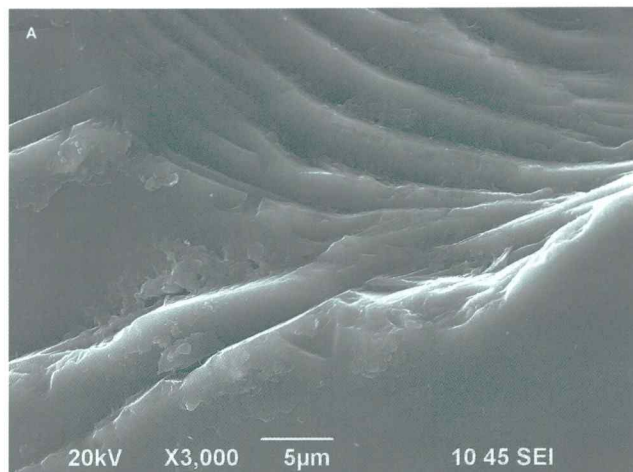


- GAMS, I. 1962: Meritve korozijske intenzitete v Sloveniji in njihov pomen za geomorfologijo. *Geografski vestnik* (Ljubljana) 34: 3–20.
- GAMS, I. 1974: Kras. Slovenska matica (Ljubljana) 1–359.
- GAMS, I. 1985: Mednarodne primerjalne meritve korozijske s pomočjo standardnih apnenčevih tablet. Internal comparative measurements of surface solution by means of standard limestone tablets. *Razprave IV razreda SAZU* (Ljubljana) 26: 361–386.
- GRAD, K. & FERJANČIČ, L. 1974: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Kranj. Zvezni geološki zavod (Beograd).
- GRAD, K. & FERJANČIČ, L. 1976: Tolmač lista Kranj, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Kranj. Zvezni geološki zavod (Beograd): 1–70.
- HIGGS, R., 1979: Quartz grain surface features of Mesozoic-Cenozoic sand from the Labrador and Western Greenland continental margins. *Jour. Sedim. Petrology* (Tulsa) 49: 599–610.
- HOČEVAR, H. 1995: Nastanek tal na ladinjskih apnencih na področju Mežice. Disertacija, Univerza v Ljubljani (Ljubljana) 1–177.
- JACKSON, M. L., CLAYTON, R. N., VIOLANTE, A. & VIOLANTE, P. 1982: Eolian influence on terra rossa of Italy traced by isotopic ratio. In: VAN OLPHEN, H. & VENIALE, F. (eds.): 7th Int. Clay Conf. Pavia, Italy (Pavia) 293–301.
- KRINSLEY, D. H. & TAKAHASHI, T. 1962: The surface textures of sand grains, an application of scanning electronmicroscopy. *Science* (Washington) 138: 1262–1265.
- KRINSLEY, D. H. & DONAHUE, J. 1968: Environmental interpretation of sand grain surface texture by electronmicroscopy. *Bull. Geol. Soc. Am. (Boulder)* 79: 743–748.
- KRINSLEY, D. H. & DOORNKAMP, J. 1973: Atlas of Quartz Sand Surface Textures. Cambridge University press (Cambridge) 1–99.
- MACLEOD, D. N. 1980: The origin of the red Mediterranean soils in Epirus, Greece. *Journal of Soil Science* (London) 31: 125–136.
- MARGOLIS, S. V. & KRINSLEY, D. H. 1974: Proces of forming and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *Am. J. Sci.* 274: 449–464.
- MCHALET, B., SMALLEY, I., O'HARA-DHAND, K., FRECHEN, M., HAMBACH, U., ALI, Z-P, MARKOVIĆ, B. S., OCHES, A. E. & ZÖLLER, L. 2008: Partile size distribution in loess deposits – New insight into inter-hemispheric linkages of past atmospheric circulation and aeolian dust dynamics recorded in Danube and Central Asian Loess. *Abh. Geol. B.-A. (Wien)* 199–200.

