

# Glaciokras Lovčena

Uroš Stepišnik, Manja Žebre

**E-GeograFF**  
**2**





## **E-GeograFF** **2**

# Glaciokras Lovčena

**Uroš Stepišnik**  
**Manja Žebre**

# E-GeograFF 2

## **Glaciokras Lovčena**

Avtorja: Uroš Stepišnik in Manja Žebre

Urednik: Marko Krevs

Recenzenta: Karel Natek, Darko Ogrin

Kartografija in fotografije: Manja Žebre, Uroš Stepišnik, Matej Lipar

Lektoriranje: Kristina Pritekelj

Založila: Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani

Izdal: Oddelek za geografijo, Univerza v Ljubljani

Za založbo: Valentin Bucik, dekan Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani

Prvi natis, elektronska izdaja

Oblikovanje in prelom: Natisni.si

Izid publikacije so finančno podprli oddelek za geografijo Filozofske fakultete

Publikacija je brezplačna.

© Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta 2011

Vse pravice pridržane

# Glaciokras Lovčena

**Uroš Stepišnik**  
**Manja Žebre**



**E-GeograFF**  
**2**





# KAZALO

1.	KRAS IN GLACIOKRAS ČRNE GORE .....	7
1.1.	KRAS DURMITORSKEGA NARIVA .....	7
1.1.1.	Kras severne in severozahodne Črne gore .....	8
1.1.2.	Kras Bjelasice .....	8
1.1.3.	Kras severovzhodne Črne gore .....	8
1.2.	KRAS NA OBMOČJU GLOBOKEGA KRASA .....	9
1.3.	KRAS OBMOČJA BUDVA-CUKALI .....	9
1.4.	KRAS JADRANSKO-JONSKEGA SISTEMA GUB .....	10
2.	LEGA IN OBSEG LOVČENA .....	12
3.	FIZIČNOGEOGRAFSKE ZNAČILNOSTI LOVČENA .....	14
3.1.	GEOLOŠKI RAZVOJ IN FAZE ZAKRASEVANJA .....	14
3.2.	LITOLOŠKE ZNAČILNOSTI .....	15
3.3.	TEKTONSKE ZNAČILNOSTI .....	17
3.4.	PODNEBNE ZNAČILNOSTI .....	17
3.5.	HIDROLOŠKE ZNAČILNOSTI .....	19
4.	OBSEG PLEISTOCENSKE POLEDENITVE NA LOVČENU .....	20
4.1.	GLACIOLOŠKA TERMINOLOGIJA .....	20
4.2.	PREGLED LITERATURE O POLEDENITVI LOVČENA .....	22
4.3.	FAZE PLEISTOCENSKE POLEDENITVE .....	23
4.3.1.	Alpska kronostratigrafija .....	25
4.3.2.	Izotopska kronostratigrafija .....	25
4.3.3.	Kronostratigrafija Pindskega gorstva .....	25
4.4.	METODOLOGIJA REKONSTRUKCIJE PLEISTOCENSKE POLEDENITVE .....	26
4.4.1.	Rekonstrukcija debeline ledenika .....	26
4.4.2.	Rekonstrukcija snežne meje .....	27
4.5.	REKONSTRUKCIJA VIŠKA ZADNJE POLEDENITVE NA LOVČENU .....	31
4.5.1.	Ledeniški pokrovi .....	32
4.5.2.	Odočni ledeniki .....	35
4.5.3.	Dolinski ledeniki .....	38
4.5.4.	Krniški ledeniki .....	40
4.6.	REKONSTRUKCIJA SNEŽNE MEJE OBVIŠKU ZADNJE POLEDENITVE .....	42
4.7.	OBSEG PREDWÜRMSKIH POLEDENITEV .....	43
4.8.	PRIMERJAVA PLEISTOCENSKIH POLEDENITEV MED GOROVJI V SREDOZEMLJU .....	45
4.8.1.	Dinarsko gorstvo .....	45
4.8.2.	Gorstva v Sredozemlju .....	47

4.8.3.	Vpliv pleistocenske zračne cirkulacije na višino snežne meje v Sredozemlju .....	52
5.	GLACIOKRAS LOVČENA .....	54
5.1.	DEFINICIJE GLACIOKRASA .....	54
5.2.	GLACIOKRAŠKE ZNAČILNOSTI LOVČENA .....	55
5.2.1.	Glaciokraške oblike na območjih ledeniške erozije .....	55
5.2.2.	Glaciokraške oblike na območjih ledeniške akumulacije .....	61
6.	ZAKLJUČEK .....	70
7.	VIRI IN LITERATURA .....	72

# I. KRAS IN GLACIOKRAS ČRNE GORE

Dinarsko gorstvo leži med Jadranskim morjem na jugozahodu in Panonsko kotlino na severovzhodu. Na severozahodu meji na Alpe in Predalpsko hribovje, na vzhodu na reki Kolubaro in Moravo ter na jugovzhodu na Kosovsko kotlino. Na jugu se Dinarsko gorstvo zaključuje s Prokletijami, ki so mejno gorovje med Črno goro in Albanijo. Dinarsko gorstvo je okoli 150 kilometrov široka in 650 kilometrov dolga gorska veriga. Po celotnem gorstvu je dominantna tektonika v smeri severozahod–jugovzhod oziroma v dinarski smeri, ki izrazito vpliva na oblikovanost reliefa.

Dinarsko gorstvo je mladonagubano gorstvo in ga delimo na Notranje in Zunanje Dinaride. Notranji Dinaridi se nahajajo na severovzhodu in jih gradijo predvsem nekarbonatne kamnine, na katerih prevladuje fluvialni relief, Zunanje Dinaride pa v večji meri gradijo kamnine mezozojske in terciarne starosti, predvsem apnenec in dolomit. Območje je izrazito zakraselo, zato Zunanje Dinaride imenujemo tudi Dinarski kras, ki s površino 60.000 km<sup>2</sup> predstavlja največje sklenjeno zakraselo območje v Evropi. V tem delu so najvišji deli Dinarskega gorstva, med katerimi se nahajajo kanjoni rek, kraška polja in nižje uravnave. Območje Dinarskega krasa obsega tudi črnogorski kras.

Črna goro podrobneje delimo na štiri geotektonske enote: Jadransko-jonski sistem gub, Območje Budva-Cukali, Območje globokega krasa in Durmitorski nariv (Radulović, Radulović, 1997). Zaradi različnih pogojev sedimentacije in različnega geološkega razvoja posameznih delov kraškega površja se kras v Črni gori med posameznimi deli razlikuje. Na podlagi te geotektonske členitve so v nadaljevanju predstavljene značilnosti posameznih kraških območij v Črni gori.

## I.1. KRAS DURMITORSKEGA NARIVA

Durmitorski nariv v severnem in severovzhodnem delu Črne gore geološko pripada Notranjim Dinaridom. Na jugozahodu je narinjen na Območje globokega krasa. Kamninska sestava Durmitorskega nariva je zelo pestra. Tu poleg apnencev in dolomitov mezozojske starosti najdemo tudi nekarbonatne kamnine: paleozojske klastične sedimente, triasne glineno-ilovnato-peščene in magmatske kamnine, jurske diabaze in rožence, jezerske, ledeniške, deluvialne in rečne naplavine neogena in kvartarja. Tukajšnji apnenci in dolomiti, ki so izpostavljeni zakrasevanju od zgornje jure dalje, so najstarejši v Črni gori (Radulović, Radulović, 1997). Njihova največja debelina znaša od 1800 do 2000 metrov (Radulović, 2000). Kljub prostorski nepovezanosti kraških kamnin v Durmitorskem narivu le-te gradijo najboljše in najvišje gorske masive v Črni gori (Radulović, Radulović, 1997).

Kras Durmitorskega nariva sestavljajo kras severne in severozahodne Črne gore, kras Bjelasice in kras severovzhodne Črne gore (Radulović, Radulović, 1997).

### **I.1.1. KRAS SEVERNE IN SEVEROZAHODNE ČRNE GORE**

Kras severne in severovzhodne Črne gore je razvit pretežno na permskih in triasnih apnencih. Kras na Pivski planini, Durmitorju in Sinjajevini, ki se preko soteske Tare nadaljuje v kras Ljubišnje in preko doline reke Čeline v kras planine Kovač, velja za najbolj razprostranjen in najvišje ležeči kras v Durmitorskem narivu. Najvišjo točko doseže na Bobotovem kuku (2532 m), najvišjem vrhu Durmitorja. Proti severovzhodu nadmorska višina območja postopoma upada. Površje je razrezano z globokimi kanjoni rek Pive, Tare in Čeline, ki so ponekod globoki več kot 1000 metrov. Za kras severne in severozahodne Črne gore so značilne kraške planote, kot so Pivska planota, planoti Jezero in Sinjajevina ter Podogorsko-Kriška in Boljaničko-Mataruška planota, ter manjša kraška polja, katerih dna zapolnjuje ledeniški, fluvioglacialni ter ponekod tudi limnoglacialni material (Radulović, Radulović, 1997).

Poseben vpliv na oblikovanje tega površja je imela pleistocenska poledenitev. Glaciokraško površje je tako oblikovano na Pivski planini, Durmitorju, Sinjajevini in Ljubišnji (Radulović, Radulović, 1997). Najbolj raziskano glaciokraško površje v Črni gori je na območju Durmitorja, kjer je bila ugotovljena obsežna pleistocenska poledenitev. Ledeniški pokrov na Durmitorju naj bi v starejšem obdobju poledenitve pokrival 67 km<sup>2</sup> (Radulović, Radulović, 1997; Djurović, 2009).

### **I.1.2. KRAS BJELASICE**

Osameli kras na Bjelasici je z nekarbonatnimi paleozojskimi in magmatskimi kamninami ločen od krasa severne in severozahodne Črne gore ter Območja globokega krasa. Gorovje Bjelasica z najvišjim vrhom Zekova glava (2139 m) je zgrajeno iz permskih apnencev in dolomitov ter triasnih apnencev, med katerimi se pojavljajo vložki nekarbonatnih kamnin. Menjavanje kraških in vododržnih kamnin je pripomoglo k nastanku številnih ponikalnic, kraških izvirov in ponorov ter zavrlo nastanek večjih površinskih kraških oblik. Na izoblikovanost površja Bjelasice je prav tako imela vpliv tudi pleistocenska poledenitev (Radulović, Radulović, 1997).

### **I.1.3. KRAS SEVEROVZHODNE ČRNE GORE**

Ozemlje severovzhodne Črne gore je kamninsko zelo pestro, zato so manjša kraška območja gorskih masivov med seboj ločena z nekarbonatnimi kamninami, kjer se je razvila gosta hidrografska mreža. Porečja Lima, Ibra, Opasnice in Drcke pripadajo čnomorskemu povodju, porečje Pečke Bistrice pa k jadranskemu povodju. Kraško površje Komov, Visitorja, Mokre planine, Žljeba, Hajle, Kruščice in Korit je zgrajeno iz triasnih apnencev in dolomitov, ki so le na višjih nadmorskih višinah preoblikovani z ledeniški procesi. Obsežnejša pleistocenska poledenitev je bila ugotovljena le na severovzhodnem delu Prokletij (Radulović, Radulović, 1997).

## 1.2. KRAS NA OBMOČJU GLOBOKEGA KRASA

Območje globokega krasa se nahaja južno in jugozahodno od Durmitorskega nariva ter severno od gorskih masivov Orjena, Lovčena, Sozine in Rumije. Narinjena je na Območje Budva-Cukali. Območje globokega krasa je največja geotektonska enota na ozemlju Črne gore. Po Bešiću (1983) se deli na dva dela: staročrnogorski in kučki del. Staročrnogorska tektonska enota, ki se razprostira med primorjem in Zetsko-Skadarsko uravnavo, se deli še na dva dela: sinklinalo doline Zete, Nikšičkega polja in Duge ter antiklinalo Stare Črne gore. Kučka tektonska enota leži severno od staročrnogorske tektonske enote in je prav tako sestavljena iz dveh delov: antiklinale Žijova, Prekornice in Vojnika ter sinklinala doline Vrbnice, Tušine in Zgornje Morače (Radulović, Radulović, 1997).

Več kot 90 odstotkov Območja globokega krasa je zgrajenega iz mezozojskih apnencev in dolomitov. Te karbonatne kamnine dosegajo debelino tudi od 3500 do 4000 metrov (Radulović, 2000). Znotraj kraškega ozemlja se nahajajo območja nekraških kamnin, ki imajo pomembno hidrogeološko funkcijo neprepustne pregrade. To so območja sinklinal, ki potekajo preko celotnega ozemlja Črne gore od severozahoda proti jugovzhodu. Sinklinala doline Zete, Nikšičkega polja in Duge je zgrajena iz flišev zgornjekredne in paleogene starosti, medtem ko je sinklinala doline Vrbnice, Tušine in Zgornje Morače zgrajena iz neprepustnih plasti durmitorskega fliša. Durmitorski fliš je lokalno poimenovanje za kredno-paleogene sedimente, ki jih gradijo apnenčaste breče in konglomerati, apnenčasto-lapornate kamnine, peščenjaki in laporovci. V Nikšički Župi ter v dolinah Zgornje Morače in Crmnice se nahajajo srednjetrojne magmatske kamnine (Radulović, Radulović, 1997).

Razvodnica med jadranskim in črnomořskim povodjem poteka od Golije na severozahodu preko gorskih masivov Vojnika, Lole in Vučja ter Žijova in Prokletija na jugovzhodu. Večina Območja globokega krasa, tj. območje Skadarskega jezera z rekama Moračo in Zeto ter porečji Bojane in Trebišnjice, pripada jadranskemu povodju. Območje na severovzhodu, kjer se nahajata porečji Pive in Lima, pa se drenira proti črnomořskemu povodju.

Na ozemlju Območja globokega krasa se pojavljajo rečne, ledeniške, ob morju pa tudi abrazijske reliefne oblike. Toda med vsemi procesi, ki so preoblikovali kraško površje Območja globokega krasa, je najpomembnejše zakrasevanje. Poleg drobnih površinskih oblik, vrtač, udornic, kotličev in ostalih kraških oblik so za območje značilna kraška polja. Največje kraško polje v Črni gori je Nikšičko polje s površino 65 km<sup>2</sup>, ostala manjša pa so Cetinjsko, Radovče, Kopilje, Grahovsko, Dragaljsko in Njeguško kraško polje (Radulović, Radulović, 1997).

## 1.3. KRAS OBMOČJA BUDVA-CUKALI

Območje Budva-Cukali se nahaja na območju Črnogorskega primorja. Razteza se od Sutorine na severozahodu preko vznožja gorskih masivov Orjena, Lovčena, Sozine in Rumije do meje z Albanijo na jugovzhodu. Od severovzhoda je nanj narinjeno Območje globokega krasa, na jugozahodu pa je to območje narinjeno na Jadransko-jonski sistem gub. Območje

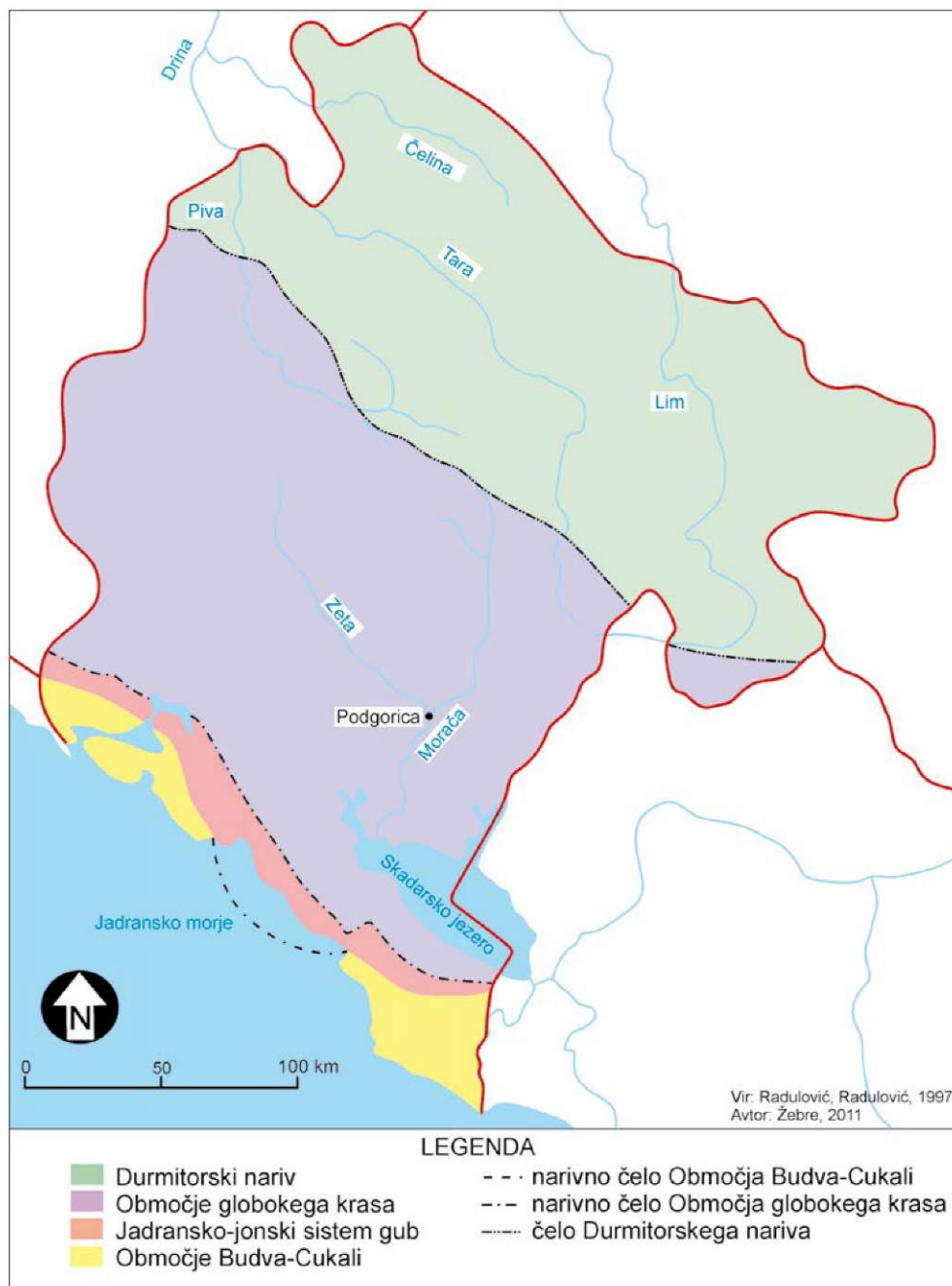
Budva-Cukali sestavljajo mezozojske karbonatne kamnine, triasni in eocenski fliši ter triasne magmatske kamnine. Apnenci in dolomiti se tu pojavljajo v obliki tankih in dolgih plasti, ki so omejene z vododržnimi kamninami. Njihova največja debelina znaša od 1000 do 1200 metrov (Radulović, 2000). Poleg tega so tukajšnji apnenci in dolomiti pogosto lapornati, glinasti ali peščeni in posledično bolj odporni na kemično preperevanje. Vse to je vplivalo na specifičen razvoj kraških oblik, ki v tem območju ne dosegajo večjih dimenzij. Izjema je Kutsko polje, ki je edino večje kraško polje na tem območju. Med Mirčevim in Barskim poljem ter v Boki Kotorski je območje potopljeno pod morsk gladino, kar je vzrok pojavljanju številnih brojnic (Radulović, Radulović, 1997).

Na območju Budva-Cukali imata na izoblikovanost površja poleg korozije pomemben vpliv predvsem fluvialna erozija in abrazija (Radulović, Radulović, 1997).

## **1.4. KRAS JADRANSKO-JONSKEGA SISTEMA GUB**

Jadransko-jonskemu sistemu gub pripadajo skrajni južni in jugozahodni deli Črne gore med mejama s Hrvaško in Albanijo. Za to območje je značilen sistem antiklinal iz apnenca in dolomita, ki jih ločujejo sinklinale fliša. Kras je razvit v antiklinalah v zaledju Ulcinja ter v antiklinali Boke Kotorske, ki ju gradijo kredni in eocenski apnenci in dolomiti, ki dosegajo debeline tudi do 1000 metrov. Gubasta zgradba se odraža v topografiji območja. Menjavajo se višji deli iz karbonatnih kamnin (Luštica, Grbalj, Volujica, Možura, Brivska gora) in nižji deli iz fliša, kjer se pojavljajo površinski vodotoki (Medjurječka reka, Brdela) (Radulović, Radulović, 1997).

