

Poledenitev Severnega Velebita

Manja Žebre, Uroš Stepišnik

Uvod

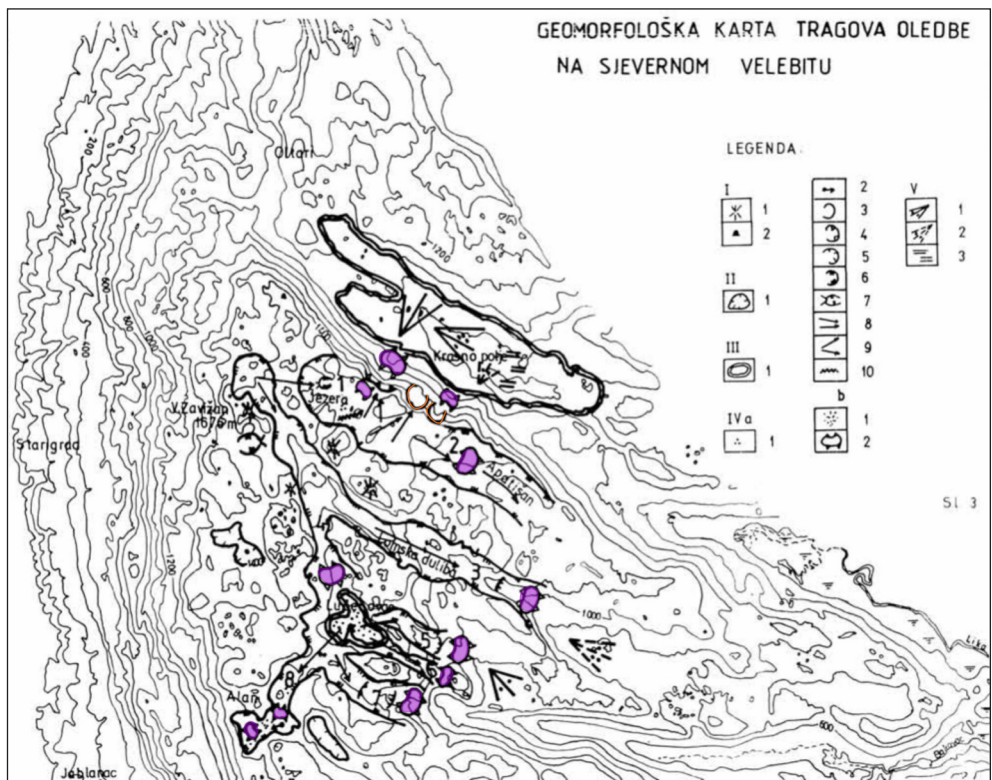
Kljub prevladovanju kraških geomorfnih procesov v sedanjosti, je bilo območje Severnega Velebita v pleistocenu preoblikovano z ledeniškimi procesi. Ideja o nekdanji poledenitvi Velebita je bila omenjena že v nekaterih delih z začetka 20. stoletja (Hranilović, 1901; Gavazzi, 1903; Gregory, 1915), toda šele z delom Niklerja (1973) je postala vsaj lokalno sprejeta. Veliko raziskav o ledeniških oblikah in sedimentih je bilo narejenih za območje južnega Velebita (Milojević, 1922; Nikler, 1973; Belij, 1985; Marjanac in Marjanac, 2004), medtem ko sta srednji (Bognar in Faivre, 2006) in severni del (Bauer, 1934-1935; Bognar in sod., 1991a; Bognar in sod., 1991b; Velić in sod., 2011) slabše proučena. Najnovejše raziskave s tega območja (Marjanac in sod., 1990; Marjanac in Marjanac, 2004; Marjanac, 2012) nakazujejo celo na poledenitev Velebitskega kanala, kjer nekaterim sedimentom ob jadranski obali in na otokih pripisujejo ledeniški izvor.

Bauer (1934-1935) je bil eden izmed prvih, ki je pisal o sledovih poledenitve na Severnem Velebitu. V geomorfološki študiji o Severnem Velebitu je posebno pozornost namenil območju planote Jezera. Glede na njegova opažanja naj bi bilo to območje prekrito z ledeniškim pokrovom, ki se je premikal proti jugovzhodu, prav tako naj bi padal preko roba planote proti severovzhodu. Ocenil je, da je bila ravnovesna meja (RM) na Severnem Velebitu med 1400 in 1500 m.

Najcelovitejšo raziskavo sledov poledenitve na Severnem Velebitu doslej so opravili Bognar, Faivre in Pavelić (1991b) (slika 1). Na osnovi geomorfološke analize so ugotovili, da so bili na Severnem Velebitu prisotni trije tipi ledenikov: ledeniški pokrov ter krniški in dolinski ledeniki. Ledeniški pokrov se je nahajal na območju planote Jezera, kjer so identificirali številne ledeniške grbine in morene. Na osnovi najvišje nadmorske višine ledeniško obrušenega površja (1600 m) so predpostavljali, da je bila debelina ledeniškega pokrova okoli 200 m. Od tod naj bi se ledeniški pokrov premikal proti jugovzhodu v Apatišansko dolibo in preko strme reliefne stopnje proti severovzhodu na Krasno polje. V Apatišanski dolibi so identificirali serijo moren in jo pojasnili z oscilacijo ledenika, medtem ko čelne morene ledenika niso našli. Na pregibu planote nad Krasnim poljem so identificirali do 60 m visoko in okoli 500 m dolgo čelno moreno, pod reliefno stopnjo na nadmorski višini med 1000 in 1100 m pa 100 m visoko in 750 m dolgo čelno moreno.

Krniški ledeniki naj bi obstajali na severovzhodnih pobočjih nad Krasnim poljem, kjer so identificirali tri krnice. Ledeniki naj bi bili dolgi do en kilometer. Avtorji domnevajo, da so bili vsi trije krniški ledeniki v času največjega obsega poledenitve povezani z ledeniškim pokrovom na planoti Jezera. Poleg tega so našli geomorfološke dokaze za obstoj dveh dolinskih ledenikov. Dolinski ledenik z akumulacijskim območjem v kotanji južno od Zavižana je prekrival območje Lomske dulibe in je bil dolg okoli 11 km. Zaključil se je v Ledeni dragi, kjer so avtorji identificirali čelno moreno. Dolinski ledenik z izvirnim območjem v obsežni kotanji Veliki Lubenovac naj bi se hranil tudi z manjšimi ledeniki z območja Rožanskih kukov. Ledenik naj bi iz Velikega Lubenovca odtekal proti jugozahodu v kotanje Tudorevo, Dundović Mirovo in Bilensko Mirovo ter proti jugovzhodu v Vranjkovo drago, Kozjansko drago in Jurekovac. Ledenik, ki je odtekal proti jugozahodu, je bil dolg okoli 4 km, zaključil pa naj bi se v kotanji Bilensko Mirovo, kjer so avtorji identificirali 5 do 6 m visoko in 50 m dolgo čelno moreno. Obsežnejšo, 200 m dolgo in 100 m široko čelno moreno so našli na pregibu med kotanjama Tudorevo in Dundović Mirovo. Tudi ledenik, ki je odtekal v Jurekovac, je bil dolg okoli 4 km in je 500 m dolgo ter 50 do 60 m visoko čelno moreno odložil v Begovi dragi. Tudi ledenika v Vranjkovi in Kozjanski dragi sta odložila čelno moreno podobnih dimenzij na območju Bovana. Površino poledenitve so na osnovi predpostavke, da so ledeniki prekrivali območja nad 1300 oziroma 1400 m nadmorske višine, ocenili na 115 km², medtem ko naj bi se RM glede na izračune s Höferjevo metodo nahajala med 1292 in 1328 m.