Tabla 4 – Plate 4

- A Na ravnih in ukrivljenih stopničkah so opazne mehanske nepravilne in V oblikovane vdolbine, med in na nekaterih stopničkah pa tudi prilepljena zrna. Detajl s Tab. 1 C.
On straight and arcuate steps are mechanical small irregular and V-form pits, between and on some steps are also adhering particles. Detail from Pl. 1 C.
- B Školjkaste prelomne ploskve z ravnimi in ukrivljenimi stopničkami ter mehanskimi mlajšimi nepravilnimi vdolbinami (Be3).
Conchoidal fracture surfaces with straight and arcuate steps and mechanical smaller irregular pits (Be3).
- C Na ravni prelomni ploskvi so vidne ravne in ukrivljene praske in razpoke ter V in v manjši meri nepravilno oblikovane vdolbine. Del V oblikovanih vdolbin je lahko posledica kemičnega raztapljanja (Be4).
Straight and curved scratches and cracks, V forms and in a lesser extent irregular pits. Some V forms could be cause of chemical solution (Be4).
- D Na ravni prelomni ploskvi kremenovega zrna so vidni mehansko nastali vzporedni grebenčki in žlebiči ter nekatere V oblikovane vdolbine. Večina orientiranih V oblikovanih vdolbin kaže na kemično raztapljanje – jedkanje kremenca (Be2).
On even fracture plane of a quartz grain are mechanical, straight parallel grooves and some V-forms. The best oriented V-forms developed by chemical solution – the etching of quartz (Be2).
- E Nepravilne in deloma V oblikovane vdolbine raztapljanja. Detajl s Tab. 1 F.
Irregular and V-form solution pits developed by chemical etching. Detail from Pl. 1 F.
- F Nepravilne vdolbine raztapljanja, na zgajeni površini so tudi strukture, ki kažejo na izločanja kremenca. Detajl s Tab. 1 E.
Chemically etched irregular solution pits on smoothed surface with some structures indicating precipitation of quartz. Detail from Pl. 1 E.

Tabla 4 – Plate 4



- MELIK, A. 1930: Bohinjski ledenik. *Geografski vestnik* (Ljubljana) 5–6: 1–39.
- LIPPI-BONCAMPI, C., MACKENZIE, R. C. & MITCHELL, W. A. 1955: The mineralogy of some soils from Central Italy. *Clay Mineral Bulletin* 2: 281–288.
- OGORELEC, B. 1988: Mikrofazies, Geochemie und Diagenese des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien, Jugoslawien. Dissertation, Universität Heidelberg (Heidelberg) 1–173.
- OGORELEC, B. & ROTHE, P. 1993: Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalks und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien. *Geologija* (Ljubljana) 35: 81–181.
- OLSON, C. G., RUHE, R. V. & MAUSBACH, M. J., 1980: The terra rossa limestone contact phenomena in Karst, Southern Indiana. *Soil Sci. Am. J.* (Madison) 82: 1075–1079.
- PLACER, L. 1999: Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* (Ljubljana) 41 (1998): 223–255.
- PLACER, L. 2008: Principles of the subdivision of Slovenia. *Geologija* (Ljubljana) 51/2: 205–217.
- PLENIČAR, M. & DOZET, S. 1994: Contribution to the knowledge of Upper Cretaceous beds in Kočevje and Gorski Kotar area (NW Dinarides). *Geologija* (Ljubljana) (1993) 36: 183–194.
- PYE, K. 1987: Aeolian dust and dust deposits. Academic Press (London) 1–334.
- RAPP, A. 1984: Are terra rossa soils in Europe eolian deposits from Africa? *Geologiska Föreningen et Stockholm Forhandlingar* (Stockholm) 105: 161–168.
- SKABERNE, D. 1980: Predlog klasifikacije in nomenklature klastičnih sedimentnih kamnin I. del: Predlog granulomertične klasifikacije in nomenklature. *Rud.-metal. zb.* (Ljubljana) 27: 21–46.
- SMALLEY, I. J. 1995: Making the material: the formation of silt-sized primary material particles for loess deposits. *Quaternary Science Reviews* (Amsterdam) 14: 645–651.
- ŠIFRER, M. 1952: Obseg poledenitve na Pokljuki. *Geografski vestnik* (Ljubljana) 24: 95–114.
- ŠINKOVEC, B. 1974: Porijeklo terra rosse Istre. *Geološki vjestnik* (Zagreb) 27: 227–237.
- VAN HUSEN, D. 1987: Die Ostalpen in den Eiszeiten. *Geologischen Bundesanstalt* (Wien) 1–24.
- YAALON, D. H. 1997: Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena* (Amsterdam) 28: 157–169.
- YAALON, D. H. & GANOR, E. 1973: The influence of dust soil during the Quaternary. *Soil Science* (Baltimore) 116: 233–251.
- ZIMDARS, J. 1958: Über Korn-Oberfläche von Sanden. Eine kritische Betrachtung der morphoskopischen Quarzkornanalyse. Dissertation, Universität Tübingen (Tübingen) 1–92.
- ZUPAN-HAJNA, N. 2003: Incomplete Solution: weathering of cave walls and the production, transport and deposition of carbonate fines. *Carso-logica*, Založba ZRC, Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU (Ljubljana) 1–167.
- <http://www.arso.gov.si/vreme/napovedi%20in%-20podatki>