Karta 1: Geotektonska razmejitev Črne gore





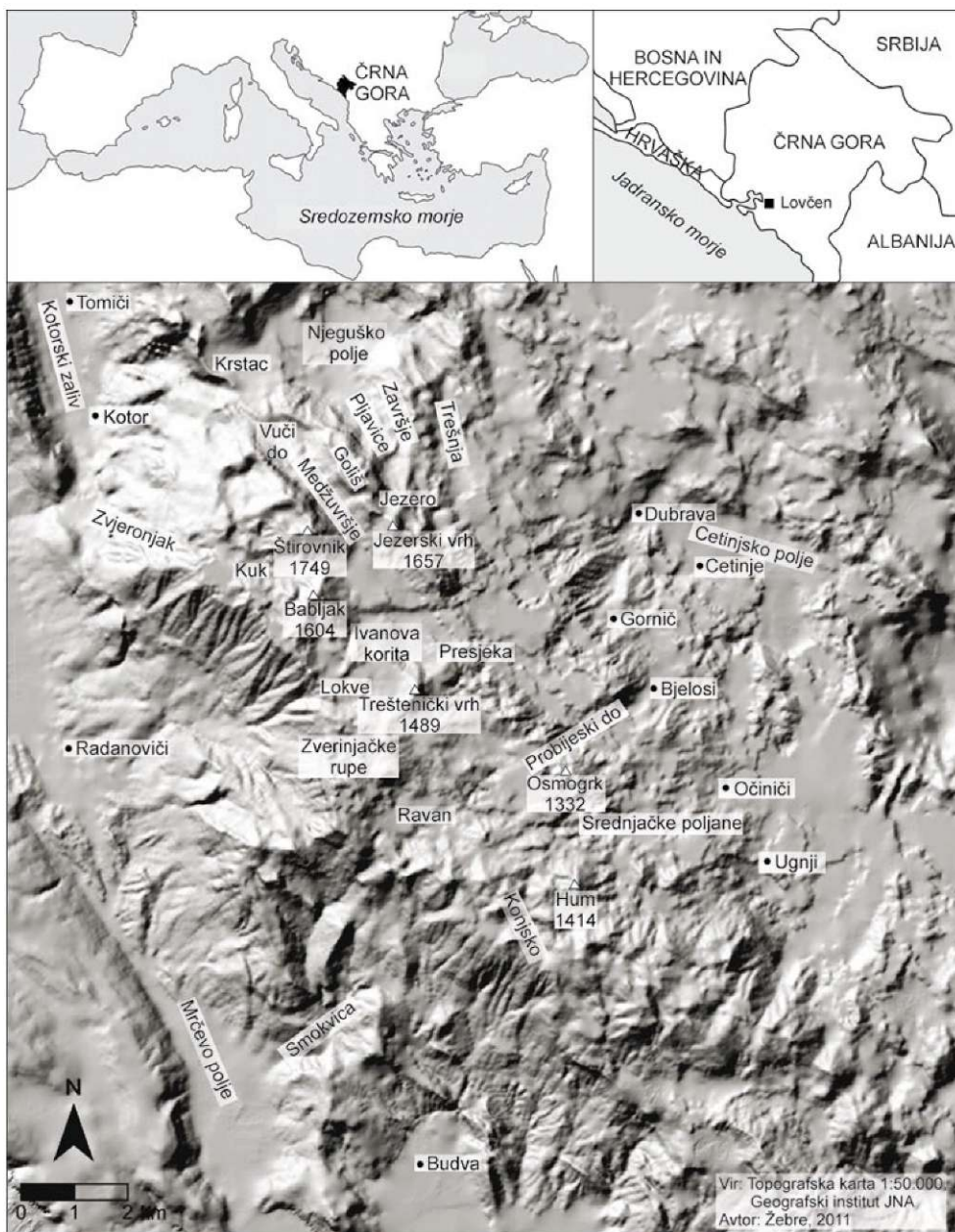
## 2. LEGA IN OBSEG LOVČENA

Lovčen je jasno opredeljena morfološka enota, ki se z dvema markantnima vrhovoma, Štirovnikom (1749 m) in Jezerskim vrhom (1659 m), dviga nad Boko Kotorsko. Meje pogorja Lovčena so avtorji opredeljevali različno. V najožjem smislu se termin Lovčen enači z drugim najvišjim vrhom gorskega masiva – Jezerskim vrhom (1657 m). V nekoliko širšem pogledu poleg Jezerskega vrha obsega še Štirovnik, Ivanova korita ter bližnje obrobje, ki skupaj obsegajo približno 40 km<sup>2</sup>. V najširšem pogledu pa Lovčen obsega nad 150 km<sup>2</sup> veliko območje, saj se h gorskemu masivu prišteva še celotno podgorje (Radulović, 1994).

Eno izmed najstarejših omemb Lovčena kot geografskega pojma zasledimo v Cvijičevi monografiji Novi rezultati o glacialnoj eposi Balkanskog poluostrva (1903). Cvijič ne definira obsega območja, ga pa razdeli na štiri dele, in sicer na Štirovnik, Jezerski vrh, Babljak in Ivanova korita. Pet desetletij kasneje Vasović (1955) jasno opredeli meje Lovčena in njegovega podgorja. Lovčen je 180 km<sup>2</sup> veliko območje. Na severu sega do niza vrtač, ki se začnejo pojavljati v pasu Dubovik–Čekanje–Bukovica–Dugi do–Njeguško polje; najmanj izrazito vzhodno mejo predstavlja Cetinjsko polje; na zahodu s strmimi stenami pada proti Kotorškemu zalivu; na jugu in jugozahodu sega do Gornjega Grbalja in območja nad Budvo. Po opredelitvi Gavrilovića (1963) Lovčen obsega le najvišja vrhova, Štirovnik in Jezerski vrh. Radulović (1994) je Lovčen opredelil kot 150 km<sup>2</sup> veliko območje. Jasno opredeljena morfološka enota na severu sega do črte Kotor–Čekanje, na severovzhodu in vzhodu do črte Čekanje–Cetinjsko polje–Obzovica, na jugu do črte Obzovica–Brajčiči–Maini ter na jugozahodu in zahodu do črte Maini–Sutvara–Kotor:

V nadaljevanju območje raziskave glaciokrasa na Lovčenu ni omejeno na ožje ali širše definicije, ki jih navajajo predhodni avtorji, pač pa obravnava Lovčen kot gorski masiv, ki je topografsko ostro ločen od ostalih reliefnih enot. Raziskava obsega tudi tiste predele lovčenskega podgorja, kjer so bili v času pleistocena prisotni procesi ledeniške erozije ali akumulacije. Območje proučevanje tako obsega okoli 200 km<sup>2</sup>. Severno mejo predstavlja Njeguško polje, severovzhodno pa Cetinjsko polje. Na vzhodu gorovje postopno prehaja v nižje kraško podolje Paštoviči. Za južni in zahodni del Lovčena je značilna strma reliefna stopnja nad Jadranskim morjem in Boko Kotorsko. Na jugu sega območje do mesta Budve, na jugozahodu do Mrčevega polja ter na zahodu do mesta Kotor:

Karta 2: Lokacija proučevanega območja



# 3. FIZIČNOGEOGRAFSKE ZNAČILNOSTI LOVČENA

## 3.1. GEOLOŠKI RAZVOJ IN FAZE ZAKRASEVANJA

Od začetka triasa do spodnjega eocena je območje Lovčena prešlo iz morske v kopno fazo. V tem obdobju so gorovje oblikovala epirogenetska in orogenetska premikanja, ki so povzročila menjavanje sedimentacijskih okolij. Z nastopom obdobja kopnih faz pa sta pri oblikovanju površja prevladovala korozija in zakrasevanja. Od spodnjega eocena do danes se je območje Lovčena večinoma le še tektonsko dvigovalo (Radulović, 1994; Radulović, 2000).

V mezozoiku so se na območju današnje Črne gore odlagale debele skladovnice karbonatnih kamnin, ki so bile zaradi tektonskega dvigovanja podvržene zakrasevanju (Radulović, 1994; Radulović, 2000).

V spodnjem triasu je območje Črne gore pripadalo veliki dinarski karbonatni platformi, kjer so se odlagale sedimentne kamnine. Od začetka srednjega triasa do srednjega eocena je na južnem delu Črne gore obstajal budvanski jarek, kjer se je sedimentiral fliš; v srednjem triasu je prišlo na območju jarka tudi do vulkanizma. V zgornjem triasu se je severovzhodna Črna gora dvignila iznad morja, medtem ko so se na ostalih predelih današnjega ozemlja, med drugim tudi na območju Lovčena, odlagali apneneci in dolomiti. Epirogeneza ob koncu triasa je dvignila območje jugovzhodne Črne gore, ki je takrat postalo kopno (Radulović, 1994; Radulović, 2000). V zgornji juri sta s starokimrijsko in mladokimrijsko orogeno fazo alpidске orogeneze nastali dve območji kopnega, kjer je prišlo do intenzivnega zakrasevanja karbonatnih kamnin: pivsko-nikiškičko-prekorničko-žijovsko in grahovsko-cetinjsko-rumijsko območje. Takrat sta tudi območji današnjega Štirovnika in Jezerskega vrha okopneli in bili tako prvič izpostavljeni zakrasevanju. Ostala območja srednje in južne Črne gore je prekrivalo plitvo morje, kjer je še naprej potekal proces sedimentacije (Radulović, 1994; Radulović, 2000).

Od zgornje krede do začetka paleogena je jugovzhodne dele dinarske geosinklinale zajela laramijska orogena faza. Le-ta je ozemlje dvignila in ga nagubala. Nastale so večje antiklinale in sinklinale. Z laramijsko orogenezo se je dvignilo tudi sinklinalno območje Stare Črne gore, ki je postopoma postalo kopno in dobivalo obliko antiklinale. Večji del gorskega masiva Lovčena namreč pripada antiklinoniju Stare Črne gore. Prav tako se je v tem času dvignilo ozemlje Območja Budva-Cukali, kateremu pripadajo zahodna in jugozahodna pobočja Lovčena. V končni fazi laramijske orogeneze, v eocenu, je na območju sinklinal prišlo do odlaganja fliša, medtem ko so bili ostali predeli Črne gore takrat že kopno.

Lovčen in ostali gorski masivi v Črni gori, ki so zgrajeni pretežno iz apnenca in dolomita, so od zgornje krede dalje izpostavljeni delovanju eksogenih procesov. Poleg intenzivnega zakrasevanja so bili višji deli površja preoblikovani s pleistocenskimi ledeniki.

## 3.2. LITOLOŠKE ZNAČILNOSTI

Gorski masiv Lovčena gradijo pretežno karbonatne kamnine, le v obalnem delu so narinjene čez mlajše manj odporne nekarbonatne kamnine, kjer je oblikovana izrazita strukturna stopnja (Osnovna geološka karta SFRJ, 1969).

Najstarejše kamnine na območju Lovčena pripadajo obdobju triasa. Srednje in zgornjetriasne kamnine prevladujejo v severovzhodnem in jugovzhodnem delu masiva. Srednjetroiasne kamnine se delijo na anizijsko in ladinsko stopnjo. V anizijski stopnji sta fliš in karbonatne kamnine. Nahajajo se na jugovzhodnih pobočjih Lovčena, na območju naselij Ugnji in Vrela. Flišne plasti so sestavljene iz peščenjakov, laporjev, konglomeratov, alevrolitov in apnencev. Karbonatne kamnine anizijske stopnje sestavljajo plastoviti in masivni apnenci ter dolomiti, ki so naloženi preko flišnih plasti. Kamnine ladinske stopnje debeline okoli 40 metrov se prav tako nahajajo na območju naselij Ugnji in Vrela. Sestavljene so iz tufov, ploščatih rožencev, ploščatih in plastovitih apnencev z roženci in s plastmi laporja ter masivnih in dolomitiziranih apnencev. Zgornjetriasne kamnine zavzemajo največji del površja v primerjavi z ostalimi triasnimi kamninami. Razprostranjene so na območju med Čekanjem, Milijevičem, Cetinjem, Uganjem in Ivanovimi koriti. V manjšem obsegu se nahajajo tudi na severnih pobočjih Jezerskega vrha, med Krstacem in Njeguši ter na severozahodnem pobočju Štirovnika. Zgornjetriasni masivni dolomiti, apnenci in dolomitizirani apnenci dosežajo debelino od 600 do 800 metrov (Mirković, 1994; Osnovna geološka karta SFRJ, 1969).

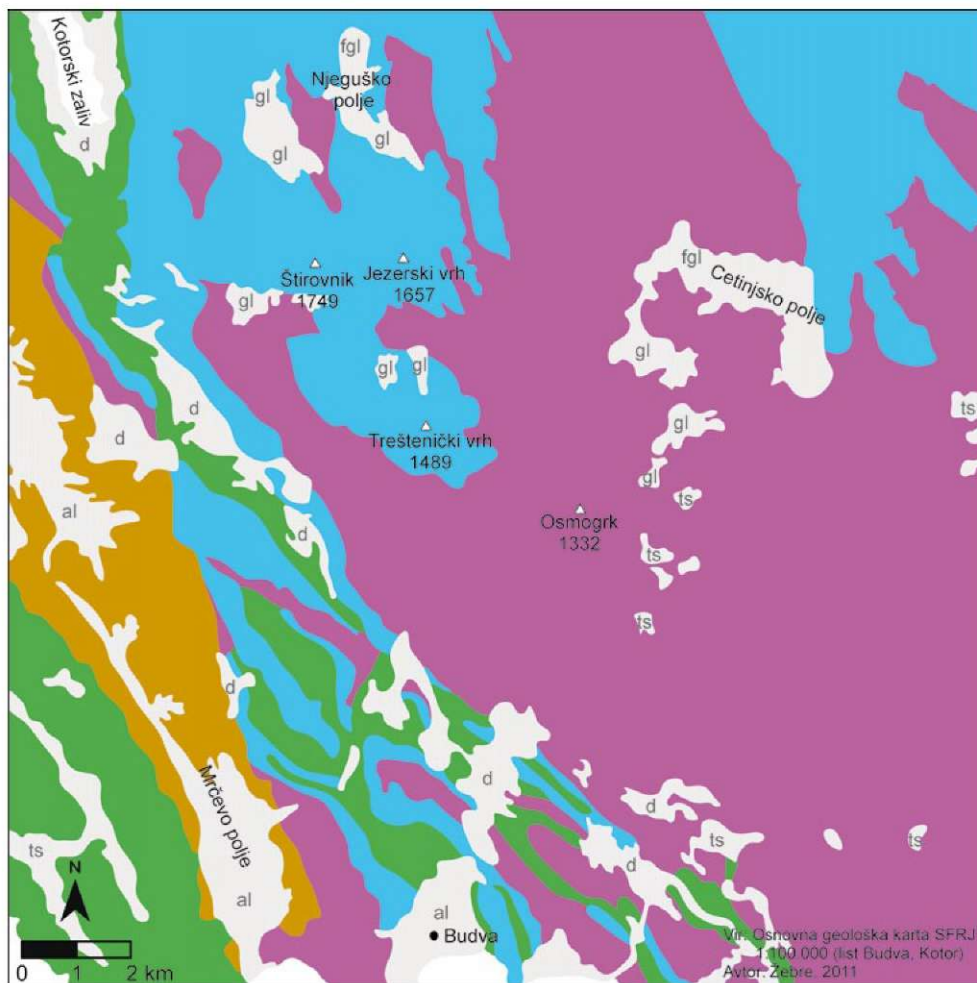
Jurske plasti gradijo osrednje območje gorskega masiva Lovčena ter njegova severna, južna in zahodna pobočja. Spodnjeljurske plasti ležijo konkordantno na zgornjetriasnih apnencih in dosežajo debelino do 300 metrov. Severovzhodno od Cetinja se nahajajo masivni in dolomitizirani apnenci, dolomiti ter lapornati apnenci. Štirovnik in Jezerski vrh gradijo masivni in plastoviti apnenci srednje in zgornjeljurske starosti. Najmlajše zgornjeljurske kamnine so grebenski apnenci, ki gradijo strma pobočja proti Kotorskemu zalivu (Mirković, 1994; Osnovna geološka karta SFRJ, 1969).

Sedimentne kamnine kredne starosti se nahajajo na skrajnem severozahodnem delu Lovčena, imenovanem Zalaz. Iz tega obdobja so zastopane le spodnjekredne plasti, ki jih sestavljajo masivni in plastoviti apnenci debeline do 500 metrov (Mirković, 1994; Osnovna geološka karta SFRJ, 1969).

V paleogenu so na zahodnih pobočjih Lovčena nastajale flišne plasti in apnenčeve breče. Slednje se nahajajo na najnižjih priobalnih delih Kotorskega zaliva, zgrajene pa so iz apnencev jurske in kredne starosti ter foraminifer paleocenske in eocenske starosti. Na severozahodnih pobočjih Lovčena, v Kotsorskem zalivu in na jugozahodnih pobočjih v naselju Mirac je paleogenska breča narinjena na plasti paleocenskega in eocenskega fliša. Flišne plasti so sestavljene iz apnencev, peščenjakov, alevrolitov, glinovcev in laporovcev (Mirković, 1994; Osnovna geološka karta SFRJ, 1969).

Kvartarni sedimenti zavzemajo relativno majhno območje Lovčena. Zastopani so v obliki deluvija, ledeniškega in fluvioglacialnega materiala. Deluvij oziroma delno transportiran material že preperete matične podlage se nahaja na zahodnih pobočjih gorskega masiva. Morenski material se nahaja na akumulacijskem območju nekdanjega ledenika, medtem ko fluvioglacialni material zapolnjuje kraški kotanji Njeguškega in Cetinjskega polja (Mirković, 1994; Osnovna geološka karta SFRJ, 1969).

Karta 3: Geološka karta



LEGENDA

- |  |   |                          |    |             |
|--|---|--------------------------|----|-------------|
| <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: orange; border: 1px solid black;"></span> eocen | gl  | morensko gradivo         |    |             |
| <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: green; border: 1px solid black;"></span> kreda  | fgl   | fluvioglacialni sediment |    |             |
| <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: blue; border: 1px solid black;"></span> jura    | d   | deluvij                  | al | aluvij      |
| <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: purple; border: 1px solid black;"></span> trias | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: white; border: 1px solid black;"></span> | kvartar                  | ts | terra rossa |

### 3.3. TEKTONSKE ZNAČILNOSTI

Gorski masiv Lovčena predstavlja skrajni jugovzhodni del Zunanjih Dinaridov. Nahaja se na območju dveh geotektonskih enot; osrednji, severni, vzhodni in jugovzhodni del pripada Območju globokega krasa, medtem ko manjše območje na zahodu, jugozahodu in jugu spada v Območje Budva-Cukali. Del gorovja, ki pripada Območju globokega krasa, je zgrajen pretežno iz karbonatnih kamnin, medtem ko je Območje Budva-Cukali kamninsko bolj pestro. Območje globokega krasa je od severovzhoda narinjeno na Območje Budva-Cukali pod kotom 20 do 30 stopinj. Ob tej dislokaciji so na jugozahodnih pobočjih Lovčena in v pasu Trojica-Mirac-Čavor-Brajiči preko paleogenskega fliša narinjeni jurski in zgomjetrijski apnenci in dolomiti (Mirković, 1994).

Plasti sedimentnih kamnin Lovčena so nagubane in preoblikovane s številnimi prelomi. Glavne prelomne strukture potekajo v dinarski smeri. Prav tako potekajo od severozahoda proti jugovzhodu tudi največje strukturne gube na območju Lovčena, med katerimi sta najpomembnejši sinklinorij Območja Budva-Cukali in antiklinorij Stare Črne gore. Jedro gorskega masiva se nahaja na jugozahodnem krilu antiklinorija Stare Črne gore, v okviru katerega so izražene gube nižjega reda. Vrhova Jezerski vrh in Štirovnik predstavljata lokalni sinklinali, območji Dolova in Krstaca pa lokalni antiklinali (Radulović, 1994).