Slika 1: Geomorfološka karta sledov poledenitve na Severnem Velebitu (prirejeno po Bognar, Faivre, Pavelić, 1991) (vijolična – morene; oranžna – krnice).



Drugačnega pristopa k proučevanju poledenitve Severnega Velebita so se 20 let kasneje lotili Velić, Velić in Kljajo (2011). S podrobno geološko študijo predelov Tudorevo in Mirovo v južnem delu Severnega Velebita so prišli do zaključkov, da je tamkajšnje kotanje prekrival dolinski ledenik, ki naj bi imel izvorno območje v kotanji Tudorevo in ne v kotanji Veliki Lubenovac, kot so ugotovili Bognar, Faivre in Pavelić (1991b). Ledenik naj bi bil do en kilometer širok in štiri kilometre dolg, največja debelina ledu naj ne bi presegala 200 m. Segal naj bi do območja s toponimom Baričević-dolac, kjer je čelna morena v obliki vzpetine Bilo, in ne le do dna kotanje Bilensko Mirovo kot ugotavljajo Bognar, Faivre in Pavelić (1991). Sklepajo, da je del ledu odtekal tudi čez greben Buljma proti zahodu. S podrobnimi analizami sedimentov so na proučevanem območju prepoznali tile, glaciofluvialne in celo jezerske sedimente, z geomorfološko analizo pa so nekatere morene interpretirali kot drumline in eskerje. Območje Mirova so celo poimenovali polje drumlinov.

Najnovejše raziskave Severnega Velebita so osredotočene na vpliv poledenitve na razvoj površinskega in predvsem podzemnega krasa ter nastanek in morfologijo jam (Bočić in sod., 2012; Bočić in sod., 2014). Na območju planote Jezera je bilo ugotovljeno, da tamkajšnji ledeniški sedimenti, ki so relativno neprepustni, pospešujejo lokalni površinski odtok in erozijo. Na ta način upočasnjujejo proces zakrasevanja pod njimi, hkrati pa ga pospešujejo vzdolž stika z matično kamnino, kjer površinske vode ponirajo v podzemlje. Bočić in sodelavci (2013) so na primeru Ledene jame v Lomski dolubi ugotovili, da so ledeniški sedimenti ohranjeni tudi v jamah. Na osnovi geomorfološkega kartiranja ledeniških oblik v Lomski dolubi so ugotovili, da se enak ledeniški in glaciofluvialni material pojavlja tudi v Ledeni jami. Morfologija jame in zaplate sedimentov nakazujejo na odtekanje ledeniških voda v Ledeno jamo. Vhod v jamo naj bi bil v nekem obdobju popolnoma zapolnjen z ledeniškim oziroma glaciofluvialnim sedimentom, na kar nakazuje danes s sedimentom zapolnjen erozijski jarek, po katerem je ledeniška voda odtekala v jamo. Pod sedimenti so v jamskem rovu na globini 60 m našli sigo, ki je bila datirana v 301 ± 55 ka BP (Jelinić in sod., 2001). Ta starost sige naj bi nakazovala, da so na genezo jam vplivale ne samo mlajše (tj. zadnja ledena doba), ampak tudi starejše poledenitve.

Metode proučevanja poledenitve

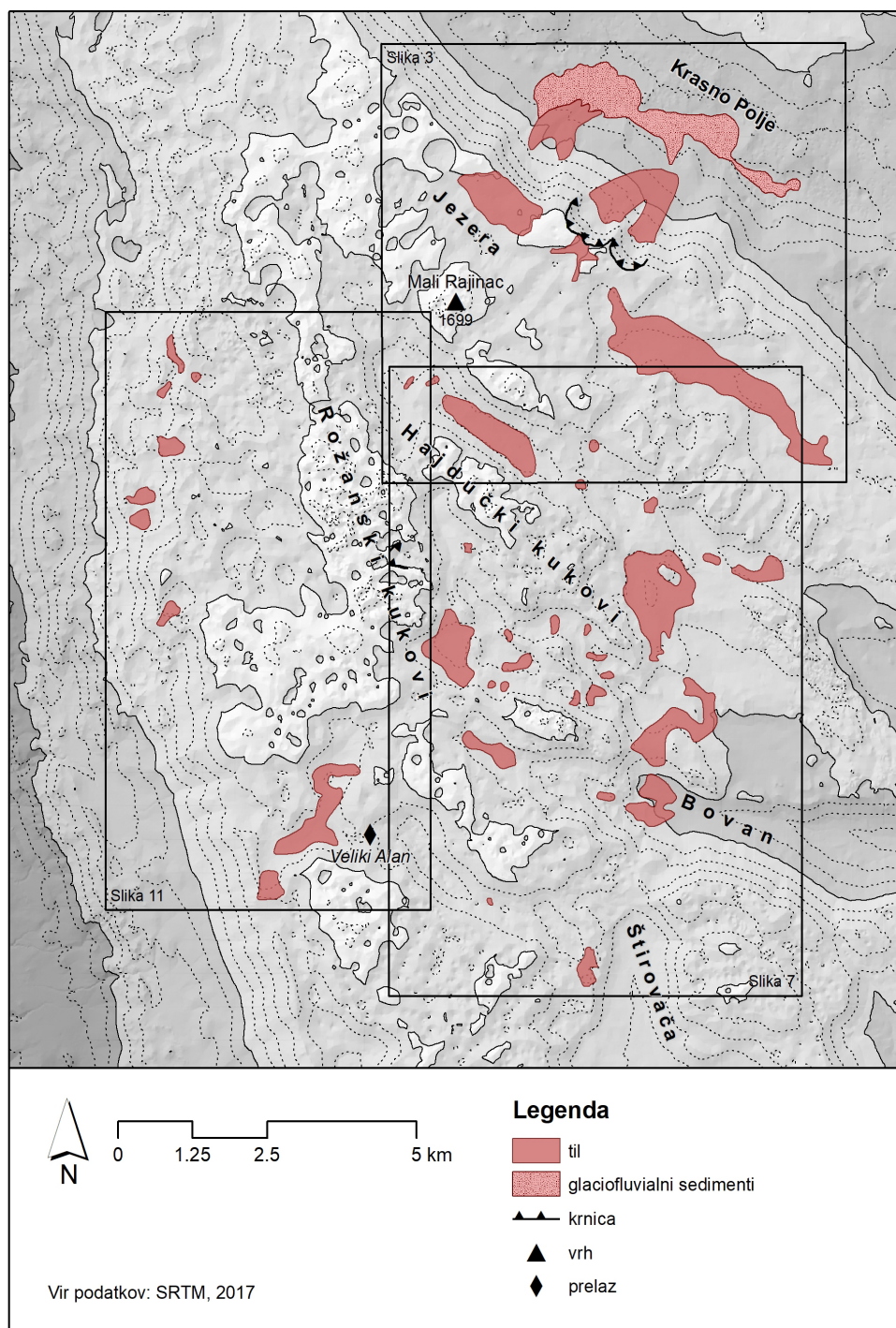
Reliefne oblike na Severnem Velebitu smo proučili na podlagi analitičnega geomorfološkega pristopa (Pavlopoulos in sod., 2009), ki vključuje pet osnovnih analiz, in sicer morfografsko ali morfološko, morfometrično, morfogenetsko, morfokronološko in morfodinamično. Morfodinamičnega in morfokronološkega pristopa v tej raziskavi nismo uporabili, saj današnji geomorfni procesi na Velebitu niso vezani na ledeniško delovanje, medtem ko bo ugotavljanje starosti geomorfni oblik predmet prihodnjih raziskav. K temu naboru metod smo dodali še morfostrukturno analizo (Gerasimov, 1946; Dvořák, 1955), ki je analitični geomorfološki pristop sicer ne vključuje, vendar pa je prav tako ključna za celostno geomorfološko analizo območja.