### 3.4. PODNEBNE ZNAČILNOSTI

V Črni gori se prepletajo različni tipi podnebja: od mediteranskega s suhimi in vročimi poletji ter milimi in deževnimi zimami na obali preko gorskega z mrazimi zimami in svežimi poletji v notranjosti do zmerno kontinentalnega na skrajnem severu države. Poleg podnebnih dejavnikov, kot so geografska širina, bližina morja in nadmorska višina, ima relief največji vpliv na podnebje Črne gore. Vplivi mediteranskega podnebja segajo po dolini rek Bojane in Drima, po nižini Skadarskega jezera in po dolini rek Morače, Zete in Reke Crnojeviča še precej daleč v notranjost, medtem ko gorski masivi Orjena, Lovčena in Rumije predstavljajo učinkovito orografsko bariero vlažnim zračnim masam. Povprečna količina padavin na Lovčenu je tako ena izmed najvišjih v Evropi.

Po Köppenovi klasifikaciji ima severno in vzhodno obrobje Lovčena prehodno sredozemsko podnebje s toplimi poletji in viškom padavin v jeseni (Csbx'), zahodno in južno obrobje sredozemsko podnebje z vročimi poletji (Csa), najvišji predeli gorskega masiva pa gorsko podnebje (Burić, Micev, 2008).

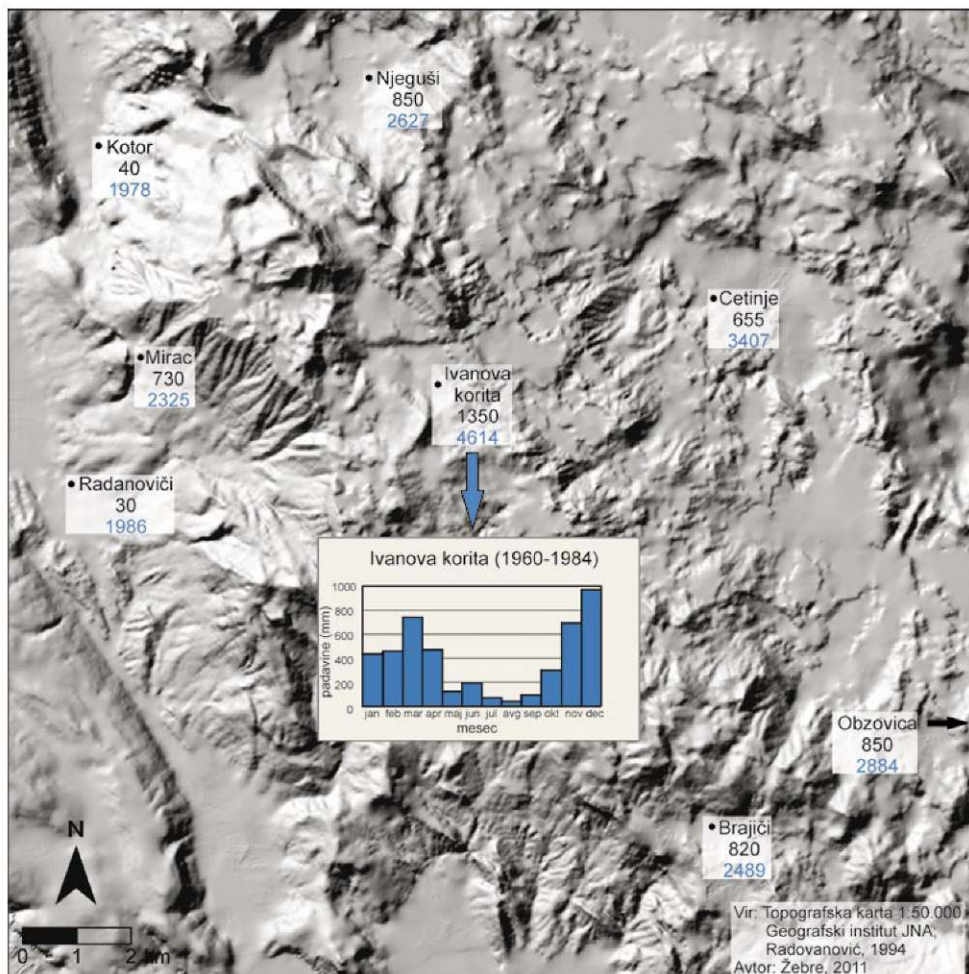
Srednja letna temperatura v obalnem delu presega 14 °C (Kotor 15,2 °C), medtem ko z višino upada in na najvišjih predelih Lovčena znaša le še 4 °C (Magaš, 2002), v Cetinju 9,7 °C (Burić, Micev, 2008). Najtoplejša meseca sta julij in avgust. V Kotorju je povprečna julijska temperatura zraka 24,1 °C, v Cetinju 21 °C in na Lovčenu okoli 15 °C. Januar je najhladnejši mesec. Povprečna januarska temperatura v Kotorju znaša 7,7 °C, v Cetinju 0,9 °C in na Lovčenu okoli 0 °C (Magaš, 2002).

Zaradi lege ob Jadranskem morju in izrazite reliefne amplitude v priobalnem delu gorovja je za Lovčen značilna velika količina padavin. Povprečna letna količina padavin za Ivanova korita, ki se nahajajo v osrednjem gorskem območju, znaša 4614 milimetrov, medtem ko padavinske



postaje na obrobju Lovčena beležijo precej manjšo količino padavin. Zahodno in jugozahodno od osrednjega območja količina padavin pada hitreje v primerjavi s severovzhodno in vzhodno smerjo, kar je posledica smeri toka prevladujočih zračnih gnot. Zaradi tega prejmejo vzhodna pobočja tudi do 30 odstotkov več padavin od zahodnih, ki prejmejo okoli 2300 milimetrov. Količina padavin med severnimi in južnimi pobočji se ne razlikuje bistveno in znaša okoli 2500 milimetrov. Najbolj namočena meseca sta november in december; najbolj sušen pa je mesec julij. Največji delež padavin pade v obliki snega, ki se na najvišjih predelih Lovčena zadržuje od začetka novembra do začetka maja (Radovanović, 1994). Srednja maksimalna višina snežne odeje na Ivanovih koritih znaša 121 centimetrov (Gajović, Nikolić, Živojinović, 2004).

Karta 4: Povprečna letna količina padavin na posameznih padavinskih postajah na proučevanem območju



#### LEGENDA

- Brajići padavinska postaja
- 820 nadmorska višina (m)
- 2489 povprečna letna količina padavin za obdobje 1960-1984 (mm)

### 3.5. HIDROLOŠKE ZNAČILNOSTI

Površje Lovčena je brez stalnih površinskih tokov. Tekoče površinske vode se na kraških poljih in zahodnih pobočjih Lovčena pojavljajo zgolj ob večjih količinah padavin. Ljubni potok, ki izvira nad Ivanovimi koriti in ponira na območju, imenovanem Blatište, je edini občasni površinski vodotok na Lovčenu. Zaradi kraškega tipa reliefa prevladuje vertikalni odtok padavinske vode. Najbolj značilni hidrogeološki pojavi na območju Lovčena so stalni in občasni izviri kraške vode, ki se na višjih predelih gorskega masiva nahajajo na lapomatih in detritičnih apnencih (Ivanova korita, izvir pod Trešteničkim vrhom) ali na stiku med lapomatimi in triasnimi kompaktnimi apnenci (izvira Medžuvrše in Jama) (Gajović, Nikolić, Živojinović, 2004; Vujisić, Radulović, Vujisić, 1994).

Lovčen predstavlja razvodje med Kotorskim zalivom na jugozahodu in Skadarskim jezerom na severovzhodu. Globina zakrasele vadozne cone na območju Lovčena sega od 1500 do 2000 metrov globoko oziroma do neprepustnih flišnih plasti. Tako se vode iz Blatišta na Ivanovih koritih in iz ponorov na Njeguškem polju pojavljajo več kot 1000 metrov nižje v izviri v Kotorskem zalivu. Med najpomembnejše in najbolj vodnate izvire spadata brojnici Gurdječ in Škurda ob mestu Kotor. Podzemne vode iz Miloševe, Cetinjske, Lipske in Obodske jame, ki se nahajajo na vzhodnih pobočjih Lovčena, pa se drenirajo proti Skadarskemu jezeru (Radulović, 2000).



# 4. OBSEG PLEISTOCENSKE POLEDENITVE NA LOVČENU

## 4.1. GLACIOLOŠKA TERMINOLOGIJA

Razlaga določenih glacioloških terminov v nadaljevanju besedila je večinoma posledica odsotnosti sodobne literature v slovenskem jeziku, ki bi obravnavala to tematiko. Izbrani termini v nadaljevanju so nujno potrebni za razumevanje nadaljnega besedila; prevedeni so v slovenščino in razložen je njihov pomen.

Ablacijsko območje ledenika (ang. ablation zone) je del ledenika, kjer taljenje v toplem delu leta presega akumulacijo snega v hladnem delu leta. Taljenje zajema zadnjo snežno odejo ter tudi del ledeniškega ledu. V tem območju je masna bilanca ledenika negativna. Območje se običajno nahaja v spodnjem delu ledenika. Ravnovesna meja loči akumulacijsko območje ledenika od ablacijskega (Nesje, Dahl, 2000).

Akumulacijsko območje ledenika (ang. accumulation zone) je del ledenika, kjer se preko hladnega dela leta akumuliran sneg ne stali popolnoma. V tem območju je masna bilanca ledenika pozitivna. Območje se običajno nahaja v zgornjem delu ledenika. Ravnovesna meja loči akumulacijsko območje ledenika od ablacijskega (Nesje, Dahl, 2000).

Dolinski ledenik (ang. valley glacier) je ledenik, ki se nahaja v globoki dolini in prejema led iz višje ležečega ledeniškega pokrova ali krnice. Dolinski ledenik navadno obdajajo strma pobočja brez ledu, s katerih se prožijo snežni plazovi, ki znatno povečajo akumulacijo snega in ledu (Benn, Evans, 1998).

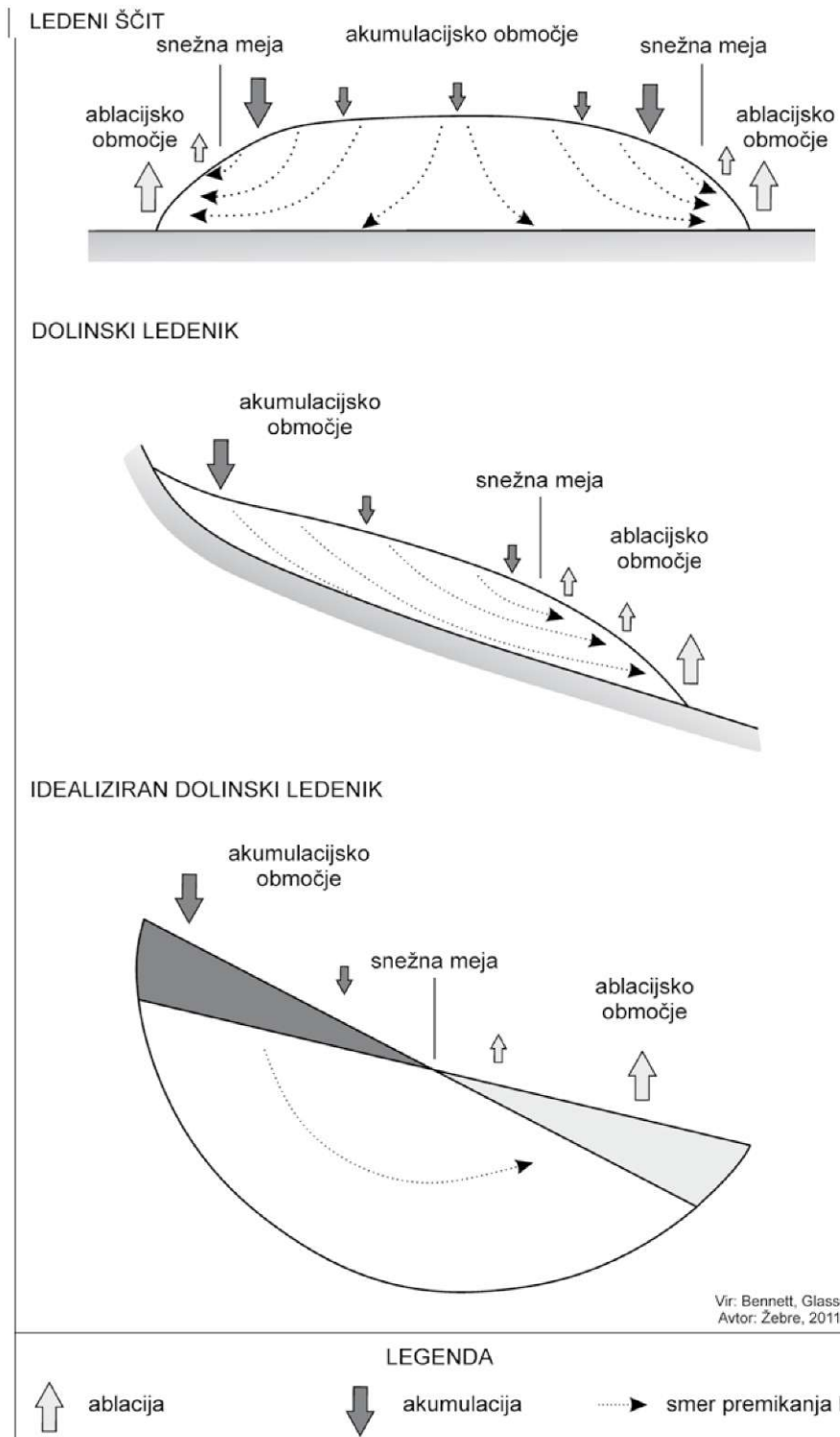
Firn (ang. firn) je star, grobozrnat sneg, ki se je obdržal vsaj preko ene sezone taljenja. Njegova gostota znaša od 0,40 do 0,83 g/cm<sup>3</sup> (Nesje, Dahl, 2000).

Krniški ledenik (ang. cirque glacier) je ledenik, ki se nahaja v kotanji polkrožne oblike ali pa se čez krniški prag nadaljuje v dolino in tako predstavlja izvorni del večjega dolinskega ledenika. Masna bilanca krniških ledenikov je običajno pod velikim vplivom snega, prinesenega z vetrom (Nesje, Dahl, 2000).

Ledeniški pokrov (ang. ice cap) je večja masa ledu, podobna ledenemu ščitu, ki prekriva območje, manjše od 50.000 km<sup>2</sup>. Debelina ledu osrednjega območja ledeniškega pokrova znaša nekaj sto metrov in običajno popolnoma prekriva spodaj ležeče površje (Nesje, Dahl, 2000). Ob robovih ledeniških pokrovov se najpogosteje nahajajo odtočni ledeniki, ki odvajajo večino ledu iz osrednjega območja (Benn, Evans, 1998).

Masna bilanca ledenika (ang. glacier mass balance) je sprememba v masi kjerkoli in kadarkoli na površju ledenika. Navadno pomeni spremembo v masi celotnega ledenika v standardni enoti časa (letna bilanca) (Nesje, Dahl, 2000).

Slika 1: Shematski prikaz akumulacijskega in ablacijskega območja ledenika ter snežne meje



Odočni ledenik (ang. outlet glacier) je hitro premikajoča, kanalizirana gmota ledu, ki se širi iz notranjosti ledeniških pokrovov. Na morfologijo in značilnosti toka odočnih ledenikov vplivajo pogoji na ledeniški podlagi; voda, ki se pod pritiskom nahaja na stiku med ledom in podlago, je ključna za hitro premikanje ledenika (Benn, Evans, 1998).

Ravnovesna meja ledenika (ang. equilibrium line) je meja, vzdolž katere je masna bilanca enaka nič (Porter, 2000) oziroma se nahaja na nadmorski višini, kjer sta akumulacija in ablacija ledu v ravnovesju (Benn, Evans, 1998). V najnovejših znanstvenih objavah se ravnovesna meja ledenika enači s terminom snežna meja oziroma z njeno nadmorsko višino (Porter, 2000), zato se v nadaljevanju besedila uporablja izključno termin snežna meja.

Snežna meja (ang. snowline) je ločnica večnega snega. Odvisna je od več dejavnikov, med katerimi sta najpomembnejši količina padavin in temperatura. Poleg tega na snežno mejo vplivajo tudi reliefne razmere, zlasti ekspozicija. Višina snežne meje se v gorskih območjih srednjih in visokih geografskih širin spreminja za nekaj sto metrov, kar je posledica količine padavin in ekspozicije oziroma posledično povezane prejete količine sončnega obsevanja. Najnižje je snežna meja na severovzhodnih ekspozicijah, kjer je količina sončnega obsevanja najmanjša, hkrati pa se zaradi prevladujočih jugozahodnih vetrov na teh območjih zadrži največ snežnih padavin (Benn, Evans, 1998). Snežna meja sovпада z mejo firna na toplih alpskih ledenikih, ki je enaka spodnji meji snega ob koncu ablaijskega obdobja. Na tovrstnih ledenikih je meja firna približek ravnovesni meji.

Talna strižna napetost (ang. basal shear stress) je napetost med območjem podlage ledenika in ledeniškim ledom, ki povzroča premikanje ledenika; je funkcija debeline ledu in naklona podlage (Mayhew, 2004).

Topli ledenik (ang. warm/temperate glacier) je ledenik, katerega temperatura ledu je, z izjemo zime, nad tališčem. Premikanje ledenika je povezano s pritiskom, ki proizvaja tanko plast vode na stiku med ledom in podlago (Allaby, 2002).

## 4.2. PREGLED LITERATURE O POLEDENITVI LOVČENA

Predhodne raziskave pleistocenske poledenitve so obravnavale le severni del gorskega masiva Lovčena, saj drugje raziskovalci niso identificirali sledov ledeniškega preoblikovanja. Prve raziskave o pleistocenski poledenitvi na Lovčenu segajo v začetek dvajsetega stoletja (De Regny, 1902; Cvijić, 1903), konec dvajsetega stoletja pa je bila objavljena zadnja znanstvena raziskava o poledenitvi območja (Menković, Đurović, 1993).

Prva poročila o ledeniških oblikah na Lovčenu sta v začetku dvajsetega stoletja objavila De Regny (cv:Vasović, 1955) in Cvijić (1903). De Regny (cv:Vasović, 1955) v okviru geološkega opisa območja navaja, da je severni del Lovčena ledeniško preoblikovan. Kasneje je Cvijić ugotovil, da so obstajali le manjši ledeniki, katerih oblike so bile zabrisane zaradi kraških procesov v holocenu. Podrobno je bila proučena dolina Njeguškega ledenika, kjer je imel ledenik izvorno območje v krnici Jezero in je potekal na sever proti Njeguškemu polju do nadmorske višine 950 metrov. Poleg krnice Jezero je bila na vzhodnem pobočju Jezerskega vrha identificirana še ena manjša krnica s toponimom Koprivni dolac. V slednji ni bilo identificiranih oblik ledeniškega preoblikovanja; v njej naj bi se zadrževal le firn. Na podlagi tega je Cvijić zaključil, da območje

Trešnje, ki se nahaja pod omenjeno krnico, ni bilo ledeniško preoblikovano. Sledovi poledenitve naj bi se torej nahajali le na severni strani; zaradi strmih naklonov ledenikov ni bilo na zahodni in vzhodni strani Lovčena. Na podlagj sledov poledenitve je bila ugotovljena pleistocenska snežna meja na nadmorski višini 1300 metrov. Ogromne količine proda, ki zapolnjujejo Cetinjsko polje, naj ne bi bile neposredno povezane z obstojem poledenitve. Razvejana rečna mreža in vodnatost potokov, ki so nanosili velike količine proda na Cetinjsko polje, naj bi bila posledica vlažnega podnebja v pleistocenu (Cvijić, 1903).

Približno pol stoletja kasneje je poledenitev Lovčena raziskoval Vasović (1955). Ob upoštevanju predhodnih raziskav je zaključil, da so se ledeniki na Lovčenu res nahajali izključno v njegovem severnem delu, saj naj bi bili geografska širina in nadmorska višina ključna dejavnika, ki sta preprečevala obsežnejšo poledenitev. Zavrnil je bil obstoj ledenika v Medžuvršju, ki je bil opisan že v začetku dvajsetega stoletja v De Regnyevi geološki monografiji (cv. Vasović, 1955). Ugotovljen je bil obstoj manjšega dolinskega ledenika na območju Trešnje, ki naj bi segal od krnice Koprivni dolac vse do vzpetine Kapa. Njeguški ledenik naj bi segal nižje od Cvijićevih ugotovitev vse do naselja Kopito in ne le do Rajičevičev, kot je trdil Cvijić. Ledeniške oblike na Njeguškem polju, ki jih je Cvijić definiriral kot ledeniške grbine, je dopolnil z razlago, da je obstajal ledenik iz starejše faze poledenitve, ki je segal dlje od Kopita. Prav tako je več nivojev, ki jih je odkril v južnem in zahodnem delu krnice Jezero, med drugim interpretiral tudi kot posledico starejših poledenitvenih faz. S tem je nakazal, da je bilo območje Lovčena preoblikovano v večjih poledenitvenih fazah, za kar pa ni podal nadaljnjih razlag ali dokazov.

Ob koncu dvajsetega stoletja sta Menković in Đurović (1993) podrobneje proučila območje in izdelala morfografsko karto. Potrdila sta obstoj ledenika v Medžuvršju in ugotovila, da krnica tega ledenika ni ohranjena oziroma sploh ni obstajala. Nastanek tega ledenika pojasnjujeta z akumulacijami snega s pobočij Jezerskega vrha in Štirovnika.

### 4.3. FAZE PLEISTOCENSKE POLEDENITVE

Pleistocen in holocen sta predzadnja in zadnja epoha zgodovine Zemlje, ki sta združeni v periodo kvartarja. Začetek kvartarja je postavljen na 2,58 milijona let pred sedanostjo in se ujema z začetkom pleistocena, meja med pleistocenom in holocenom pa je postavljena na 11.700 let pred sedanostjo (Bavec, 2007).

Pleistocen je zaznamovan z velikimi klimatskimi nihanji. Poznavanje natančnega obsega in kronologije preteklih poledenitev je še vedno omejeno na predele nekdanje celinske poledenitve, medtem ko so mnoga gorska območja še neraziskana, kar še posebej velja za gorske masive v Sredozemlju.

Za opisovanje paleoklimatskih razmer na območju Lovčena bi bile primerne krajevno neodvisna izotopska kronostratigrafska klasifikacija in dve regionalni kronostratigrafiji (klasični alpski model razdelitve pleistocenskega obdobja ter kronostratigrafija Pindskega gorstva). Kronostratigrafija Pindskega gorstva je novejša (Hughes, 2004) in zato manj uveljavljena od alpske. Ustrezna je za primerjavo s podobno visokimi in od morja oddaljenimi sosednjimi gorstvi v vzhodnem Sredozemlju. Alpska delitev je predvsem morfostratigrafska in se jo zaradi slabe časovne kontrole v znanstveni literaturi opušča oziroma je bila že popolnoma opuščena. Le zaradi

intenzivnega raziskovanja na območju Alp, ki pogosto vsaj do neke mere temelji na korelacijah, je alpska delitev v praksi še vedno živa (Bavec, 2007). Alpsko kronostratigrafijo je privzela večina geografov v Sloveniji, poleg tega se uporablja tudi izven alpskih območij. Za razliko od alpske so v izotopski kronostratigrafski lestvici, ki temelji na razmerju izotopov  $^{18}\text{O}$  in  $^{16}\text{O}$ , ledene in medledene dobe geokronološko precej zanesljivo opredeljene (Žlebnik, 1990).

Kljub temu da bi bili izotopska kronostratigrafska lestvica zaradi krajevne neodvisnosti ali kronostratigrafska klasifikacija Pindskega gorstva zaradi primerljivih topografskih in paleoklimatskih značilnosti primernejši za določevanje pleistocenskih faz poledenitve, se v nadaljevanju uporablja bolj uveljavljeno alpsko kronostratigrafsko klasifikacijo. Le-ta je v strokovni literaturi bolj uveljavljena za Sredozemlje, hkrati pa odsotnost morfokronoloških analiz na območju Lovčena ne dovoljuje podrobnejše razprave o ledeniških dogodkih.

*Preglednica 1: Poenostavljena kronologija medledenih in ledenih dob v srednjem in zgornjem pleistocenu ter holocenu. S temnejšo barvo so označena medledena obdobja.*

Starost (ka)	Epoha	Stopnja	Morska izotopska stopnja (MIS)	Alpska kronostratigrafija	Kronostratigrafija Pindskega gorstva
11,5–	holocen		1		
73,9–11,5	pleistocen	zgornji pleistocen	2	würm	tymphian
83,0–73,9			3		
88,5–83,0			4		
104,5–88,5			5a		
111,0–104,5			5b		
126,6–111,0			5c		
289,6–126,6			5d		
244,2–289,9			5e		
303–244,2		srednji pleistocen	6	riss	vlasian
339–303			7		
362–339	8				
423–362	9			?	
478–423	10				
423–362	11		mindel-riss		
478–423	12		mindel	skamnellian	

### 4.3.1. ALPSKA KRONOSTRATIGRAFIJA

Prvih poskusov razdelitve kvartarja na ledene in medledene dobe sta se lotila Penck in Brückner (cv: Žlebnik, 1990). Na osnovi opazovanj ledeniških in fluvioglacialnih sedimentov sta pleistocensko obdobje razdelila na štiri velike poledenitve: gūnz, mindel, riss in wūrm ter na tri medledene dobe. Leta 1930 je Eberl dodal še eno starejšo ledeno dobo – donau, nato pa Schāfer še ledeno dobo biber (cv: Žlebnik, 1990). Tako je nastal klasični alpski model razdelitve pleistocenskega obdobja, ki se je močno uveljavil tako v Srednji Evropi kot drugod po svetu (Žlebnik, 1990). Zaradi intenzivnega raziskovanja na območju Alp, ki pogosto vsaj do neke mere temelji na korelacijah, je alpska delitev v praksi živa, toda pri njeni uporabi velja opozorilo, da je lestvica relativna in umerjena lokalno.

### 4.3.2. IZOTOPSKA KRONOSTRATIGRAFIJA

Po letu 1950 so začeli Američani raziskovati globokomorske sedimente na dnu oceanov. Na osnovi podatkov iz analiz o razmerju izotopov  $^{18}\text{O}$  in  $^{16}\text{O}$  v lupinah foraminifere Globorotalia so Emiliani in kasneje Shackleton in Opdyke ter Van Donk ugotovili, da se je od začetka kvartarja pred 2,58 milijona let zvrstilo vsaj petdeset ledenih in medledenih dob (cv: Žlebnik, 1990) ter okoli deset poledenitev in odgovarjajoče število toplejših medledenih dob v zadnjih 800.000 letih (cv: Hughes, 2004). Na podlagi izotopske kronostratigrafije, ki temelji na razmerju izotopov  $^{18}\text{O}$  in  $^{16}\text{O}$ , je pleistocen razdeljen na 102 morski izotopski stopnji (MIS). V uporabi ostaja tudi notranja delitev pleistocena, in sicer na spodnji, srednji in zgornji. Meja med spodnjim in srednjim pleistocenom se nahaja znotraj MIS 19, meja med srednjim in zgornjim pa na začetku MIS 5e, torej na začetku zadnjega (v Alpah riss-wūrm) interglaciala pred približno 126.000 leti pred sedanjostjo (Bavec, 2007).

### 4.3.3. KRONOSTRATIGRAFIJA PINDSKEGA GORSTVA

Na območju Pindskega gorstva v Grčiji so bila ugotovljena tri poledenitvena obdobja, na podlagi katerih je bila narejena regionalna kronostratigrafija. Najnižje sledove poledenitve v Pindskem gorstvu (Tymphi, 2497 m) so datirali z uporabo uranovih izotopov in ugotovili starost, večjo od 350.000 let. Poledenitveno obdobje, ki sovпада z MIS 12, so poimenovali Skamnellian (Hughes, 2004). V naslednjem poledenitvenem obdobju, poimenovanem Vlasian, so ledeniki segali do osrednjih delov dolin. To je bilo pred 127.000 leti oziroma pred zadnjim interglacialnim obdobjem v Grčiji, kar sovпада z MIS 6. Najmlajša poledenitev na Pindskem gorstvu, imenovana Tymphian, sovпада z MIS 5d–2. Poledenitev v obdobju Tymphian naj bi dosegla višek med 22.000 in 20.000 leti pred sedanjostjo (cv: Hughes, 2004).

## 4.4. METODOLOGIJA REKONSTRUKCIJE PLEISTOCENSKE POLEDENITVE

Raziskava sledov poledenitve gorskega masiva Lovčena je temeljila na podrobnem terenskem morfografskem kartiranju in morfometrični analizi ledeniških oblik. Kot rezultat podrobnega terenskega kartiranja je bila izdelana morfografska karta v merilu 1:25.000 celotnega območja, ki je bilo ledeniško preoblikovano. Na podlagi analize morfografskih in morfometričnih podatkov so bile identificirane in opisane geomorfne oblike, ki so značilne za poledenitev kraških območij, in rekonstruiran obseg poledenitve na širšem območju Lovčena.

Na območjih ledeniških pokrovov, kjer prihaja do manjše dinamike ledeniških erozijskih in akumulacijskih procesov, je bil obseg ledu, predvsem njegova debelina, rekonstruiran s pomočjo empiričnih enačb, ki jih navaja različna glaciološka literatura.

S pomočjo več empiričnih metod, ki temeljijo na rekonstrukciji ledenikov ali na morfometričnih terenskih podatkih o ledeniških akumulacijah, je bila rekonstruirana višina snežne meje na območju Lovčena v obdobju viška zadnje poledenitve. Tako so bile na podlagi terenskih morfografskih in morfometričnih podatkov ugotovljene osnovne paleoklimatske značilnosti proučevanega območja.

### 4.4.1. REKONSTRUKCIJA DEBELINE LEDENIKA

Rekonstrukcija debeline krmških, dolinskih in odtočnih ledenikov je bila izdelana na podlagi analize topografije in lege značilnih erozijskih in akumulacijskih geomorfni oblik, predvsem glaciogenih sedimentov, ram ledeniških dolin in očitnih erozijskih oblik na pobočjih. Za območja ledeniških pokrovov, kjer na površju ni mogoče jasno določiti višine in obsega ledenika, se je rekonstrukcija debeline ledu izdelala na podlagi Patersonove parabolične enačbe (Paterson, 1994), ki temelji na vrednostih strižne napetosti ( $\tau_b$ ) na stiku ledenika s podlago:

$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin\alpha$$

Kjer je  $\rho$  gostota ledeniškega ledu ( $900 \text{ kg/m}^3$ ),  $g$  težnostni pospešek ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ),  $h$  debelina ledu (izražena v metrih) in  $\alpha$  naklon površine ledenika (izražen v stopinjah).

Meritve na različnih ledenikih po svetu so pokazale, da se strižna napetost na stiku dolinskega ledenika in podlage običajno giblje med 50 in 150 kPa (Schilling, Hollin, 1981), medtem ko je vrednost za ledene ščite (ang. ice sheet) nižja in se giblje med 0 in 100 kPa (Nesje, Dahl, 2000). Vrednost 100 kPa je bila uporabljena na primeru rekonstrukcije platojskega ledenika Serra de Estrela na Portugalskem (Vieria, 2008) in na platojskih ledenikih v Skandinaviji (Evans et al., 2002). Prav tako je bila ista vrednost uporabljena na ledeniškem pokrovu v severnem delu Skalnega gorovja (Locke, 1995). Glede na omenjene podatke je bila pri rekonstrukciji debeline ledeniških pokrovov uporabljena vrednost  $\tau_b = 100 \text{ kPa}$ , ki predstavlja dober približek pri modeliranju ledu kot popolne plastične snovi (Paterson, 1994).

Ob znani strižni napetosti je mogoče izračunati največjo debelino ledenika na poljubnem prečnem preseku vzdolžnega profila ledenika. Zaradi specifičnih mehanskih lastnosti ledeniškega ledu imajo vzdolžni profili ledeniških pokrovov obliko parabole. Debelino ledu na posamezni točki vzdolž profila ledenika smo tako izračunali na podlagi parabolične enačbe (Paterson, 1994):

$$h = (2 \cdot \tau_b \cdot L / \rho \cdot g)^{0.5}$$

Kjer je  $h$  debelina ledu (izražena v metrih),  $\tau_b$  strižna napetost na bazi ledenika,  $L$  horizontalna oddaljenost točke od ledeniškega čela (izražena v metrih),  $\rho$  gostota ledeniškega ledu ( $900 \text{ kg/m}^3$ ) in  $g$  težnostni pospešek ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ).

Patersonovo parabolično enačbo lahko zapišemo na poenostavljen način:

$$h = k \cdot L^{0.5}$$

Kjer je  $h$  debelina ledu (izražena v metrih),  $L$  horizontalna oddaljenost točke od ledeniškega čela (m) in  $k$  konstanta, ki je odvisna od vrednosti strižne napetosti (Nesje, Dahl, 2000). V našem primeru je bila uporabljena konstanta 4,7, ki ustreza vrednosti strižne napetosti 100 kPa. Patersonova parabolična enačba je bila aplicirana na množico točk na ledeniškem pokrovu, pri čemer se je na podlagi horizontalne oddaljenosti od ledeniškega čela izračunala debelina ledu za vsako točko posebej. Na posamezni točki sta bili izračunana debelina ledu in nadmorska višina reliefa sešteti in s tem je bila dobljena paleotopografija ledeniškega pokrova v času viška zadnje poledenitve. Izračunana paleotopografska situacija je bila nato korigirana na območjih odtokanja odtočnih ledenikov ali na pobočjih z večjo reliefno energijo (Paterson, 1994; Rea et al., 1998).

#### 4.4.2. REKONSTRUKCIJA SNEŽNE MEJE

Rekonstrukcija snežne meje viška zadnje poledenitve je bila izdelana na podlagi morfografske analize. Obstoječe metode morfografskega določevanja snežnih mej je mogoče aplicirati le na dolinske ledenike. Ker sta bila na območju le dva dolinska ledenika (Njeguški ledenik in ledenik na območju Trešnje), ki sta imela akumulacijski del v krnicah, se je aplicirala metoda rekonstrukcije snežne meje zadnjega viška poledenitve le na ti dve dolini.

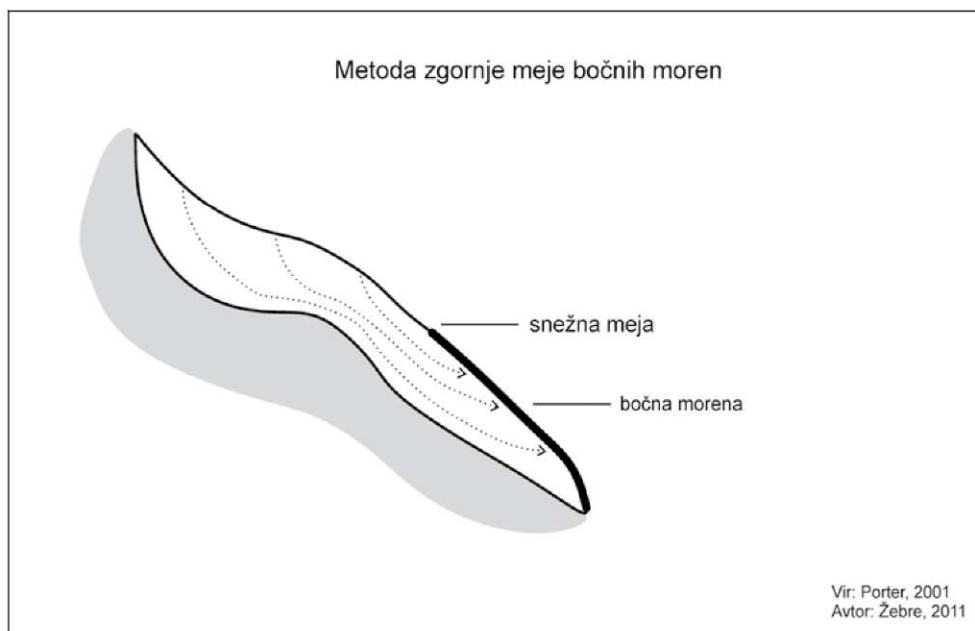
Uporabljene so bile štiri metode: metoda zgornje meje bočnih moren, metoda srednje višine ledenika, metoda relativne velikosti akumulacijskega dela ledenika ter metoda obtežene površine ledenika.

##### 4.4.2.1. Metoda zgornje meje bočnih moren

Metoda zgornje meje bočnih moren predpostavlja, da za ledenik v stabilnem stanju zgornja dolinska meja bočnih moren sovpada s snežno mejo. Ob dobro ohranjenih bočnih morenah nekdanjih ledenikov višina njihovih zgornjih mej predstavlja približek nekdanje snežne meje (Porter, 2000). Kljub temu da se je izkazala metoda za nezanesljivo na območjih alpskih dolin, kjer je bila večina moren presedimentiranih (Mierdeing, 1982), jo je mogoče aplicirati na glaciokraškem površju Lovčena, saj so zaradi odsotnosti postglacialnih fluvialnih procesov morene dobro ohranjene.



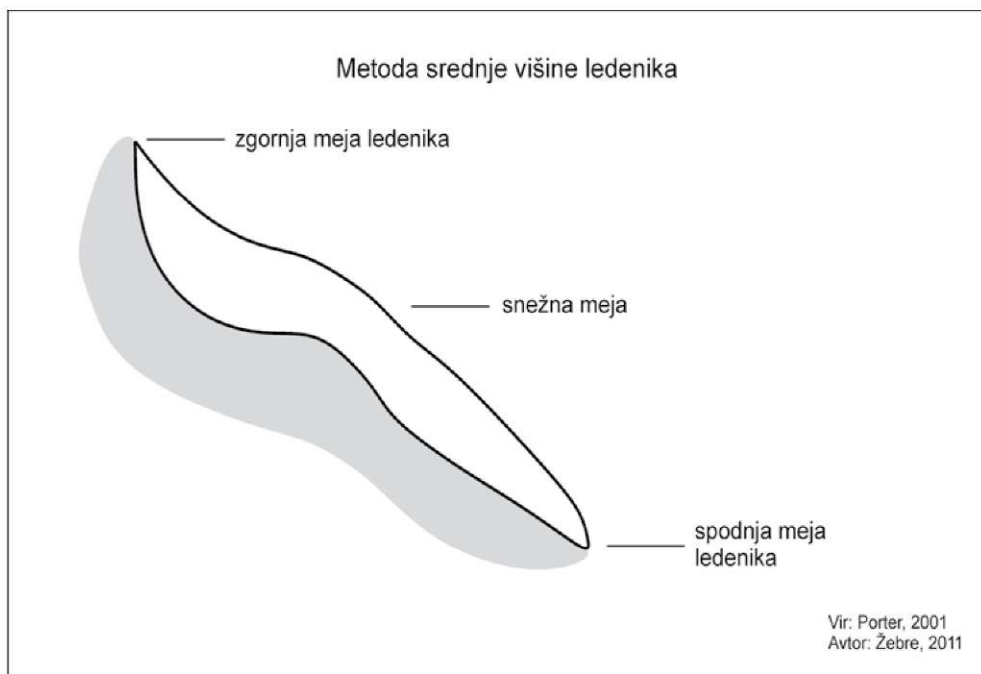
Slika 2: Metoda zgornje meje bočnih moren



#### 4.4.2.2. Metoda srednje višine ledenika

Uporaba srednje višine nekdanjega ledenika kot približek za nekdanjo snežno mejo je osnovana na empiričnih opazovanjih; meja ledeniškega firna na ledenikih zmernih geografskih širin na koncu ablacijskega obdobja je navadno na polovici ledenika. Metodo srednje višine je v teoriji lahko uporabiti, če so na razpolago dovolj natančni topografski podatki s predpostavko, da je imel nekdanji ledenik normalno porazdeljeno območje proti višinski krivulji. Čeprav je določevanje spodnje meje ledenika na podlagi čelnih moren ali fluvioglacialnih vršajev relativno enostavno, pa je določevanje zgornje meje nekdanjega ledenika na območju krnice precej subjektivno, kar lahko pripelje do napake od deset pa celo do nekaj sto metrov (Porter, 2000). Poleg tega se na podlagi empiričnih opazovanj na današnjih ledenikih domneva, da metoda srednje višine ledenika precenjuje vrednosti snežne meje (Nesje, Dahl, 2000).