Pred terenskim delom smo podrobno analizirali kartografsko gradivo. V analizo so bile zajete topografske karte v merilu 1 : 25.000 (Geoportal, 2017), geološke karte 1 : 100.000, skupaj s tolmači, senčeni sloji reliefa in digitalni ortofoto posnetki (Geoportal, 2017). Med terenskim delom smo najprej pregledali celotno območje, za katerega predhodna literatura predvideva obseg poledenitve. Nato smo morfolografsko analizirali vsa območja, ki bi po naših ocenah lahko bila neposredno ali posredno preoblikovana z ledeniškimi procesi. Podlaga za prostorsko dokumentacijo oblik oziroma terensko morfografsko kartiranje so bile topografske karte v merilu 1 : 25.000. Zbrali smo relevantne morfometrične podatke o vseh oblikah na območju, ki smo jih identificirali med morfografsko analizo. Nadmorske višine geomorfni oblik smo pridobili na terenu s pomočjo barometričnega višinomera in GPS-a. Del morfometričnih podatkov, kot so nakloni, površine geomorfni oblik itd., smo pridobili z analizo kartografskega gradiva in digitalnega modela reliefa. Terenske analize sedimentov so bile narejene na nekaterih golicah ob cestah in so obsegale osnovne opise sedimentov, kot so zaobljenost, velikost in litologija klastov (Hubbard in Glasser, 2005), ter sortiranost, zgoščenost, plastnatost in stopnjo sprijetosti sedimentov (Tucker, 2003). Zaobljenost klastov smo določevali na podlagi šestrazredne Powersove lestvice (1953). Podrobno smo pregledovali tudi mikrostrukturo površine klastov.

Vse reliefne oblike, ki smo jih identificirali med morfografsko analizo in zbrali njihove morfometrične podatke, smo genetsko klasificirali. S terenskimi analizami sedimentov in s pomočjo obstoječe literature smo interpretirali nastanek posamezne skupine geomorfni oblik. Nazadnje smo na osnovi morfografskih in morfometričnih podatkov geomorfni oblik ter današnje topografije reliefa ocenili največji možni obseg ledenikov s predpostavko, da najnižje ležeče morene v različnih delih gorovja pripadajo isti poledenitvi.

Ravnovesno mejo (RM) ledenikov smo izračunali z metodo deleža akumulacijskega območja ledenika (DAOL) (ang. *accumulation-area ratio method*) (e.g. Meier, Post, 1962; Porter, 1975). Metoda temelji na predpostavki, da površina akumulacijskega območja zavzema določen delež celotne površine ledenika. Empirična proučevanja današnjih ledenikov na srednjih in visokih geografskih širinah so pokazala, da je v ravnovesnih pogojih delež akumulacijskega območja ledenikov običajno med 50 in 80 % celotne površine (Meier, Post, 1962; Hawkins, 1985). Predpostavlja se, da naj bi imeli dolinski, krniški in odtočni ledeniki delež akumulacijskega območja praviloma okoli 60 % (Porter, 1975; Nesje, Dahl, 2000; Ignéczi, Nagy, 2013). Za izračun ravnovesne meje nekdanjih ledenikov na proučevanem območju smo uporabili 50 %, 60 %, 70 % in 80 % deleže. Če predpostavljamo, da so se vsi ledeniki na nekem gorskem masivu podobno odzivali na regionalno klimo (Osmaston, 2005), potem lahko za izračun regionalne ravnovesne meje izberemo delež, ki ustreza najmanjšemu standardnem odklonu skupine ledenikov.

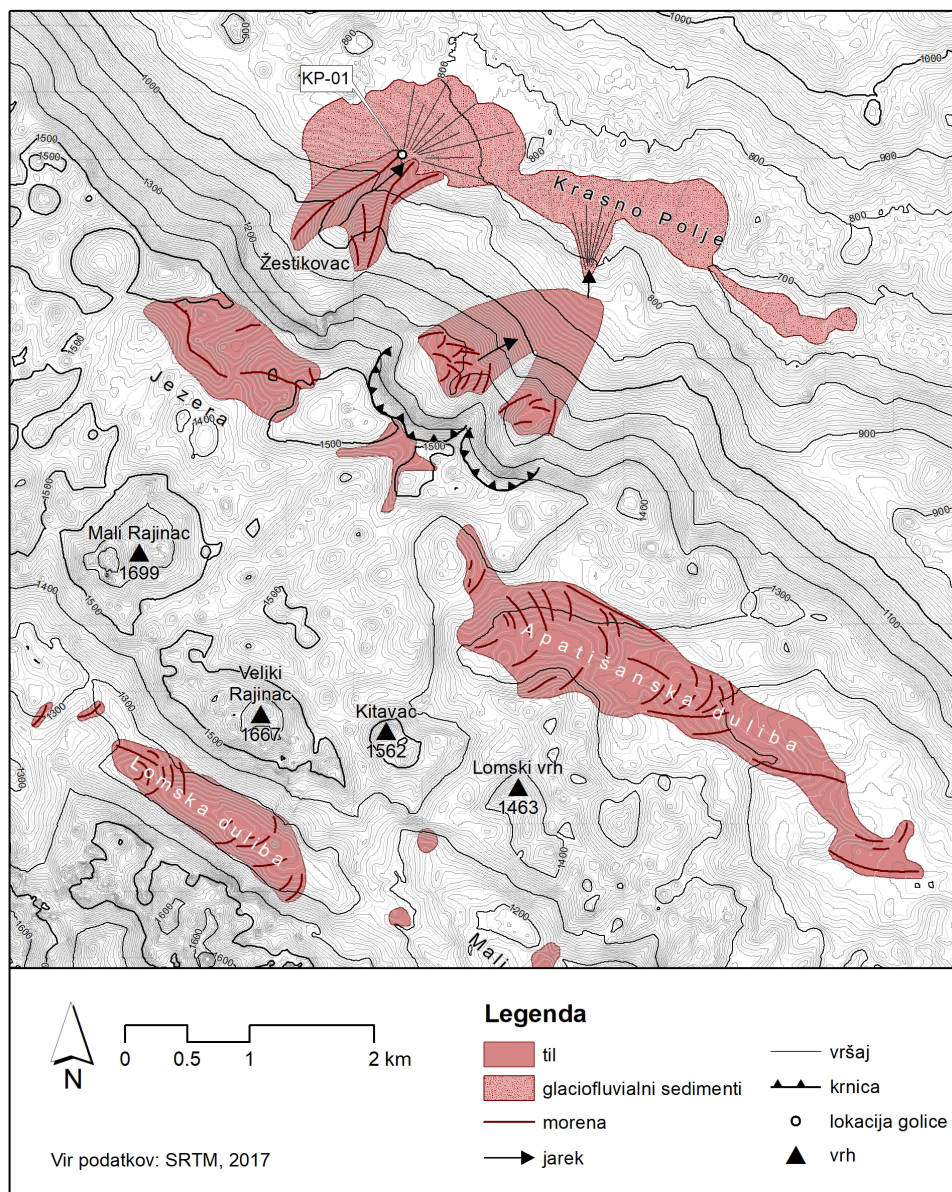
Slika 2: Geomorfološka karta sledov poledenitve Severnega Velebita.