Slika 3: Metoda srednje višine ledenika



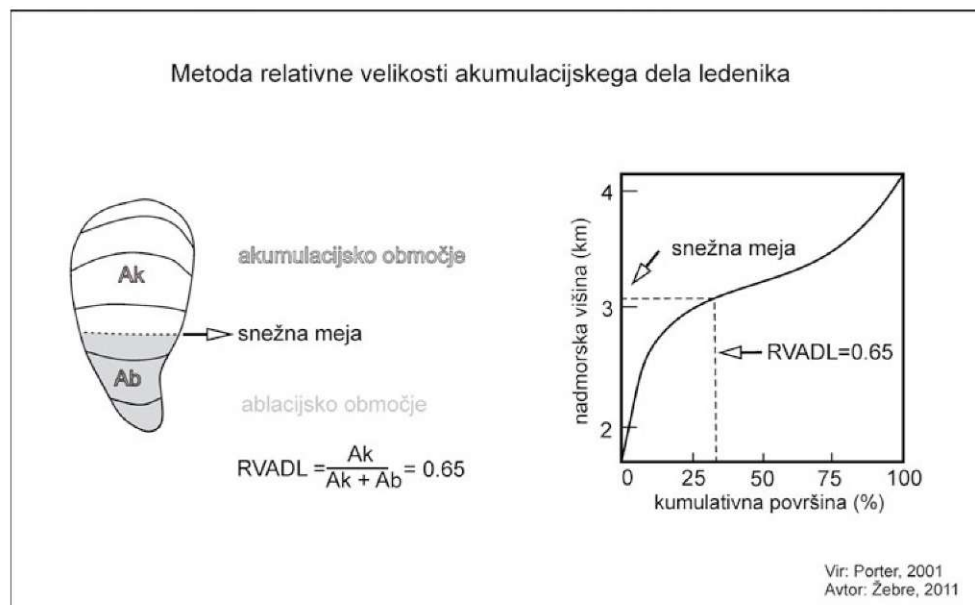
#### 4.4.2.3. Metoda relativne velikosti akumulacijskega dela ledenika

Relativna velikost akumulacijskega dela ledenika je razmerje med območjem ledeniške akumulacije ter vsote akumulacijskega in ablacijskega območja. Empirična proučevanja današnjih ledenikov so pokazala, da je relativna vrednost akumulacijskega dela ledenika v stabilnih pogojih običajno med 0,5 in 0,8 ( $0,65 \pm 0,15$ ), kar pomeni, da območje akumulacije zavzema približno dve tretjini celotnega ledenika. Toda obsežen drobirski plašč lahko izolira ledenik in močno zmanjša ablacijo (Clark, Clark, Gillespie, 1994). Ledeniki z drobirskim plaščem (ang. debris mantled glaciers) so relativno neobčutljivi na klimatsko segrevanje in napredujejo do nižjih nadmorskih višin kot ledeniki brez drobirskega plašča (Porter, 2000). V takšnih razmerah je površina akumulacijskega dela ledenika manjša, zato se njegova relativna vrednost giblje v razponu od 0,3 do 0,5 (Kirkbride, 1995).

Pri računanju nekdanje snežne meje z uporabo te metode so predpostavljene stabilni pogoji, obseg in topografija ledenika pa sta določeni na podlagi terenskih morfografskih in morfometričnih podatkov. Ledeniško površje se rekonstruira skladno z zakoni ledeniškega toka, kar pomeni, da je za ledenik v stabilnem stanju značilna konkavna oblika akumulacijskega dela in konveksna oblika ablacijskega dela. Stopnja konkavnosti in konveksnosti se povečuje s povečevanjem razdalje od snežne meje, ki jo predhodno določimo z metodo srednje višine ledenika. Na podlagi rekonstruirane topografije ledenika se nato izračuna površina med zaporednimi plastnicami. Le-ta se uporabi pri izdelavi kumulativne krivulje, ki grafično prikazuje višinsko razporeditev površine ledenika. Če predpostavljamo stabilno stanje, lahko snežno mejo določimo na podlagi grafikona (Porter, 2000).

Najbolj verjeten vir napake, ki se lahko pojavi pri tej metodi, je povezan s topografsko rekonstrukcijo nekdanjega ledenika. Nezanosljivi rezultati se pojavljajo predvsem pri velikih, kompleksnih ledenikih. V primeru majhnih ledenikov z normalno porazdeljeno kumulativno krivuljo so napake majhne. Na podlagi številnih raziskav (Osmaston, 1989; Torsnes, Rye, Nesje, 1993; Meierding, 1982) velja metoda relativne velikosti akumulacijskega dela ledenika za eno izmed najbolj zanesljivih metod za določevanje višine snežne meje nekdanjega ledenika.

Slika 4: Metoda relativne velikosti akumulacijskega dela ledenika



#### 4.4.2.4. Metoda obtežene površine ledenika

Metodo obtežene površine ledenika (ang. area-weighted mean-altitude) je leta 1891 vpeljal Kurowski (cv. Hughes, 2004), kasneje pa je bila za več kot pol stoletja opuščena. Ponovno je prišla v uporabo v 70. letih dvajsetega stoletja, ko sta jo uporabila Osmaston (cv. Hughes, 2004) pri raziskavah v Vzhodni Afriki in Sissons (1974) v Veliki Britaniji.

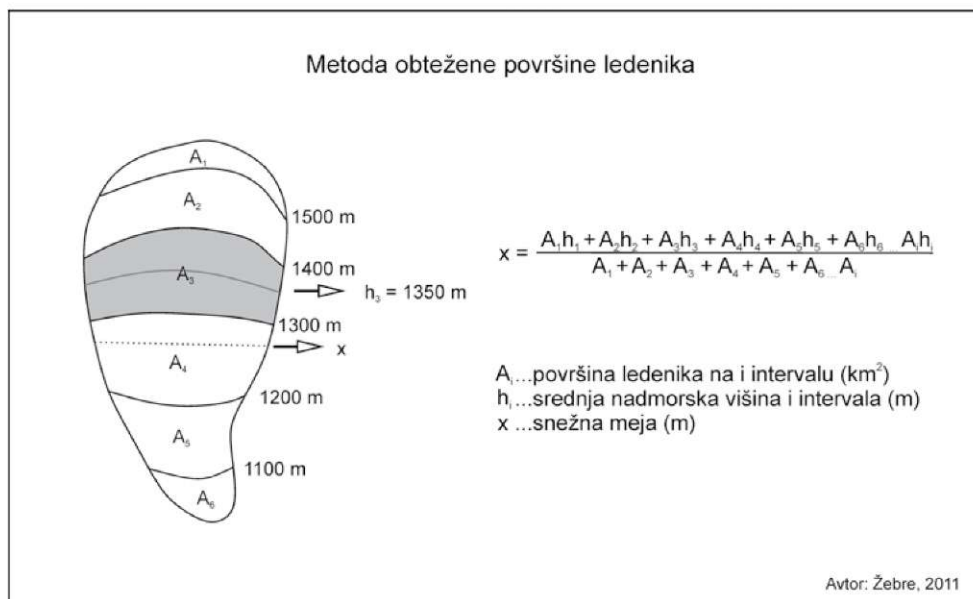
Če predpostavljamo, da sta akumulacijski in ablacijski gradient linearno povezana z nadmorsko višino, potem je nadmorska višina snežne meje odvisna od višinske razporeditve ledeniškega površja in jo lahko izračunamo na podlagi enačbe:

$$x = \frac{\sum_{i=0}^n A_i h_i}{\sum_{i=0}^n A_i}$$

Kjer je  $x$  nadmorska višina snežne meje (m),  $A_i$  površina ledenika na intervalu  $i$  med posameznima izohipsama ( $\text{km}^2$ ),  $h_i$  srednja nadmorska višina intervala  $i$  (m) in  $n + 1$  število intervalov (Sissons, 1974).

Metoda predpostavlja, da sta akumulacijski in ablacijski gradient enaka in linearno povezana z nadmorsko višino ledenika. Toda na današnjih ledenikih je akumulacijski gradient pogosto manjši od ablacijskega (Kaser, Osmaston, 2002), kar precenjuje vrednosti snežne meje, izračunane z metodo Kurowskega. Čeprav je metoda najbolj primerna za manjše krniške ledenike (cv: Hughes, 2004), je bila uporabljena tudi pri izračunih snežne meje za dolinske ledenike in manjše ledeniške pokrove na Britanskem otočju (Sissons, 1974; Ballantyne, 1989; Hughes, 2002).

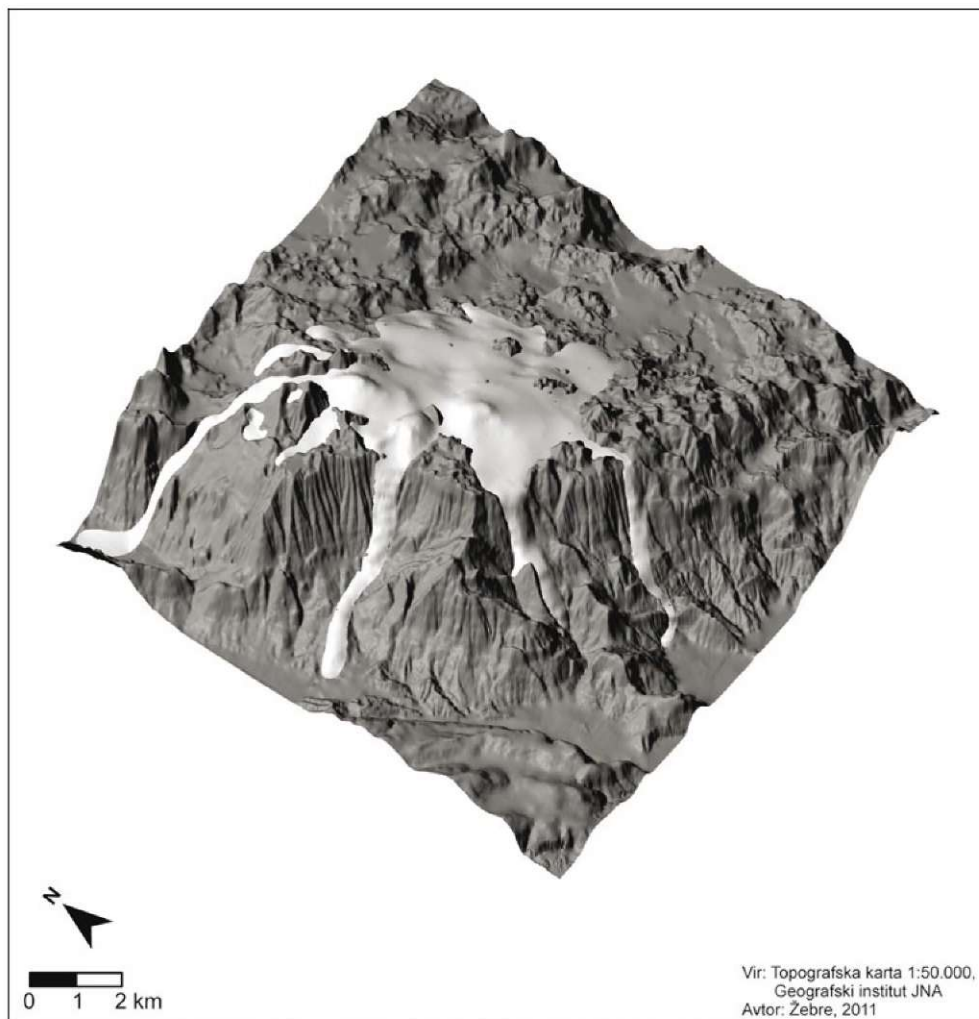
Slika 5: Metoda obtežene površine ledenika



## 4.5. REKONSTRUKCIJA VIŠKA ZADNJE POLEDENITVE NA LOVČENU

S podrobno morfografsko in morfometrično analizo Lovčena je bilo ugotovljeno, da je višje dele gorovja v würmu skoraj povsem prekrival led, iz katerega so se dvigali le najvišji grebeni in vrhovi. Celotna površina poledenitve je znašala okoli 54 km<sup>2</sup>. Identificirani so bili različni tipi poledenitve; osrednje območje so prekrivali ledeniški pokrovi, ob robovih pa so bili oblikovani dolinski, odtočni in krniški ledeniki. Ledeniki so se z gorovja gibal v štirih glavnih smereh: proti severu na Njeguško polje, proti vzhodu na Cetinjsko polje, proti severozahodu v Kotorski zaliv ter proti jugu v Budvanski zaliv.

Karta 5: Rekonstrukcija pleistocenske poledenitve na Lovčenu



#### 4.5.1. LEDENIŠKI POKROVI

Osrednji del Lovčena, od Štirovnika in Jezerskega vrha na severu ter do Huma na jugu, je prekrival obsežen ledeniški pokrov, ki ga delimo na tri manjše ledeniške pokrove.

Najsevernejši ledeniški pokrov na območju Ivanovih korit se je nahajal med Jezerskim vrhom, Štirovnikom, Babljakom in Trešteničkim vrhom. Površina ledeniškega pokrova je znašala okoli 4,5 km<sup>2</sup>, največja debelina pa okoli 300 metrov. Površje Ivanovih korit je oblikovano v dveh izrazitih nivojih. Višji nivo na severu je oblikovan na nadmorskih višinah od 1300 do 1325 metrov, nižji



nivo v južnem delu pa na nadmorski višini okoli 1220 metrov. Kraško površje Ivanovih korit je pretežno preoblikovala ledeniška erozija, ki je oblikovala ledeniške grbine. Ledeniška akumulacija se pojavlja zgolj v dneh posameznih kraških kotanj. Sledi ledeniške erozije in akumulacije se na pobočjih najvišjih vzpetin pojavljajo do nadmorske višine 1450 metrov.

*Slika 6: Največji ledeniški pokrov se je nahajal na območju Ivanovih korit.  
Avtor: Žebre, 2009*



*Slika 7: Planota Ravan, ki jo je pokrival najjužnejši izmed treh ledeniških pokrovov  
Avtor: Lipar, 2009*



Jugozahodno od Ivanovih korit je bil oblikovan manjši ledeniški pokrov na planoti Lokve. Obsegal je območje med Zverinjačkimi rupami na jugu, Trešteničkim vrhom na vzhodu in Babljakom na severu. Površina ledeniškega pokrova je znašala okoli 2 km<sup>2</sup>. Največja debelina ledu je bila okoli 270 metrov, in sicer v osrednjem delu Lokev, ki leži na nadmorski višini okoli 1270 metrov. V dnu kotanje so obsežna območja akumulacije drobnozrnatega sedimenta. Na pobočjih okoliških vzpetin se pojavljajo sledi ledeniške erozije in akumulacije vse do nadmorske višine 1400 metrov.

Najjužnejši izmed treh ledeniških pokrovov je pokrival planoto Ravan, ki se nahaja med Zverinjačkimi rupami na severu, Osmogrkom na vzhodu in Humom na jugu. Pokrov je obsegal območje s površino okoli 3,5 km<sup>2</sup>. Največja debelina ledeniškega pokrova je znašala okoli 260 metrov. Osrednja uravnava je oblikovana na nadmorski višini 1180 metrov. Območje je v glavnem preoblikovala ledeniška erozija, saj prevladujejo ledeniške grbine, posamezne kotanje pa so zapolnjene z drobnozrnatim sedimentom. Sledi ledeniškega preoblikovanja se pojavljajo do nadmorske višine 1290 metrov.

*Slika 8: Območje Lokev, kjer se je nahajal manjši ledeniški pokrov*

*Avtor: Stepišnik, 2009*



Iz ledeniškega pokrova je led odtekal proti robovom, kjer so se oblikovali odtočni ledeniki. Ker je bilo identificiranih mnogo sledov ledeniške erozije na območju ledeniških pokrovov, je osrednji del Lovčena prekrival topli ledenik, saj se le pri tovrstnih ledenikih pod ledeniškim pokrovom pojavlja ledeniška erozija (Evans, 2005).

#### 4.5.2. ODOČNI LEDENIKI

Največji del obsežnega ledeniškega pokrova v osrednjem delu Lovčena se je prelivaval v več jezicah odtočnih ledenikov proti vzhodu. Ledeniški pokrov z območja Ivanovih korit je odtekal v smeri proti Cetinjskemu polju preko grebena Presjeke na nadmorski višini okoli 1250 metrov. V tem delu je bil ledeniški jezik odtočnega ledenika širok 2 kilometra in visok okoli 200 metrov. Ledenik je nato drsel preko kraške uravnave na nadmorski višini okoli 1100 metrov. V tem delu, tik nad Cetinjskim poljem, se je ledenik razdelil na 5 manjših ledeniških jezicov, med katerimi so se oblikovale izrazite bočne morene, visoke tudi do 100 metrov. Fluvioglacialni material iz odtočnih ledenikov je zapolnil celotno Cetinjsko polje in del kraškega površja nad obodom polja.

S skrajnega južnega dela ledeniškega pokrova na območju Ravan je led prav tako odtekal v smeri vzhoda proti naseljema Bjelosi in Očiniči. V tem delu sta bila oblikovana dva odtočna ledenika. Večji se je nahajal na območju Srednjačkih poljan in je bil v zgornjem delu širok 1500 metrov, debelina ledenika pa je znašala okoli 100 metrov. Izrazite bočne morene, visoke do 80 metrov, se nahajajo v spodnjem delu iztekanja ledeniških jezicov. Manjši odtočni ledenik se je nahajal na območju s toponimom Probijeski do in je bil v zgornjem delu širok 1000 metrov in visok okoli 110 metrov. Ledenik je nato drsel med vzpetinama Želji-drug in Krst, na pobočju katerih je odložil bočne morenske nasipe. Fluvioglacialni material iz odtočnih ledenikov je delno zapolnil južni del Cetinjskega polja in kraški kotanji Očiniči in Ugnji.

*Slika 9: Kotorski zaliv*

*Avtor: Žebre, 2009*





Del ledu iz ledeniškega pokrova Lovčena je odtekal preko izrazite reliefne stopnje proti severozahodu v smeri Boke Kotorske. Reliefno najizrazitejše sledi odtočnega ledenika, ki se je napajal iz ledeniškega pokrova Ivanovih korit in se nadaljeval v obliki odtočnega ledenika proti Kotorju, so na območju s toponimom Medžuvršje. Medžuvršje se nahaja med Jezerskim vrhom in Štirovnikom ter ima obliko ledeniške doline, ki poteka v smeri jugovzhod–severozahod. Debelina ledu ob iztoku ledeniškega pokrova Ivanovih korit v ledeniško dolino je bila okoli 100 metrov, širina doline v tem delu pa je 600 metrov. Bočne morene se pojavijo v severozahodnem delu doline na območju Vučjega dola na nadmorski višini 1300 metrov, kar je okoli 110 metrov nad dnom doline. Ob zaključku obeh bočnih moren, na pregibu nad Kotorjem na nadmorski višini 1150 metrov, se začne izraziti erozijski jarek, ki je globoko zarezan v strmo pobočje nad Kotorjem. Led je zapolnjeval južni del Kotorskega zaliva, saj so sledi ledeniške akumulacije ohranjene 1,5 kilometra severno od Kotorja, kjer gradi morensko gradivo manjši polotok na vzhodni strani zaliva.