Sledovi poledenitve na Severnem Velebitu

Hajdučki in Rožanski kuki predstavljajo osrednje erozijsko območje nekdanjih ledenikov in so z vseh strani obdani z ledeniškimi akumulacijami. Erozijsko območje je razčlenjeno z velikimi kraškimi kotanjami, med katerimi imajo le tri značilnosti krnic.

Slika 3: Morfografska karta sledov poledenitve severovzhodnega dela Severnega Velebita.



Dve krnici s severovzhodno ekspozicijo se nahajata na severovzhodnih pobočjih Severnega Velebita, ena z vzhodno ekspozicijo pa v osrednjem delu Rožanskih kukov. Pod najvišjimi grebeni in planotami so doline ali podolgovate kotanje, katerih pobočja in dna so prekrita z ledeniškimi akumulacijami. Največja koncentracija moren je na celinski, vzhodni strani Severnega Velebita, medtem ko se na primorski, zahodni strani pojavljajo le v obliki manjših zaplat ledeniških sedimentov. Najnižje morene se nahajajo na Krasnem polju, kjer segajo do nadmorske višine 850 m.

Na severovzhodni strani Velebita (slika 3) je planota Jezera. Na njenem severovzhodnem pregibu so ohranjene ledeniške akumulacije z dvema izrazitima grebenoma. Ležita pred pregibom na nadmorski višini od 1460 do 1510 m, dve manj izraziti moreni pa segata do nadmorske višine 1440 m. Na pobočju nad Krasnim poljem ležita dve izraziti bočni moreni (slika 4), med njima pa še dve manjši umikalni. Bočni moreni se pričneta na nadmorski višini 1100 m in se zaključita na 850 m. V dolžino merita okoli 1,1 km in sta do 80 m visoki. V zgornjem delu znaša razdalja med njima 640 m, v spodnjem delu pa se zblížata na vsega 120 m. Morene gradi z meljnato osnovo podprt diamikt; v osnovi plavajo pologlati do polzaobljeni klasti povprečne velikosti od 0,5 do 4 cm, medtem ko največji klasti na grebenu moren dosega velikosti 2 m v premeru. Sediment je mestoma cementiran (slika 3: KP-01; slika 5). Med bočnima morenoma je vrezan erozijski jarek in se izteče v predledeniškem vršaju, ki prekriva severozahodni del Krasnega polja. Vzhodno od desne bočne morene se nahaja 300 m dolg in okoli 7 m visok vzporedni greben. Tudi ta greben gradijo sedimenti, ki so na površini pogosto cementirani. Glede na zunanjo lego morene in večjo cementiranost tilov v primerjavi z zahodnejšo moreno sklepamo, da je slednja mlajša od prve.

Vzhodno od planote Jezera se na jugozahodnih pobočjih Krasnega polja nahajata dve krnici. Zahodnejša ima vrhnji del na nadmorski višini 1500 m in dno na 1200 m, je približno 900 m široka in prav toliko dolga. Ledeniške akumulacije (slika 6) imajo značilnosti valovitih moren (angl. hummocky moraines) in ležijo med 1200 in 1250 m ter v celoti prekrivajo

Slika 4: Bočni moreni (označeni s prekinjeno črto) na Krasnem polju.



(foto: Manja Žebre)

dno krnice ter krniški prag, medtem ko so pobočja krnice prekrita s pobočnim gruščem. V pobočje pod krniškim pragom je vrezan erozijski jarek. Vzhodnejša krnica sega v vrhnjem delu do približno 1490 m visoko. Krnica meri okoli 600 m v širino in 800 m v dolžino. Dno krnice je na nadmorski višini 1150 m in je prekrito z ledeniški akumulacijami, obdanimi z bočnima morenoma, ki se dvigata do 100 m nad dnom krnice. Morene v obeh krnicah gradijo sedimenti s peščeno osnovo, v kateri prevladujejo pogloblati in oglati klasti. Na površini moren in v samem sedimentu najdemo apnenčaste bloke, ki presegajo 1 m v premeru. Tudi pobočja te krnice so deloma prekrita s pobočnim gruščem.

Pod krniškim pragom ni erozijskega jarka. 250 m nižje se na nadmorski višini 820 m pričenja vršaj, ki so ga odložile predledeniške vode iz obeh krnic. Vršaj se izteče v osrednji del Krasnega polja. Celotno uravnano dno Krasnega polja prekriva glaciofluvialni material. V času največjega obsega poledenitve sta imeli krnici morda funkcijo koridorja, prek katerega je z ledeniškega pokrova odtekal odtočni ledenik. Na to nakazuje pregib nad zahodno krnico na nadmorski višini 1490 m, ki je prekrit z ledeniškim materialom vse do višine 1510 m. Vrhnji del vzhodne krnice se nahaja na podobni nadmorski višini kot pregib nad zahodno krnico, zato sklepamo, da je tudi preko te krnice odtekal led z ledeniškega pokrova.

Slika 5: Tilti, ki gradijo zunanjo desno bočno moreno na Krasnem polju.



(foto: Uroš Stepišnik)

Planota Jezera se proti jugovzhodu spusti v okoli 6 km dolgo dolino z imenom Apatišanska dolina, ki je v 4 km dolgem pasu od nadmorske višine 1400 m do 1110 m prekrita z ledeniški akumulacijami. Serija umikalnih moren se nahaja med 1200 in 1350 m. Leva bočna morena se pričinja na nadmorski višini 1330 m in se zaključi na 1260 m. Desna bočna morena s prekinitvami poteka od višine 1270 m pa vse do nekdanjega čela ledenika na nadmorski višini 1110 m.

Slika 6: Morena na krniškem pragu na jugozahodnih pobočjih nad Krasnim poljem.



(foto: Manja Žebre)

Med Hajdučkimi kuki in vrhom Veliki Rajinac (1667 m) je podolgovata kraška kotanja z imenom Lomska duliba (slika 7). Njeno dno je povsem prekrito z ledeniškimi akumulacijami in leži na nadmorski višini 1230 m. Večina moren je do 5 m visokih, le v njenem severozahodnem delu se nahaja 30 m visok in 400 m dolg greben morene (slika 8). Proti jugovzhodu se spušča v kotanjo Mali lom in dalje v Ledeno drago. Jugovzhodni obod Malega loma je na tanko prekrit z morenskim materialom, 2,5 km niže pa sta v Ledeni dragi odloženi bočni moreni (slika 9). Desna bočna morena je prislonjena na pobočje Ledene drage in ima vrhnji del na nadmorski višini 1150 m ter se prekinjeno pojavlja vse do nadmorske višine 1040 m. Leva bočna morena se prične na nadmorski višini 1090 m. Njen zgornji del ni ohranjen, najverjetneje zaradi strmih severozahodnih pobočij Ledene drage. Zaključí se 50 m nižje, kjer skupaj z desno bočno moreno tvori bočno-čelni morenski kompleks.

Zahodno od Ledene drage so na območju z imenom Meltovo govno na nadmorski višini med 1100 in 1200 m odložene valovite morene. Gradijo jih z osnovo podprti sedimenti. Približno 70 % je peščeno-meljnate osnove, v njej pa plavajo polzaobljeni klasti povprečne velikosti med 1 in 5 cm. Največji klasti dosega velikost 2 m. Prevladujejo klasti jelar breče (slika 7: MG-01). Morene se zaključijo tik nad pregibom kotanje Begova draga, ki ima dno na nadmorski višini 1040 m. Južni in vzhodni obod Begove drage sta v celoti prekrita z ledeniškimi akumulacijami. Prek vzhodnega oboda segajo morene do nadmorske višine 1000 m. Morene na južnem obodu Begove drage segajo do višine 1200 m in kažejo na odtok ledenika v dolino Bovan. Gradijo jih diamikti, ki so ponekod podprti z osnovo, ponekod pa s klasti. Povprečna velikost klastov se giblje med 2 in 10 cm. Klasti so polzaobljeni do pologlati (slika 7: BD-01; slika 10). V severovzhodnem delu Bovana je odložena serija bočnih in čelnih moren, ki se zaključijo na nadmorski višini 950 m. Til je podprt z meljnato osnovo, ki sestavlja približno 80 % celotnega sedimenta. Povprečna velikost klastov je od 1 do 3 cm, največji pa dosega 50 cm v premeru (slika 7: BO-01).

Slika 7: Morfografska karta sledov poledenitve jugovzhodnega dela Severnega Velebita.



Slika 8: Največji morenski nasip v Lomski dolini; pogled proti jugovzhodu.



(foto: Manja Žebre)

Slika 9: Cestni usek v moreni v Ledeni dragi.



(foto: Manja Žebre)

Slika 10: Diamikti na južnem obodu Begove drage.



(foto: Manja Žebre)

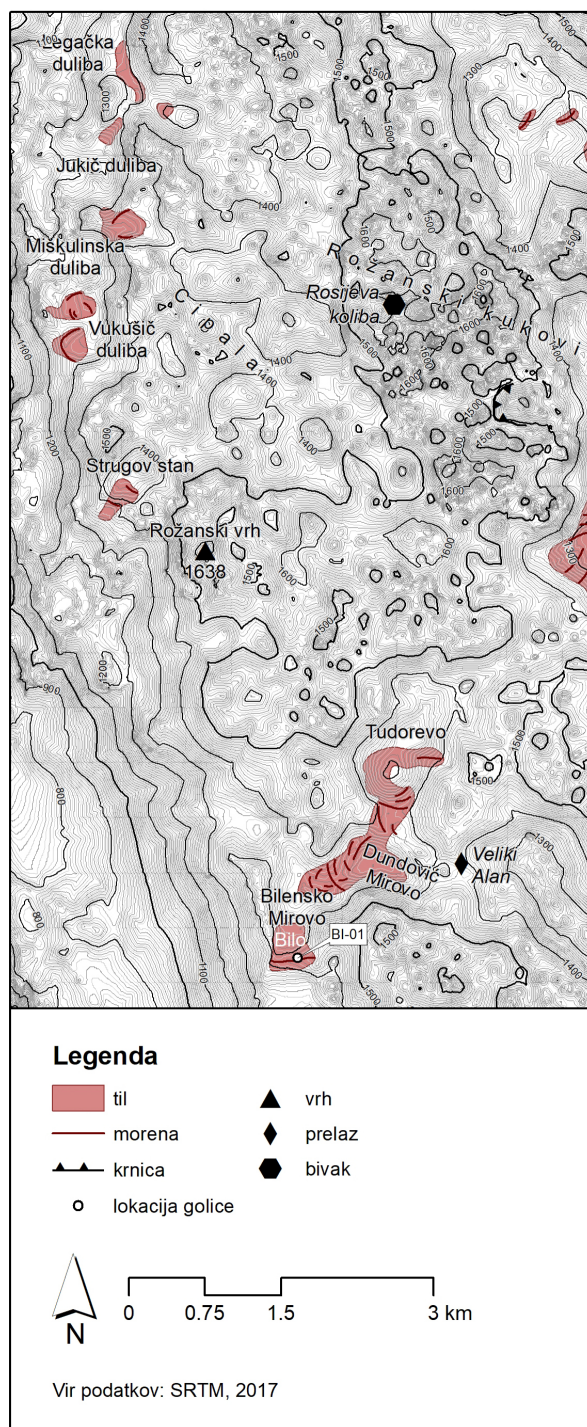
Med Velikim Lubenovcem ter Bovanom in Begovo drago so tri doline oziroma podolgovate kotanje, ki potekajo v smeri severozahod-jugovzhod. Od severovzhoda proti jugozahodu si sledijo Jurekovac, Kozjanska draga in Vranjkova draga. Med seboj so ločene z grebenoma Malega (1466 m) in Velikega Kozjaka (1629 m). V njih so ohranjene le manjše morene. Veliki Lubenovac je obsežna kotanja z dnem na nadmorski višini 1265 m in najvišjim sklenjenim obodom na nadmorski višini 1320 m. Na dnu kotanje se nahajajo manjše morene.

Južno od Vranjkove drage, med prelazom Veliki Alan na severozahodu in veliko kotanjo Štirovača na jugovzhodu, so tri do 100 m globoke zaprte kotanje z imeni Bilenski padež, Šegotski padež in Dundović padež, ki si v dolžini več kot 4 km sledijo od severozahoda proti jugovzhodu. Sedimenti ledeniškega izvora prekrivajo le skrajni jugovzhodni obod kotanje Dundović padež na nadmorski višini od 1300 m in 1340 m, oziroma 200 m nad dnem Štirovače. Sedimenti so podprti z osnovo, v kateri plavajo pogloblati do polzaobljeni klasti povprečne velikosti od 3 do 8 cm; največji dosežejo 50 cm v premeru. Prevladujejo klasti temnih jurskih apnencev in triasnih ter jurskih dolomitov. Osnova je peščena in sestavlja približno 70 % celotnega sedimenta (slika 7: DP-01). V dneh kotanj med 1230 m in 1290 m smo ugotovili, da so bili identificirani le lokalni pobočni grušči.