*Slika 10: Ledeniška dolina Medžuvršje*

*Avtor: Lipar, 2009*



Celoten ledeniški pokrov Lokev je odtekal le v smeri zahoda preko izrazite reliefne stopnje 950 metrov nižje. V zgornjem delu je bil širok 1 kilometer, debelina ledenika pa je znašala do 110 metrov. Izrazito območje ledeniške akumulacije se začne na nadmorski višini 350 metrov z dvema do 150 metrov visokima bočnima morenama, ki se zaključita na nadmorski višini okoli 70 metrov pri naselju Radanoviči.

Južni del ledeniškega pokrova na planoti Ravan se je prav tako stekal v več smeri. Proti jugozahodu je odtekal okoli 90 metrov visok in 900 metrov širok odtočni ledenik. Padal je preko strme

reliefne stopnje v smeri doline potoka Smokvice. Na pobočju je odložena obsežna akumulacija ledeniškega materiala, ki je ohranjen do nadmorske višine 400 metrov. Na nižjih nadmorskih višinah ni ohranjenih sledi ledeniške akumulacije, saj so bili nižji morenski nasipi najverjetneje fluvialno presedimentirani na Mrčevo polje.

Najjužnejši odtočni ledenik je odtekal iz ledeniškega pokrova Ravan preko planote Konjsko v smeri Budve. Največja debelina ledu na planoti Konjsko je znašala okoli 70 metrov. Za to območje je značilno grbinasto površje, saj ga je preoblikovala ledeniška erozija. Pod strmim reliefnim pregibom na nadmorski višini 1300 metrov so na pobočju ohranjene obsežne ledeniške akumulacije. Izrazite bočne morene se zaključijo na nadmorski višini 40 metrov v severnem delu naselja Budva. Večji del Budve se nahaja na fluvioglacialnem vršaju, ki se nadaljuje pod današnjo gladino morja.

*Slika 11: Izrazito obrušeno površje na predelu odtekanja odtočnega ledenika iz ledeniškega pokrova Lokve*

*Avtor: Žebre, 2009*





### 4.5.3. DOLINSKI LEDENIKI

Najizrazitejši dolinski ledenik na območju Lovčena je bil Njeguški ledenik. Potekal je od Jezerskega vrha na jugu proti Njeguškemu polju na severu. Na zahodu ga je omejeval greben Goliš, na vzhodu pa Završje. Dolina je dolga 2,5 kilometra in se zaključí nad južnim robom Njeguškega polja. Krnica ledenika je bila oblikovana v kraški kotanji s toponimom Jezero. Obod krnice je na nadmorski višini 1650 metrov, dno, v katerem je oblikovano plitvo jezero, pa na nadmorski višini 1340 metrov. Premer krnice je 500 metrov. Najvišje bočne morene so ohranjene na vzhodnem pobočju ledeniške doline na nadmorski višini 1340 metrov, kar je 70 metrov nad dnom doline. Na primerljivi nadmorski višini zahodnega pobočja ledeniške doline je v pobočju oblikovana manjša krnica, zaradi česar se bočne morene na zahodni strani doline začno pojavljati nižje, na nadmorski višini 1280 metrov. Pod stransko krnico s toponimom Pod jezero se v osrednjem delu ledeniške doline začneja srednja morena, visoka okoli 30 metrov. Ob zaključku obeh bočnih moren, na nadmorski višini okoli 1000 metrov, se začneta fluvio-glacialna vršaja, ki zapolnjujeta severni del Njeguškega polja.

*Slika 12: Zaključek ledeniške doline severno od Jezerskega vrha z izrazitima bočnima morenoma in fluvio-glacialnim vršajem v ospredju*  
 Avtor: Žebre, 2009



Manjši dolinski ledenik je bil oblikovan vzhodno od Jezerskega vrha, ki se je začel v manjši krnici in se po 1,8 kilometra iztekel v kotanji Trešnja. Najvišji del oboda krnice je na nadmorski višini 1650 metrov, dno pa na nadmorski višini 1350 metrov. Premer krnice je 400 metrov. Bočne morene se začnejo na nadmorski višini 1310 metrov. Proti vzhodu prehaja kotanja v nekoliko višje in intenzivno zakraselo kraško površje, kjer ni ohranjenih sledi ledeniškega preoblikovanja. Daljši dolinski ledenik je bil oblikovan tudi južno od Štirovnika v podolgovati kraški kotanji s toponimom Kuk. Potekal je od Babljaka na vzhodu proti zahodu, kjer se dolina zaključí s strmo reliefno stopnjo nad Katorskim zalivom. Ledeniška dolina je dolga 2,2 kilometra. Začne se v neizraziti krnici z obodom na nadmorski višini 1440 metrov, katere vzhodno pobočje je

izrazito ledeniško preoblikovano. Verjetno se je del ledeniškega pokrova z območja Ivanovih korit prelival čez greben in dotekal v ledeniško dolino. Bočni moreni se začenjata na obeh pobočjih doline na nadmorski višini 1390 metrov. V tem delu je dolina široka 700 metrov, debelina ledenika pa je znašala vsaj 40 metrov. Ob zaključku ledeniške doline je razdalja med bočnima morenoma le okoli 100 metrov. Med bočnima morenoma se na nadmorski višini okoli 1300 metrov začinja erozijski jarek, imenovan Zvjeronjak, ki se postopno pogloblja in nadaljuje proti Kotorskemu zalivu. Zaključí se na nadmorski višini okoli 100 metrov južno od Kotorja, kjer je oblikovan fluvio-glacialni vršaj.

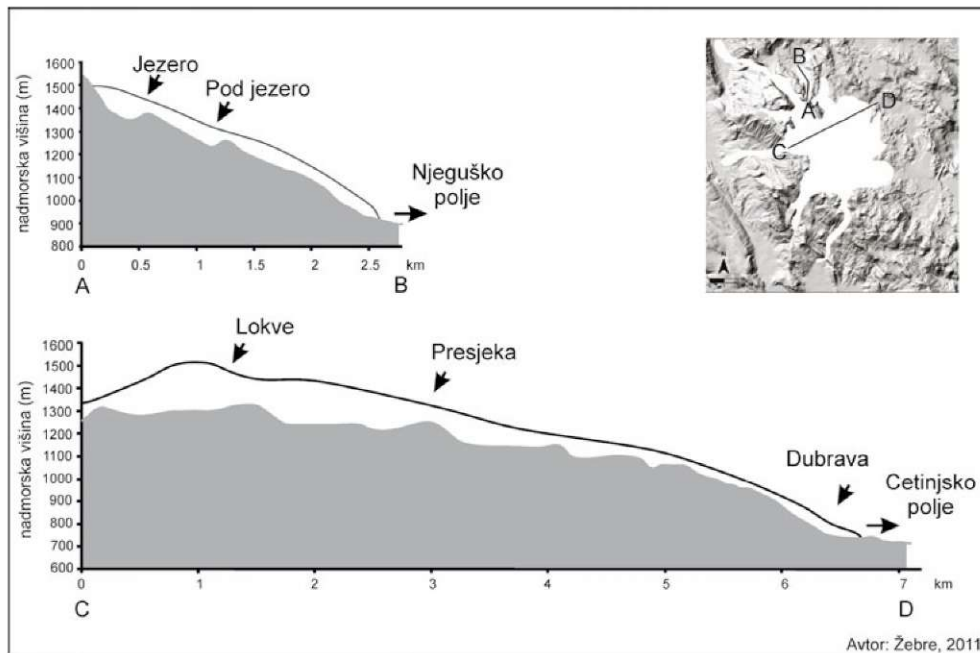
*Slika 13: Ledeniška dolina Kuk. Pogled proti zahodu.  
Avtor: Žebre, 2009*



*Slika 14: Greben, kjer je del ledeniškega pokrova z območja Ivanovih korit dotekal v ledeniško dolino Kuk. V ozadju je viden začetek doline v neizraziti kmici.  
Avtor: Stepišnik, 2009*



Slika 15: Prerez čez Njeguški ledenik in ledeniški pokrov Lokve



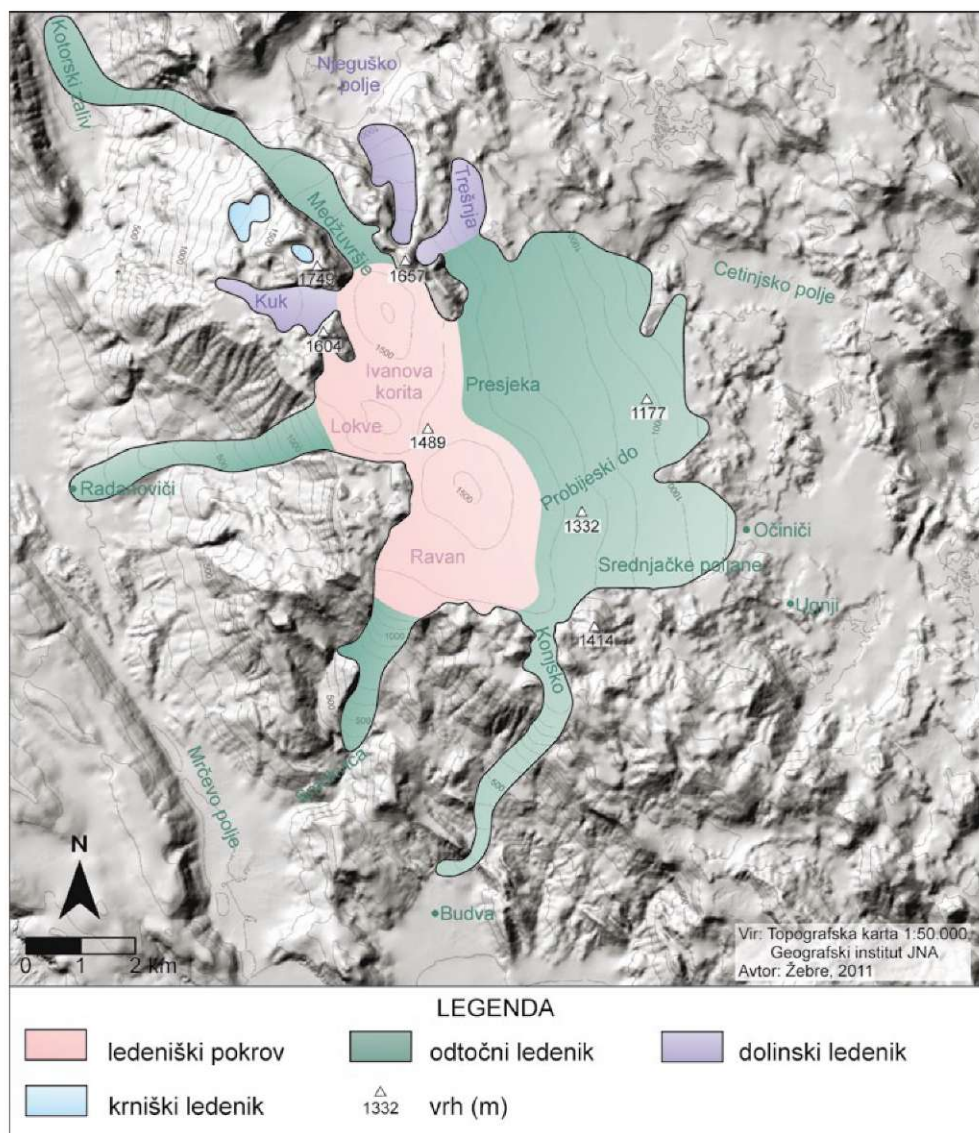
Avtor: Žebre, 2011

#### 4.5.4. KRNIŠKI LEDENIKI

Severozahodno od Štirovnika sta v strmem pobočju nad Kotsorskim zalivom oblikovani dve krnici, pod katerima ni oblikovanih ledeniških dolin. Južno krnico sestavljata dve manjši kraški kotanji. Najvišji del oboda krnice sega do nadmorske višine 1400 metrov. Severna krnica je sestavljena iz treh zaporednih kraških kotanj, najvišji del oboda pa je na nadmorski višini 1370 metrov. Premer južne krnice je 350 metrov, severne pa 750 metrov. Ob združitvi obeh knic je oblikovana manjša uravnava na nadmorski višini 1210 metrov. Zahodno od uravnave se nahaja 25 metrov visok greben čelnomorenske akumulacije. Na pobočju Lovčena pod uravnavo ni ohranjenih sledi ledeniške erozije ali akumulacije, torej je bil obseg ledenika omejen le na krnico. Na zahodni strani Štirovnika je tik pod vrhom oblikovana še ena krnica, ki se ne nadaljuje v tipični ledeniški dolini. Najvišji del oboda je na nadmorski višini 1680 metrov, premer krnice pa meri okoli 550 metrov. Sledi ledeniške erozije so ohranjene samo na območju krnice. Pod krnico relief postopno upada in po 500 metrih preide v intenzivno zakraselo površje, kjer ni ohranjenih sledi ledeniške erozije ali akumulacije.



Karta 6: Tipi poledenitve na Lovčenu



## 4.6. REKONSTRUKCIJA SNEŽNE MEJE OB VIŠKU ZADNJE POLEDENITVE

Rekonstrukcija snežne meje je najpreprostejša in najnatančnejša na geometrično enostavnih ledenikih (Porter, 2000). Zato je bila pleistocenska snežna meja na Lovčenu določena le v dolinah Njeguškega ledenika in ledenika na območju kotanje Trešnje, saj gre v obeh primerih za relativno preprosta dolinska ledenika. Po metodi zgornje meje bočnih moren je snežna meja segala do nadmorske višine 1310 metrov, po metodi srednje višine ledenika do nadmorske višine 1278 metrov in po metodi Kurowskega do nadmorske višine 1244 metrov. Pri metodi relativne vrednosti akumulacijskega dela ledenika so bile uporabljene vrednosti, ki se uporabljajo za ledenike z drobirskim plaščem. Pri tovrstnih ledenikih, ki so se nahajali tudi na Lovčenu, je površina akumulacijskega dela manjša kot pri ledenikih brez drobirskega plašča. Zato je bila namesto vrednosti 0,65 uporabljena nižja vrednost, kar pomeni, da je akumulacijski del zavzemal manj kot dve tretjini celotnega območja ledenika. Na podlagi vrednosti snežne meje, izračunane z ostalimi tremi metodami, ocenjujemo, da je akumulacijsko območje zavzemalo okoli 30 do 40 odstotkov ledenika in se je torej snežna meja po tej metodi nahajala na nadmorski višini od 1280 do 1328 metrov.

Izračunana višina snežne meje za Lovčen se med posameznimi metodami razlikuje in se giblje v razponu od 1233 do 1310 metrov. Izmed štirih uporabljenih metod za izračun snežne meje je za dolinske ledenike najmanj zanesljiva metoda Kurowskega, kar se je pokazalo tudi pri aplikaciji te metode na lovčenskih ledenikih. Zaradi kraškega površja so bočne morene dobro ohranjene, zato je metoda zgornje meje bočnih moren najbolj natančna metoda za določanje pleistocenske snežne meje na območju Lovčena. Rezultati analiz torej potrjujejo rezultate že starejših raziskav, s katerimi je bilo ugotovljeno, da je bila pleistocenska snežna meja na območju Lovčena na nadmorski višini okoli 1300 metrov (Cvijić, 1903).

Metoda zgornje meje bočnih moren se je prav tako izkazala za natančno pri izračunih snežne meje viška zadnje poledenitve na gorovju Orjen, ki se nahaja okoli 25 kilometrov severozahodno. Snežna meja na štirih dolinskih ledenikih v zahodnem delu Orjena je po metodi zgornje meje bočnih moren segala do nadmorske višine 1325 metrov (Stepišnik et al., 2009), kar je kljub drugačni ekspoziciji ledeniških dolin primerljivo z Lovčenom.

*Preglednica 2: Pleistocenska snežna meja Njeguškega ledenika in ledenika na območju Trešnje (ZMBM = zgornja meja bočnih moren, SVL = srednja višina ledenika, RVADL = relativna velikost akumulacijskega dela ledenika, OPL = obtežena površina ledenika)*

	ZMBM	SVL	RVADL (0,5)	RVADL (0,4)	RVADL (0,3)	OPL
Njeguški ledenik	1310 m	1235 m	1240 m	1280 m	1315 m	1231 m
Ledenik na območju Trešnje	1310 m	1320 m	1225 m	1280 m	1340 m	1257 m
Povprečje	1310 m	1278 m	1233 m	1280 m	1328 m	1244 m

Pleistocenska snežna meja je bila izračunana le za severni in severovzhodni del gorovja Lovčen. Na pobočjih z drugačno ekspozičijo zaradi različne količine sončnega obsevanja in regionalnega padavinskega gradienta prihaja do odstopanj v višini snežne meje. Na srednjih in visokih geografskih širinah se snežna meja najnižje spusti v severovzhodnih območjih, kjer je sončno obsevanje najbolj šibko, zaradi prevladujočih jugozahodnih vetrov pa se na teh območjih zadrži največ snežnih padavin (Benn, Evans, 1998). Na podlagi tega lahko trdimo, da pleistocenska snežna meja, ki je bila izračunana za severovzhodni del gorovja Lovčen, predstavlja tudi najnižjo pleistocensko snežno mejo na območju Lovčena.

## 4.7. OBSEG PREDWÜRMSKIH POLEDENITEV

Predhodne znanstvene raziskave na območju Lovčena so opredeljevale le eno fazo poledenitve (Cvijić, 1903; Menković, Đurović, 1993), kar so pojasnjevali z bližino morja in nadmorskimi višinami območja. Toda na podlagi rezultatov našega terenskega proučevanja je bilo ugotovljeno, da je na Lovčenu prišlo do več poledenitvenih faz, kar je prvi nakazal že Vasović (1955), vendar se podrobneje s tem ni ukvarjal niti ni navajal dokazov za svoje trditve.

Med našim terenskim delom so bile identificirane predvsem nesprijete ledeniške akumulacije, ki jih uvrščamo v zadnjo, würmsko poledenitev, nekatere litificirane ledeniške akumulacije pa uvrščamo v starejše faze poledenitve. Litificirano morensko gradivo, ki je najverjetneje dokaz predwürmske poledenitve, je bilo najdeno pod würmskimi akumulacijami ali na območjih, do kamor sledovi würmske poledenitvene faze ne segajo.

Predwürmske akumulacije so bile v okviru naše raziskave najdene nad Bajicami v severozahodnem delu Cetinjskega polja, v južnem delu Njeguškega polja ter nad Radanoviči severno od Mrčevega polja. Sprijete morene se nahajajo na nižjih nadmorskih višinah od nesprijetih, kar pomeni, da je bil obseg vsaj ene od predwürmskih poledenitev obsežnejši od zadnje, kar je v skladu z raziskavami poledenitev na območju Orjena in Pindskega gorstva (Hughes et al., 2010; Hughes, 2004).

Majhno število lokacij starejših litificiranih moren, ki so bile identificirane v okviru terenskega proučevanja, je rezultat nepreglednosti terena, intenzivnosti korozijskih in erozijskih procesov, ki so v veliki meri odstranili sediment, ter morja, ki je po pleistocenu preplaval morebitne akumulacije odtočnih ledenikov starejših poledenitev. Celotni sledovi zadnjega viška würmske poledenitve se mestoma niso ohranili, so zabrisani ali pa so nedostopni, kot na primer v dolini potoka Smokvica, kjer je fluvialna erozija popolnoma odstranila čelnomorenske akumulacije odtočnega ledenika s planote Ravan. Prav tako so sledovi zadnje poledenitve delno nedostopni zaradi morja, ki je v holocenu preplavilo del akumulacijskega območja odtočnega ledenika v Kotorskem zalivu.

Terenske raziskave so pokazale, da je v pleistocenu na Lovčenu prišlo do vsaj dveh faz poledenitve. Časovni okvir poledenitev brez natančnih datacij ne moremo določiti. Z ozirom na to, da na Lovčenu ni bilo datiranja starosti ledeniških sedimentov, lahko kronologijo sledov poledenitev primerjamo s podatki že opravljenih datacij poledenitev na primerljivih gorovjih na Balkanskem



polotoku. Kljub temu da literatura navaja različne podatke o starosti in številu poledenitvenih faz za različna območja na Balkanskem polotoku (eg. Djurović, 2009; Milivojević, Menković, Čalić, 2008; Milivojević, 2007), so bile dejanske radiometrične geokronološke analize ledeniških akumulacij opravljene le na Pindskem gorstvu (Hughes, 2004), na Šar planini (Kuhlemann et al., 2009) in na Orjenu (Hughes et al., 2010).

Na Orjenu in na Pindskem gorstvu je bila uporabljena uran-torijeva radiokronološka metoda, s katero so bili datirani sekundarni karbonati, ki tvorijo vezivo v cementiranih diamiktih oziroma diamiktutih. Na Orjenu je bil ugotovljen največji obseg poledenitve v času pred več kot 350.000 leti, kar je primerljivo z največjim obsegom poledenitve na Pindskem gorstvu ob koncu mindla (MIS 12) pred 480.000 do 430.000 leti. Naslednja srednjepleistocenska poledenitev na obeh gorstvih je bila ugotovljena v času konca rissa in začetka interglaciala riss-würm (MIS 6) pred 190.000 do 130.000 leti. Obseg te poledenitve je bil vsaj za polovico manjši od prejšnje. Zanimivo je, da v času med koncem mindla in koncem rissa (MIS 11-7) ni bilo ugotovljene poledenitve. Zadnja pleistocenska poledenitev na Pindskem gorstvu v pogorju Timfi in na Orjenu je bila ugotovljena v času würma (MIS 5d-2), a je bil obseg poledenitve izredno majhen (Hughes, 2004; Hughes et al., 2010).

Na Šar planini je bila z analizo zemeljskih kozmogogenih nuklidov  $^{10}\text{Be}$  datirana površina večjih eratičnih skal na bočno-čelno morenskih akumulacijah, ki so vsebovale kremenove minerale. Datirane akumulacije, na podlagi katerih je bila ugotovljena obsežna poledenitev ob koncu würma (MIS 2) pred 20.000 do 12.000 leti, niso cementirane. Starejše faze poledenitve na območju Šar planine niso bile ugotovljene (Kuhlemann et al., 2009).

Pri interpretaciji obeh radiometričnih morfokronoloških metod je potrebno upoštevati način in medij datacije. Uran-torijeva metoda, uporabljena na območjih Orjena in Pidskega gorstva, ugotavlja čas izločanja kalcitnih kristalov v vezivu diamiktov in ne čas njihove akumulacije. Najverjetneje so rezultati datacij ob koncu mindla in rissa, oziroma celo v obdobjih interglacialov, posledica cementacije ledeniških akumulacij v toplejših obdobjih in ne rezultat dejanskega časa poledenitve. To je najbolj očitno na primeru Orjena, kjer se pri datacijah ni upoštevalo obsežnih necementiranih ledeniških akumulacij, ker ne vsebujejo karbonatnega veziva, primerne za datiranje. Posledična dedukcija, da je bil v würmu obseg poledenitve izredno majhen, je torej rezultat odsotnosti karbonatnega veziva v würmskih akumulacijah in ne dejanskega stanja poledenitve. Čeprav metoda ne ugotavlja dejanske starosti poledenitve, lahko vseeno potrdimo prisotnost starejših poledenitvenih faz na območju Pidskega gorstva in Orjena. Za razliko od uran-torijevih datacij na območju Pidskega gorstva in Orjena je bil na Šar planini z metodo zemeljskih kozmogogenih nuklidov  $^{10}\text{Be}$  potrjen obstoj večjih ledenikov v zadnjem višku poledenitve. Kljub temu da metoda omogoča datiranje dogodkov do starosti 5 milijonov let (Haüselmann, 2007), mora biti površina datiranih vzorcev v primarni legi, zato starejše faze poledenitve na Šar planini niso bile dokazane.

Na podlagi primerjav s sosednjimi območji, kjer so bile opravljene različne datacije glaciogenih sedimentov, lahko zaključimo, da je na območju Lovčena potekalo več pleistocenskih faz poledenitev. Starejšim cementiranim ledeniškim akumulacijam lahko pripišemo mindelsko ali riško starost, medtem ko lahko večino nesprijetih akumulacij uvrstimo v obdobje würma, ki se je najverjetneje zaključil istočasno kot na območju Šar planine, in sicer pred 12.000 leti (MIS 2).

## 4.8. PRIMERJAVA PLEISTOCENSKIH POLEDENITEV MED GOROVJI V SREDOZEMLJU

Za obdobje pleistocena je znano, da so se preko severne Evrope in Alp razprostirali obsežni ledeniški pokrovi, medtem ko je za gorstva v Sredozemlju znanega precej manj. Kronologija in obseg pleistocenske poledenitve v Sredozemlju v večini primerov nista natančno določeni. V nadaljevanju so predstavljene dosedanje raziskave o pleistocenski poledenitvi na nekaterih gorskih območjih v Sredozemlju. Najnovejše raziskave (Hughes, 2004; Hughes et al., 2010) kažejo, da najobsežnejša pleistocenska poledenitev v zahodnem delu Balkanskega polotoka sega v čas pred würmom, medtem ko za večino gorovij v Sredozemlju velja, da so se najdaljši ledeniki oblikovali v zadnji ledeni dobi. Tako so v nadaljevanju zaradi specifičnih klimatskih značilnosti in geološke podlage izpostavljena območja Dinarskega gorstva vključno z Lovčenom. Mnogo raziskovalcev (eg. Messerli, 1967; Boenzi, Palmentola, 1997) je brez kakršnihkoli datacij morenskemu gradivu pripisalo würmsko starost oziroma ga uvrstilo v zadnji poledenitveni maksimum (MIS 2). Prav zato so primerjani podatki obsega in kronologije pleistocenskih poledenitev v gorovjih ob Sredozemlju upoštevani z določeno mero kritičnosti. Primerjava snežne meje različnih študij je zaradi razlik v metodologijah določevanja prav tako vprašljiva.

### 4.8.1. DINARSKO GORSTVO

Nekateri izmed najobsežnejših in najnižje segajočih pleistocenskih ledenikov na Dinarskem gorstvu so se oblikovali v obalnem predelu (Hughes et al., 2010), kjer se čelnomorenske akumulacije nahajajo pod 1000 metri nadmorske višine. Najnižji znani morenski nasip viška zadnje poledenitve v Sredozemlju je bil najden na nivoju morja v Kotorskem zalivu na zahodni strani Lovčena (Stepišnik et al., 2010). Prav tako so bile nizke nadmorske višine morenskih nasipov zabeležene na jugovzhodni strani Orjena, kjer so se pleistocenski ledeniki spustili do 500 metrov nadmorske višine (Hughes et al., 2010). Tudi rezultati raziskav v Severni Dalmaciji, Kvarnerju in na Velebitu (Marjanac, Marjanac, 2004) so pokazali izredno nizke nadmorske višine diamiktov, ki jim je bil pripisan ledeniški izvor:

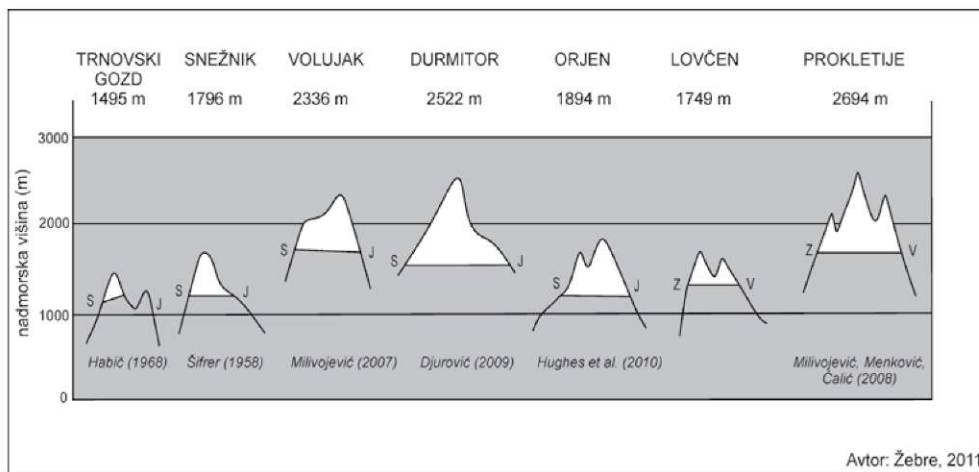
Na gorovju Orjen (1894 m) so bila na podlagi uran-torijeve metode datiranja ugotovljena tri obdobja pleistocenske poledenitve. Največji obseg poledenitve, ko je gorovje prekrival ledeniški pokrov velikosti okoli 165 km<sup>2</sup>, je bil datiran v čas mindla (Hughes et al., 2010). Snežna meja v mindelskem glaciale je segala do nadmorske višine 1256 metrov (Hughes et al., 2010). Stepišnik et al. (2009) je isti obseg poledenitve za zahodni del Orjena, kateremu je Hughes et al. (2010) določil mindelsko starost, uvrstil v zadnji poledenitveni višek. V najnižje najdenih morenskih nasipih, na podlagi katerih je bil določen največji obseg poledenitve na Orjenu, gradivo ni litificirano, kar najverjetneje pomeni, da te nasipi ne morejo biti starejši od würma. Vsekakor bo zaradi nasprotujočih morfo-kronoloških podatkov potrebno območje v prihodnje podrobneje proučiti.

Snežna meja na Orjenu v würmu se je po vsej verjetnosti nahajala na nadmorski višini okoli 1250 metrov (Stepišnik et al., 2009), medtem ko naj bi bila v mindlu nekoliko nižja (Hughes et al., 2010). V primerjavi z Lovčenom se je würmska snežna meja na Orjenu nahajala nekoliko

nižje, kar je posledica večje količine padavin; na Orjenu znaša okoli 5000 milimetrov na leto. To je tudi območje, kjer beležijo najvišje povprečne letne padavine v Evropi (Burić, Micev, 2008). Gorovje Velebit (1757 m) na Hrvaškem je v pleistocenu prekrival ledeniški pokrov, iz katerega je led odtekal po pobočjih, kjer so se oblikovali odtočni ledeniki (Bognar, Faivre, 2006). Jugozahodno od nekdanjega ledeniškega pokrova, na Velikem Rujnu, se na nadmorski višini od 840 do 950 metrov nahajata bočni moreni würmske starosti (Nikler, 1973). Pleistocenska snežna meja na Velebitu ni določena. Glede na lokacijo gorovja in višine najdenih morenskih nasipov (Marjanac, Marjanac, 2004) predvidevamo, da se je nahajala na podobni nadmorski višini kot na Lovčenu in Orjenu, tj. približno na 1300 metrih.

Na Durmitorju (2522 m) v Črni gori, na Volujaku (2336 m) na meji med Bosno in Hercegovino ter Črno goro ter v albanskem delu Prokletij (2694 m) so bile ugotovljene tri faze poledenitve (Djurović, 2009; Milivojević, 2007; Milivojević, Menković, Čalić, 2008). Na podlagi primerjave s sosednjimi gorstvi se domneva, da je najobsežnejša poledenitev na Durmitorju in Volujaku nastopila v würmu. Snežna meja na Durmitorju se je nahajala na nadmorski višini 1540 metrov (Djurović, 2009), medtem ko je na Volujaku segala nekoliko višje, in sicer do nadmorske višine 1700 metrov (Milivojević, 2007). Na Prokletijah se je snežna meja nahajala na nadmorski višini 1750 metrov (Milivojević, Menković, Čalić, 2008). Podobno kot na Durmitorju in Volujaku datacije glaciogenih sedimentov na Prokletijah niso bile narejene, zato se le predvideva, da največji obseg poledenitve sovpađa z riško ledeno dobo (Milivojević, Menković, Čalić, 2008). V primerjavi z Lovčenom je bila snežna meja na Durmitorju, Volujaku in Prokletijah precej višja, kar je posledica manjše količine padavin zaradi bolj celinske lege gorovij.

Slika 16: Primerjava pleistocenske snežne meje na gorskih masivih v Dinarskem gorstvu



Na območju Slovenije je o pleistocenski poledenitvi izven alpskega območja znanega malo, saj študije ne temeljijo na sodobnih tehnikah datiranja ledeniškega materiala. Na najsevernejših obronkih Dinarskega gorstva, na Snežniku (1796 m) in Trnovskem gozdu (1495 m) naj bi pleistocenska snežna meja segala do nadmorske višine okoli 1200 metrov (Šifrer, 1959; Habić, 1968). Snežna meja je bila na jugozahodnih pobočjih Trnovskega gozda za okoli 100 do

150 metrov višja kot na severnih pobočjih. Medtem ko je bila poledenitev na severni strani Trnovskega gozda precej obsežnejša od tiste na južni strani (Habič, 1968), je bilo na Snežniku ravno obratno, saj so se najdaljši ledeniki oblikovali na njegovi južni strani (Šifrer, 1959). Šifrer (1959) je na območju Snežnika, ki je bil v pleistocenu prekrit z ledeniškim pokrovom, našel sledi več poledenitvenih faz. Morensko gradivo, ki sovпада z največjim obsegom ledenika, je uvrstil v würmsko ledeno dobo. Najnovejše raziskave na Gomanjcah v jugozahodnem vznožju Snežnika (Marjanac, Marjanac, 2004), ki temeljijo na radiokarbonskem datiranju fluvio-glacialnega sedimenta, potrjujejo največji obseg poledenitve v würmu. Na Trnovskem gozdu ni bilo ugotovljenih več poledenitvenih faz, domnevna starost največjega obsega poledenitve pa naj bi bila, podobno kot na Snežniku, würmska (Habič, 1968). Zaradi nezanesljivih podatkov je primerjava snežne meje Trnovskega gozda in Snežnika z Lovčenom nesmiselna vse dokler ne bodo opravljene podrobnejše raziskave.

#### 4.8.2. GORSTVA V SREDOZEMLJU

Razširjenost in časovni okvir poledenitve Lovčena zaradi podobnih paleoklimatskih in reliefnih značilnosti primerjamo tudi z ostalimi gorstvi ob Sredozemskem morju. Gorski masiv Lovčena se nahaja na podobni geografski širini kot Apenini, gorovje na Korziki in Pireneji. Obstoj in obseg ledenika na katerikoli geografski širini je pogojen z nadmorsko višino gorovja in kontinentalnostjo (Benn, Evans, 1998), zato lahko naredimo primerjave tudi z ostalimi gorovji v Sredozemlju, kot so Šar planina, Pindsko gorstvo, Sierra Nevada, Primorske Alpe, Taurus, Atlas in Jbel Liban.

Na Šar planini v Makedoniji je snežna meja segala do nadmorske višine med 1900 in 2000 metri. Na podlagi datacije s kozmogennimi nuklidi je bilo ugotovljeno, da je bil največji obseg poledenitve v würmu. Kljub temu vprašanje starosti največjega obsega poledenitve ostaja odprto, saj nekateri podatki namigujejo na starejšo, bolj obsežno poledenitev (Kuhlemann et al., 2009).

Snežna meja v zadnjem poledenitvenem maksimumu naj bi na najvišjem gorskem masivu Primorskih Alp, Argenterii (3297 m), segala do nadmorske višine 1710 metrov (cv: Hughes, Woodward, Gibbard, 2006). Tudi na območju severnega Pidskega gorstva (2637 m) v Grčiji se je snežna meja nahajala na nadmorski višini okoli 1700 metrov. Obsežne študije s sodobnimi tehnikami datiranja na območju Pidskega gorstva so pokazale, da največji obseg tamkajšnje poledenitve uvrščamo v mindel (Hughes, 2004), medtem ko je bilo v Primorskih Alpah na podlagi korelacij ugotovljeno, da je snežna meja najnižje segala v würmu (Hughes, Woodward, Gibbard, 2006).

Snežna meja v času zadnjega viška poledenitve je na Gran Sassu (2912 m) v centralnih Apeninih segala do nadmorske višine 1750 metrov (Giraudi, Frezzotti, 1997). Novejše uran-torijeve datacije glaciogenih sedimentov na območju Gran Sassa nakazujejo, da je bila riška ali celo mindelska poledenitev obsežnejša od würmske (Kotarba et al., 2001). Prav tako se za celotno gorsko verigo Apeninov predvideva, da je bila vsaj ena predhodna poledenitev obsežnejša od würmske (Hughes, 2006). Tudi na Korziki (2710 m) je bilo ugotovljenih več faz poledenitve (Conchon, 1986), ki pa časovno še niso določene. Največji obseg poledenitve na Korziki pripisujejo würmu, ko je snežna meja segala do nadmorske višine 1500 metrov. Na

severozahodni in severni strani otoka se je snežna meja nahajala na 1400 metrih, v osrednjem območju na 1500 metrih in na sušnejši severovzhodni in toplejši jugozahodni strani na 1750 metrih (Kuhlemann et al., 2005). Najnižja pleistocenska snežna meja na Korziki je primerljiva s tisto na Lovčenu, čeprav najvišji vrhovi prejmejo le nekaj nad 2000 milimetrov padavin, medtem ko Lovčen prejme skoraj 5000 milimetrov padavin letno.

Najobsežnejša poledenitev na Iberskem polotoku je bila v Pirenejih (Calvet, 2004), precej obsežna poledenitev pa je bila ugotovljena tudi v Kantabrijskem in Kastilskem gorovju ter na nekaterih gorovjih na jugu Iberskega polotoka (Pérez Alberti, Valcárcel Díaz, Blanco Chao, 2004; Vieira, 2007). Višina snežne meje v Pirenejih se je močno razlikovala med zahodnim in vzhodnim delom. To je posledica količine padavin, ki je zaradi vpliva Atlantskega oceana višja na zahodni kot na vzhodni strani. Še večja nesimetričnost v snežni meji je bila med pobočji s severno in južno ekspozicijo, saj so bili ledeniki v južnih, španskih Pirenejih, precej krajši od severnih v francoskih Pirenejih, kjer so bili tudi najdaljši ledeniki (Calvet, 2004). Snežna meja v vzhodnih Pirenejih je bila na severni strani na 1600 metrov (Calvet, 2004), na južni pa 2000 metrov nad današnjo morsko gladino (Delmas, Calvet, Gunnelli, 2009). Na zahodni strani Pirenejev je bila snežna meja na nadmorski višini med 1200 in 1300 metrov (Calvet, 2004), kar je primerljivo s snežno mejo na Lovčenu. Kronostratigrafija Pirenejev zaradi pomanjkanja datacij še ni bila analizirana, zato prihaja do precejšnjih odstopanj glede časovne interpretacije največjega obsega poledenitve. Zadnje raziskave v španskih Pirenejih (Pallàs et al., 2006; Delmas et al., 2008), narejene na podlagi datacije s kozmogennimi nuklidi, postavljajo največji obseg pleistocenske poledenitve v würm, medtem ko nekatera starejša opažanja v francoskih Pirenejih (cv: Pallàs et al., 2006; cv: Calvet, 2004) kažejo na večjo starost. Najobsežnejši znani ledenik na Iberskem polotoku, izven gorske verige Pirenejev, se je nahajal v Nacionalnem parku Lago de Sanabria na severozahodu Španije. Ledeniški pokrov na Sierrri Segunderi in Sierrri de la Cabrera naj bi zavzemal 440 km<sup>2</sup>, njegova snežna meja pa se je nahajala na nadmorski višini 1687 metrov. Z radiokarbonsko metodo je bilo ugotovljeno, da naj bi bil višek poledenitve v würmu. Poleg najobsežnejše sta bili ugotovljeni še dve mlajši poledenitveni fazi (Cowton, Hughes, Gibbard, 2009). Zaradi relativno majhne količine padavin v primerjavi z Lovčenom je bila snežna meja na Sierrri Segunderi in Sierrri de la Cabrera za okoli 400 metrov višja.