Veliki Lubenovac se preko jugozahodnega pregiba na nadmorski višini 1445 m spušča v kotanjo Tudorevo, ta pa se nadaljuje v kotanji Dundović Mirovo in Bilensko Mirovo (slika 11). Južni del kotanje Tudorevo, celotno Dundović Mirovo ter severovzhodni del kotanje Bilensko Mirovo so prekriti z ledeniškimi akumulacijami. Izrazita morena je na pregibu med kotanjama Dundović Mirovo in Bilensko Mirovo na nadmorski višini od 1340 do 1360 m. Dolvodno od nje so ohranjeni manjši grebeni, ki se zaključijo v dnu kotanje Bilensko Mirovo na nadmorski višini 1330 m. Morene v kraških kotanjah Tudorevo, Dundović Mirovo in Bilensko Mirovo gradijo s peščeno osnovo podprti sedimenti, v kateri plavajo jurski apnenci in dolomiti. Prevladujejo pogloblati klasti velikosti kamena in blokov. Sedimenti so nesprijeti. Južni obod kotanje Bilensko Mirovo na nadmorski višini od 1400 do 1430 m je v celoti prekrit z ledeniškimi akumulacijami, ki so na površini mestoma cementirane. Na grebenu morene se nahajajo posamezni bloki jurskih apnencev in dolomitov, ki merijo do 2 m v premeru (slika 11: BI-01; slika 12).

Zahodno od Rožanskih kukov je okoli 6 km dolga in 2,5 km široka planota, ki sega od Velikega Zavižana (1676 m) na severu do Rožanskega vrha (1638 m) na jugu. Razčlenjena je s kraškimi kotanjami, ki dosežejo do 150 m globine. Na zahodu prehaja v strmo pobočje, ki se spušča proti Jadranskemu morju. Tik nad reliefno stopnjo so v kotanjah Legačka duliba, Jukić duliba, Miškulinska duliba, Vukušić duliba in Strugov stan odložene ledeniške akumulacije med 1240 in 1360 m; najnižje segajo v Jukić dulibi. Ena izmed najbolj ohranjenih je čelna morena na zahodnem obodu južnega dela kotanje Vukušić duliba (slika 13). Nahaja se med 1285 in 1260 m nadmorske višine, njen lok pa meri okoli 500 m v dolžino.

Slika 11: Morfolofska karta sledov poledenitve zahodnega dela Severnega Velebita.



Slika 12: Morena Bilo (A, B) na južnem robu kotanje Bilensko Mirovo, ki jo na površini gradijo tiliti (C).



(foto: Manja Žebre)

Slika 13: Čelna morena na obodu Vukušić dulibe.



(foto: Uroš Stepšnik)

Obseg poledenitve in rekonstrukcija ravnovesne meje ledenikov

Na osnovi naše raziskave smo ugotovili, da so Severni Velebit prekrivale ledene mase s površino okoli 64 km². Akumulacijsko območje, iz katerega se je hranilo več odtočnih ledenikov, je bilo razdeljeno na dva dela. Nižji ledeniški pokrov, ki ni segal nad 1600 m nadmorske višine, je prekrival planoto Jezera, pokrov nad 1600 m nadmorske višine pa je prekrival Rožanske kuke. Led je zapolnjeval tudi globoke kraške kotanje severozahodno od Štirovače. Geomorfoloških dokazov za polzenje ledu prek oboda teh kotanj nismo našli.

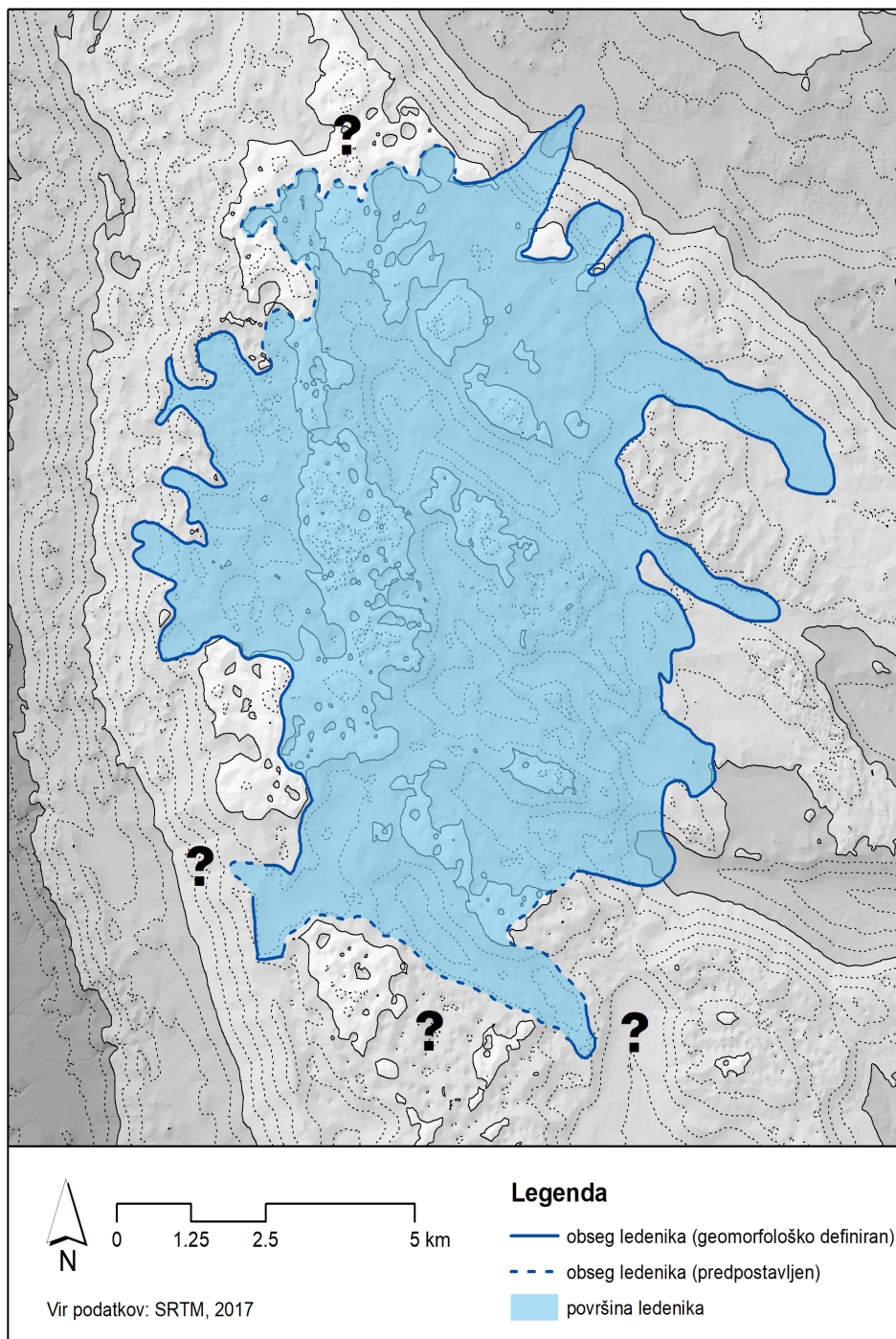
Ledeniški pokrov Jezera je predstavljal akumulacijsko območje vsaj trem odtočnim ledenikom. Proti severovzhodu je prek reliefne stopnje Žestikovac odtekal okoli 2 km dolg odtočni ledenik. Na pregibu nad stopnjo je bil širok okoli 1,2 km. Segal je vse do Krasnega polja, kjer se je na nadmorski višini 850 m zaključil v le nekaj metrov širokem čelu, obdanem z bočno-čelnim morenskim kompleksom. Proti jugovzhodu je v Apatišansko dulibo odtekal 5 km dolg ledenik. Relativno plitev ledenik je bil v zgornjem delu debel okoli 70 m, v spodnjem delu pa le 50 m, na kar nakazuje višina ohranjenih bočnih moren. Čelo tega ledenika je bilo na nadmorski višini 1110 m. Glede na morfologijo reliefa (tj. razširitve v odtočnih delih) sklepamo, da je večina ledu z ledeniškega pokrova Jezera odtekala v Apatišansko dulibo in Žestikovac, ne izključujemo pa možnosti, da sta bili krnici na jugozahodnih pobočjih Krasnega polja ob višku poledenitve prav tako povezani z ledeniškim pokrovom. Ledenika sta v krnicah odložila serijo manjših grebenov, ki segajo do njenega oboda, in sicer do 1150 m v severni ter do 1110 m v južni krnici. Ali sta ledenika odtekala preko oboda proti Krasnemu polju, pa zaradi intenzivnih pobočnih procesov nismo mogli ugotoviti.

Odtočni ledenik, ki se je zaključil v Ledeni dragi, delno pa odtekal preko Meltovega govna v Begovo drago, se je hranil tako z ledeniškega pokrova Jezera kot z ledeniškega pokrova Rožanskih kukov. Relativno širok ledenik v Lomski dulibi se je ob vstopu v Ledeni drago zožil na vsega 550 m in zaključil na nadmorski višini 1040 m. Del ledenika je odtekal tudi proti jugu v Begovo drago, kjer je imel čelo na nadmorski višini 1000 m.

Z ledeniškega pokrova, ki je prekrival območje Rožanskih kukov, je led odtekal tudi proti jugu v kraško kotanjo Veliki Lubenovac. Od tod je ledenik odtekal dalje proti jugovzhodu, in sicer preko Jurekovca in Kozjanske drage v Begovo drago, kjer se je združil z ledenikom iz Meltovega govna. Združeni ledenik se je zaključil v zgornjem delu doline Bovan. Tam se je združil še z ledenikom, ki se je premikal od Velikega Lubenovca preko Vranjkove drage neposredno v Bovan. Čelo ledenika v Bovanu je bilo na nadmorski višini 940 m. Ledenik je v celoti zapolnjeval kotanjo Tudorevo ter delno kotanji Dundović Mirovo in Bilensko Mirovo, hranil pa se je z Rožanskih kukov. Zaključil se je v dnu kotanje Bilensko Mirovo na nadmorski višini 1330 m.

Del ledeniškega pokrova Rožanskih kukov je v okoli 4 km širokem pasu odtekal tudi proti zahodu v kotanjasto površje z imenom Cipala. Na pregibu na nadmorski višini okoli 1400 m se je enotni pokrov razdelil na štiri kratke odtočne ledenike, ki so se zaključili v višinah med 1360 in 1240 m.

Slika 14: Rekonstrukcija obsega poledenitve na Severnem Velebitu; nunataki znotraj sklenjenega območja poledenitve niso prikazani.



Ravnovesno mejo ledenikov na Severnem Velebitu smo izračunali za posamezne odtočne ledenike, oziroma za skupino odtočnih ledenikov s skupnim akumulacijskim delom. Tako smo ledeniški pokrov razdelili na pet delov, in sicer na zahodni (Cipale), severni (Jezera), severovzhodni (Apatišanska duliba), vzhodni (Lomska duliba) in južni del (Lubenovac). Povprečna RM ledenikov na Severnem Velebitu je bila po izračunu z metodo DAOL (50–80 %) v višinah od 1476 do 1366 m (preglednica 1). Če upoštevamo delež z najmanjšim standardnim odklonom skupine ledenikov (50 %), potem se RM prestavi na zgornjo mejo intervala. Izračuni RM na osnovi deleža 60 %, tipičnega za odtočne ledenike, so pokazali, da bi se povprečna RM na Severnem Velebitu nahajala na višini 1446 m. Najnižje je RM segala v Apatišanski dulibi v vzhodnem delu gorovja, in sicer do višine 1360 m. Na zahodni strani Severnega Velebita se je RM nahajala najvišje in je na območju Cipala segala do višine 1490 m. Razlika v RM med zahodno in pretežno vzhodno orientiranimi ledeniki je znašala približno 100 m, pri čemer nismo upoštevali RM ledenika na območju Velikega Lubenovca, ki je odtekal tako proti jugozahodu kot proti jugovzhodu. Vzrok za nižjo RM na vzhodni strani gorovja je najverjetneje klimatsko pogojen. Zaradi manjšega Sončevega sevanja so temperature na severovzhodni strani nižje, kar se tudi danes kaže v večjem številu dni s snežno odejo. Po vsej verjetnosti pa so imeli tudi vetrovi (tj. burja) s premeščanjem snežne odeje veliko vlogo pri nastajanju ledenikov in posledično višini RM.

Preglednica 1: Izračuni RM posameznih delov ledeniškega pokrova na Severnem Velebitu po metodi DAOL.

	DAOL (50 %)	DAOL (60 %)	DAOL (70 %)	DAOL (80 %)
Apatišanska duliba	1400	1360	1330	1250
Cipala	1510	1490	1470	1450
Jezera	1540	1530	1520	1500
Lomska duliba	1460	1410	1350	1280
Veliki Lubenovac	1470	1440	1400	1350
Povprečje	1476	1446	1414	1366
Standardni odklon	53,2	66,6	80,2	107,4

Zaključek

Najvišji deli Dinarskega gorstva so bili v hladnejših obdobjih pleistocena prekrti z ledeniški pokrovi ter dolinskimi in krniškimi ledeniki (prim. Hughes in sod., 2010, 2011; Milivojević, Menković, Čalić, 2008; Žebre in Stepišnik, 2014). To velja tudi za Severni Velebit, na katerem so v prvi polovici 20. stoletja prvič ugotovili sledove poledenitve (Bauer, 1934–1935). Kasneje so se s poledenitvijo območja ukvarjali številni avtorji. Vzhodne dele Severnega Velebita so podrobno proučili Bognar, Faivre in Pavelić (1991a; 1991b) ter identificirali sledove poledenitve na območju Jezera, Apatišana, Lomske dulibe, Lubenovca, Begove drage, Bovana in Bilenskega Mirova. Na osnovi sledov poledenitve so sklepali, da se je na območju Jezera nahajal ledeniški pokrov in se je radialno raztekal v nižje predele, medtem ko so ledenike na območju Lomske dulibe in Lubenovca opredelili kot dolinske. Skupni obseg poledenitve naj bi bil 115 km², ravnovesno mejo

ledenikov pa so izračunali v višini med 1292 in 1328 m (Bognar in sod., 1991a; Bognar in sod., 1991b). Sledile so raziskave južnega dela območja (Velić in sod., 2011), kjer so identificirali serijo ledeniških akumulacij na območju Bilenskega Mirova ter sklepali, da je ledenik odtekal celo preko strme reliefne stopnje naprej proti zahodu. Nekateri ledeniške akumulacije na območju so celo opredelili kot eskerje in drumline (Velić in sod., 2011).

Z našimi raziskavami Severnega Velebita lahko dosedanje ugotovitve o sledovih in obsegu poledenitve le delno potrdimo. Območje sta prekrivala dva ledeniška pokrova, ki sta se ob robovih in v reliefnih znižanjih med njimi radialno raztekala v različne smeri. Odtočni ledeniki so na severni in vzhodni strani segali do Krasnega polja, Apatišana, preko Lomske dulibe do Ledene drage in Meletovega govna ter v Begovo drago in Bovan. V skrajnem jugovzhodnem delu območja so ledeniški sedimenti ohranjeni na pregibu med Dundović padežem in Štirovačo, zato sklepamo, da so ledeniki zapolnjevali celotno podolje od tu do Tudorevega, kjer so bili združeni z osrednjim ledeniškim pokrovom. Proti zahodu se je ledenik raztekal iz osrednjega pokrova na Rožanskih kukih preko območja Cipala v štiri manjše odtočne ledenike, ki so se izklinili nad strmim pregibom zahodnega pobočja Velebita. Z metodo deleža akumulacijskega območja ledenika in s trenutno razpoložljivimi geomorfološkimi podatki smo ravnovesno mejo ledenikov na zahodni strani Velebita ocenili na višini 1490 m, na vzhodni pa na okoli 100 m nižje.

Dosedanje geomorfološke ugotovitve predstavljajo dobro izhodišče za prihodnje raziskave poledenitve na Severnem Velebitu, ki bodo morale biti usmerjene v morfokronološko interpretacijo ledeniških sedimentov, s katero bo mogoče ugotoviti časovni okvir poledenitev. Tako bo mogoče narediti smiselno rekonstrukcijo geometrije nekdanjih ledenikov, izračunati njihove ravnovesne meje ter paleogeografsko in paleoklimatsko interpretirati celotno območje.

Viri in literatura

- Bauer, B., 1934-1935. Über die Landformen des Nördlichen Velebit. Knittelfeld, Sonderabdruck
Jahreberichte des Bundes-Realgymnasiums Knittelfeld, 49 str.
- Belij, S., 1985. Glacijalni i periglacijalni reljef južnog Velebita. Beograd, Srpsko geografsko društvo, 68 str.
- Bočić, N., Buzjak, N., Kern, Z. 2014. Some new potential subterranean glaciation research sites from Velebit Mt. (Croatia). 6th International workshop on ice caves. August 17 through 22, 2014. Idaho Falls, The National Cave and Karst Research Institute: 72–76.
- Bočić, N., Faivre, S., Kovačević, M., Horvatinčić, N., 2013. Influence of the Pleistocene glaciations on karst development in the Dinarides – examples from Velebit mt. (Croatia). V: Filippi, M., Bosák, P. (ur.). Proceedings of the 16 th International Congress of Speleology; 2013 July 21–28; Brno, Czech Republic. Brno, Czech Speleological Society, str. 170–172.

- Bočić, N., Faivre, S., Kovačić, M., Horvatinčić, N., 2012. Cave development under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides - an example from Štirovača Ice Cave (Velebit Mt., Croatia). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56, 4, str. 409–433.
- Bognar, A., Faivre, S., 2006. Geomorphological Traces of the Younger Pleistocene Glaciation in the Central Part of the Velebit Mt. *Hrvatski geografski glasnik*, 68, 2, str. 19–30.
- Bognar, A., Faivre, S., Pavelić, J., 1991a. Glacijacija Sjevernog Velebita. *Senjski zbornik*, 18, 1, str. 181–196.
- Bognar, A., Faivre, S., Pavelić, J., 1991b. Tragovi oledbe na Sjevernom Velebitu. *Geografski glasnik*, 53, 1, str. 27–39.
- Dvořák, L., 1955. Application of Modern Geomorphological Methods in Theory and Practice: Case Study of the Bohemian Highlands (Czech Republic). *GeoJournal*, 35, 4, str. 425–430.
- Gavazzi, A., 1903. Trag oledbe na Velebitu? *Glasnik hrvatskog naravoslovnog društva*, 14, 1, str. 459–460.
- Geoportal. 2017. URL: <https://geoportal.dgu.hr/> (14.5.2017).
- Gerasimov, I., 1946. Opyt geomorfologičeskogo strojenija SSSR. *Problemy fizičeskoj geografii*, 12, 1, str. 33–46.
- Gregory, J. W., 1915. Pseudo-glacial features in Dalmatia. *The Geographical Journal*, 46, 2, str. 105–117.
- Hranilović, H., 1901. Geomorfološki problemi iz hrvatskog krasa. *Glasnik hrvatskog naravoslovnog društva*, 13, 1, str. 93–133.
- Hubbard, B., Glasser, N., 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 400 str.
- Jelinić, I., Horvatinčić, N., Božić, V., 2001. Ledena jama u Lomskoj dulibi. *Senjski zbornik*, 28, 1, str. 5–20.
- Marjanac, L., 2012. The Megabreccia Facies of the Middle Pleistocene Glacial Deposits of the southwest Croatia. *Quaternary International*, 279, Supplement C, str. 306.
- Marjanac, L., Marjanac, T., 2004. Glacial history of the Croatian Adriatic and Coastal Dinarides. *Developments in Quaternary Science*, 2, PART 1, str. 19–26.
- Marjanac, T., Marjanac, L., Oreški, E., 1990. Glacijalni i periglacijalni sedimenti u Novigradskom moru. *Geološki vjesnik*, 43, 1, str. 35–42.
- Milojević, B. Ž., 1922. Beleške o glečerskim tragovima na Raduši, Cincaru, Šatoru, Troglavu i Velebitu. *Glasnik Srpskog geografskog društva*, 7-9, 1, str. 294–297.
- Nikler, L., 1973. Nov prilog poznavanju oledbe Velebita. *Geološki vjesnik*, 25, 1, str. 109–112.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., Vassilopoulos, A., 2009. *Mapping Geomorphological Environments*. Berlin Heidelberg, Springer, 235 str.

- Powers, M. C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 1, str. 117–119.
- Tucker, M. E., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*. 3rd edition. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 234 str.
- Velić, J., Velić, I., Kljajo, D., 2011. Sedimentary bodies, forms and occurrences in the Tudorevo and Mirovo glacial deposits of northern Velebit (Croatia). *Geologia Croatica*, 64, 1, str. 1–16.