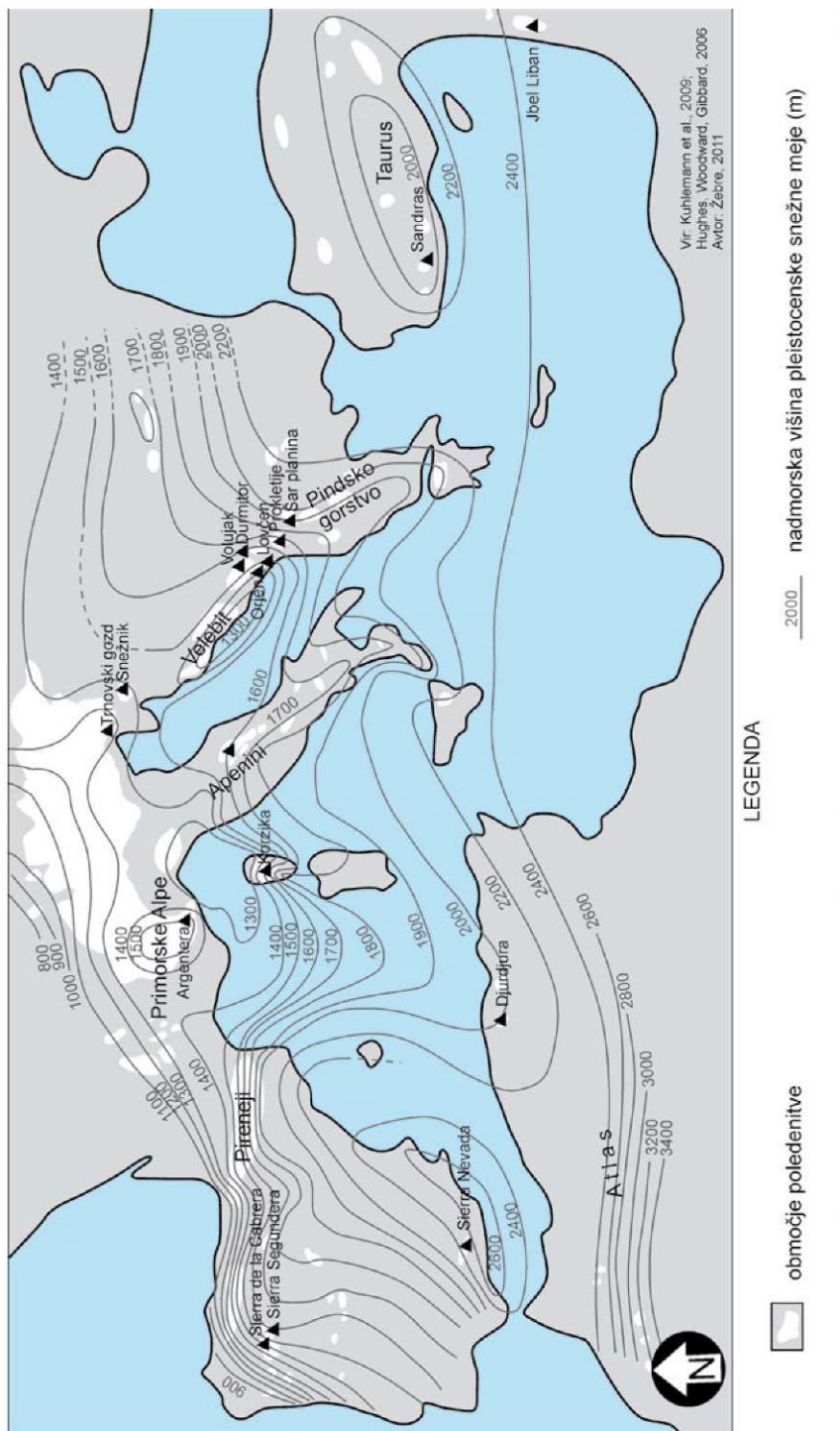
V nadaljevanju omenjeni gorski masivi so imeli zaradi precej nižje geografske širine v primerjavi z Lovčenom snežno mejo na višjih nadmorskih višinah. Obseg pleistocenske poledenitve in nadmorska višina snežne meje se med posameznimi gorskimi masivi na podobni geografski širini razlikuje predvsem zaradi kontinentalnosti in masivnosti gorovja.

Na Sierrri Nevadi (3482 m) naj bi snežna meja segala do nadmorske višine od 2100 do 2200 metrov, in sicer med največjim obsegom poledenitve v rissu. Prav tako naj bi na Sierrri Nevadi prišlo do treh poledenitvenih faz (Messerli, 1967). Toda datacije, na podlagi katerih bi lahko preverili omenjene hipoteze, niso bile opravljene. Na gorovju Jbel Liban (3088 m) v Libanonu se je snežna meja v obdobju največjega obsega poledenitve nahajala za okoli 300 do 400 metrov višje kot na Sierrri Nevadi (Messerli, 1967), medtem ko podatki o številu ledenih dob in njihovem kronološkem zaporedju niso znani.

Gorska veriga Taurus se razteza od gore Bey Daglari (3086 m) v jugozahodnem delu Turčije do gore Cilo Dagi (4168 m) v Kurdistanu. Zaradi obsežnosti gorske verige se je snežna meja med vzhodnim in zahodnim delom močno razlikovala. V zahodnem Taurusu je würmska snežna

meja segala do nadmorske višine od 2000 do 2400 metrov, medtem ko je v vzhodnem Taurusu segala višje, in sicer do nadmorske višine od 3000 do 3200 metrov (Sankaya et al., 2008). Na gori Sandiras (2294 m) v zahodnem Taurusu je snežna meja v času zadnjega poledenitvenega maksimuma segala do nadmorske višine 1975 metrov (Sankaya et al., 2008), kar je najnižja ugotovljena snežna meja na celotni gorski verigi. Višanje snežne meje od zahoda proti vzhodu je posledica naraščanja kontinentalnosti proti vzhodu in s tem upadanja količine padavin. Tudi na 2400 kilometrov dolgi gorski verigi Atlas v severozahodni Afriki, ki se razteza preko Maroka, Alžirije in Tunizije, je bila pleistocenska snežna meja na posameznih gorskih masivih neenotna. Po Awadu (1963) je pleistocenska snežna meja v Visokem Atlasu (4165 m) segala od 3300 do 3400 metrov visoko, medtem ko se je na nižjem Srednjem Atlasu (3340 m) nahajala na nadmorski višini 2800 metrov. Sledi pleistocenske poledenitve so bile evidentirane tudi v Telskem in Saharskem Atlasu (2326 m). Gorski masiv Djurdjura (2308 m) v Telskem Atlasu naj bi imel v času največjega obsega poledenitve snežno mejo na nadmorski višini 1900 metrov (cv: Hughes, Woodward, Gibbard, 2006), po Büdelu (cv: Messerli, 1967) na 2100 metrov. Najverjetnejša razlaga za neobičajno nizko nadmorsko višino snežne meje za te geografske širine (35° 15' s. g. š.) je preko 1500 milimetrov padavin na leto (največ v zimskem času), ki jo prinesejo zahodne zračne mase iznad Sredozemskega morja. Na Saharskem Atlasu, južno od Telskega, je bila zaradi bližine Sahare in majhne količine padavin poledenitev omejena (Hughes, 2004).

Karta 7: Višina pleistocenske snežne meje v Sredozemlju





Preglednica 3: Primerjava najnižje ugotovljene pleistocenske snežne meje in obdobje poledenitve med gorskimi masivi v Sredozemlju (\* podatki niso podprti z nobeno izmed datacijskih metod, ampak temeljijo le na korelacijah)

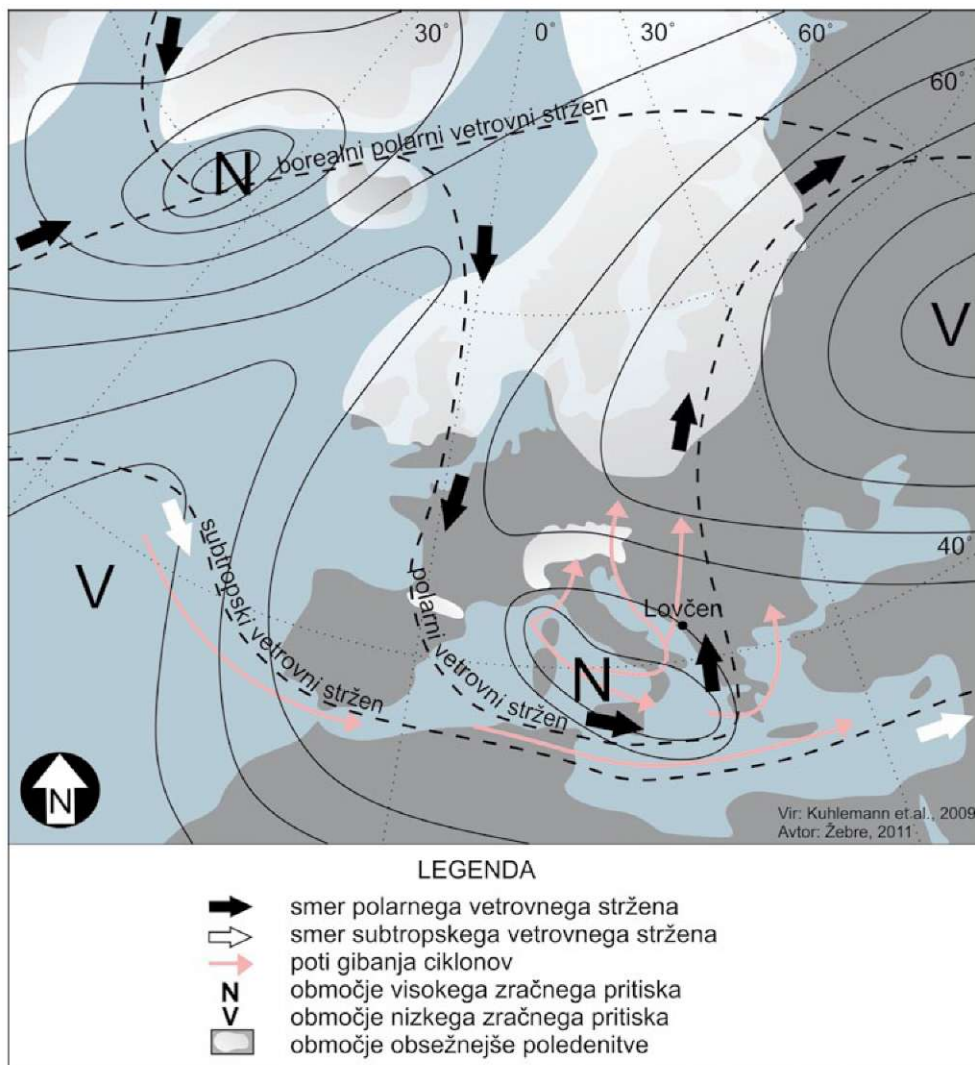
Gorovje	Severna geografska širina	Nadmorska višina snežne meje (m)	Obdobje poledenitve
Korzika (2710 m)	42° 20'	1500 (Kuhlemann et al., 2005)	würm (Kuhlemann et al., 2005)
Apenini (2912 m)	42° 30'	1750 (Giraudi, Frezzotti, 1997)	würm* (Giraudi, Frezzotti, 1997)
Pireneji (3404 m)	42° 30'	1200–1300 (Calvet, 2004)	würm* (Calvet, 2004)
Sierra Segundera, Sierra de la Cabrera (2126 m)	42° 15'	1687 (Cowton, Hughes, Gibbard, 2009)	würm (Cowton, Hughes, Gibbard, 2009)
Sierra Nevada (3482 m)	37° 05'	2100–2200 (Messerli, 1967)	riss* (Messerli, 1967)
Primorske Alpe (3297 m)	44° 25'	1710 (cv: Hughes, Woodward, Gibbard, 2006)	würm* (cv: Hughes, Woodward, Gibbard, 2006)
Pindsko gorstvo (2637 m)	39° 50'	1700 (Hughes, 2004)	mindel (Hughes, 2004)
Jbel Liban (3088 m)	34° 15'	2500 (Messerli, 1967)	?
Zahodni Taurus (2295 m)	37° 05'	1975 (Sarikaya et al., 2008)	würm (Sarikaya et al., 2008)
Telski Atlas (2308 m)	35° 15'	1900 (cv: Hughes, Woodward, Gibbard, 2006)	?
Orjen (1894 m)	42° 35'	1256 (Hughes et al., 2010)	mindel (Hughes et al., 2010)
Prokletije (2694 m)	42° 25'	1750 (Milivojević, Menković, Čalić, 2008)	riss* (Milivojević, Menković, Čalić, 2008)
Velebit (1757 m)	44° 35'	?	würm* (Nikler, 1973)
Durmitor (2522 m)	43° 10'	1540 (Djurović, 2009)	würm* (Djurović, 2009)
Volujak (2336 m)	43° 15'	1700 (Milivojević, 2007)	würm* (Milivojević, 2007)
Šar planina (2748 m)	42° 10'	1900–2000 (Kuhlemann et al., 2009)	würm (Kuhlemann et al., 2009)
Trnovski gozd (1495 m)	45° 60'	~ 1200 (Habič, 1968)	?
Snežnik (1796 m)	45° 40'	~ 1200 (Šifrer, 1959)	würm (Marjanac, Marjanac, 2004)



### 4.8.3. VPLIV PLEISTOCENSKE ZRAČNE CIRKULACIJE NA VIŠINO SNEŽNE MEJE V SREDOZEMLJU

Najnižje pleistocenske snežne meje so bile ugotovljene na Korziki in v obalnem predelu Dinarskega gorstva. Takšno paleoklimatsko situacijo je mogoče pojasniti s cirkulacijo atmosfere v obdobju viška zadnje poledenitve, ki se je nekoliko razlikovala od današnje (Kuhlemann et al., 2009).

Karta 8: Skica domnevne zimske cirkulacije atmosfere v Evropi v obdobju viška zadnje poledenitve



V obdobju viška zadnje poledenitve se je polarna fronta v povprečju nahajala južneje kot danes in posledično je bila zimska cirkulacija atmosfere, ki je povzročala vdor polarnega vetrovnega stržena iz vzhodnega Atlantskega oceana v zahodno Sredozemlje in dalje proti jugovzhodu, bolj pogosta od današnje. Polarne zračne mase so v zahodno Sredozemlje prodirale preko območja med Pireneji in Alpami. Alpe so predvsem zaradi obsežne poledenitve predstavljale učinkovito bariero, zato so se zračne mase ob prodoru v Sredozemlje razhajale. Posledično so se na območju Genovskega zaliva razvijali cikloni, ki so se nato premikali v več smereh, in sicer proti Alpam na sever, proti jugovzhodu ter vzdolž Jadranske obale proti severu (Kuhlemann et al., 2009). Bolj pogosta ciklonska aktivnost nad Genovskim zalivom v pleistocenu je najverjetneje razlog za nizko pleistocensko snežno mejo na gorovju na Korziki.

Drugačno cirkulacijo atmosfere v srednjih geografskih širinah v obdobju viška zadnje poledenitve je pripisati majhnemu gradientu pritiska med azorskim maksimumom in islandskim minimumom, ki je preprečeval vdor zahodnikov, tipičnih za te geografske širine. Proti severu prodirajoče območje visokega zračnega tlaka med Azori in Islandijo je preusmerilo tok polarnega zraka v smeri črke »S« v zahodno Sredozemlje. To je bil razlog za vdor polarnega zraka v severozahodno Afriko, kjer je povzročal peščene viharje in vplival na razvoj ciklogenez nad puščavo. Poleg tega se je polarni vetrovni stržen močno približal subtropskemu in posledično se je puščavski zrak začel premikati preko Egejskega morja proti severovzhodu. To je tudi skladno z ugotovitvami, da je bilo v poledenitvenih obdobjih z vetrovi prinesenega veliko prahu iz Sahare v vzhodno Sredozemlje. Nad relativno toplim morjem v osrednjem in vzhodnem Sredozemlju so se puščavske zračne gmote mešale s polarnimi zračnimi gmotami, se navzele vlage in se premikale dalje proti severu (Kuhlemann et al., 2009). Po vsej verjetnosti je to glavni razlog za izdatne padavine na gorovjih ob vzhodni Jadranski obali (Orjen, Lovčen, Velebit) in posledično ene izmed najnižje segajočih pleistocenskih snežnih mej v Sredozemlju.

Na Lovčenu je bila ugotovljena ena izmed najnižje segajočih pleistocenskih snežnih mej v Sredozemlju. Razlog za tako nizko pleistocensko snežno mejo, ki je bila celo nižja kot na Korziki, je velika količina padavin. Le-ta je posledica bolj pogostih vdorov polarnega zraka v zahodno Sredozemlje, ki je povzročil transport vlažnih zračnih mas iz severozahodne Afrike in osrednjega Sredozemlja preko Grčije proti severu.

# 5. GLACIOKRAS LOVČENA

## 5.1. DEFINICIJE GLACIOKRASA

V geomorfološki literaturi se pojavljajo različne definicije glaciokrasa, za njegovo določitev pa avtorji uporabljajo različne kriterije. Boegli (cv: Kunaver, 1983) je med prvimi začel uporabljati termin glaciokraški ali ledeniško-kraški relief in v ospredje postavil predvsem laštasto strukturni značaj visokogorskega kraškega površja. Kunaver (1983) termin glaciokraški razume kot tip krasa, ki je zaradi poledenitve doživel specifičen razvoj površja in podzemlja in se pojavlja lahko v višjih kot tudi v nižjih višinah. Podobno je glaciokras s sopomenko ledeniški kras opredeljen v Geografskem terminološkem slovarju (2005), kjer gre za »kras v gorah ali na nižjih apnenčastih območjih, kjer se zaradi vplivov preteklih poledenitev prepletajo kraške in ledeniške oblike«. Po Huggettu (2007) je glaciokras tip površja, ki so ga oblikovali kraški in glacialni procesi, medtem ko Slovenska kraška terminologija opredeljuje glaciokras kot »površinski kras, ki je nastal ob delovanju kraških in glacialnih procesov« (Gams, 1973, 14). Isti avtor v svojem kasnejšem delu definira glaciokras kot kras, ki so ga oblikovali ledeniki ali njihov vodni odtok (Gams, 2004, 509). Najnovejša literatura, ki obravnava glaciokras (Stepišnik et al., 2009), ne poda njegove definicije. Kljub temu natančno opiše mehanizme oblikovanja in preoblikovanja specifičnih reliefnih, t. i. glaciokraških oblik, ki so posledica součinkovanja kraškega in glacialnega geomorfnege sistema. Geografski terminološki slovar (2005) opredeljuje glaciokraško obliko na dva načina. Po eni definiciji naj bi bila to »površinska kraška oblika, ki je nastala na ledeniško preoblikovanem površju karbonatnih kamnin«, po drugi pa »površinska kraška oblika, ki je bila preoblikovana zaradi erozijskega delovanja ledenika«.

Razlike pri opredeljevanju glaciokrasa se pojavljajo predvsem v tem, da ga nekateri avtorji definirajo izključno kot površinski kras in glaciokraške oblike le površinske oblike, medtem ko ga drugi definirajo kot tip krasa, ki je bil preoblikovan tudi podzemeljsko. Kljub temu da sta erozija kraških površinskih oblik in zarezovanje v kras najbolj uničujoči posledici ledeniškega delovanja na krasu (Ford, 1983), ne smemo izključiti pomembne vloge ledeniškega odtoka tudi pri preoblikovanju podzemlja, zato se nedvomno med glaciokraške oblike poleg površinskih uvrščajo tudi podzemne. Glede na večkratne poledenitve Ford in Williams (2007) razlikujeta med postglacialnimi, predglacialnimi, subglacialnimi, obglacialnimi in glaciokraškimi preoblikovanimi ledeniški ter poligenetskimi kraškimi oblikami na ledeniškem površju. Vse oblike, vezane na součinkovanje ledeniškega delovanja in kraškega geomorfnege sistema, so v nadaljevanju opredeljene kot glaciokraške.

## 5.2. GLACIOKRAŠKE ZNAČILNOSTI LOVČENA

Kraško območje Lovčena je bilo v pleistocenu izrazito preoblikovano z ledeniškim delovanjem. V tem času so nastale značilne oblike, ki so vezane na ledeniško delovanje, in oblike, vezane na součinkovanje ledeniškega delovanja in kraškega geomorfnege sistema. Ker po ledeniških dogodkih ni bilo procesa, ki bi bistveno preoblikoval erozijske dele ledeniškega površja ali presedimentiral glaciogene nanose, so se ohranile oblike, kakršne so bile ob koncu ledeniškega delovanja. Tako so se dobro ohranile vse ledeniške erozijske oblike, ki imajo zaradi delovanja kemične denudacije površje drobno razčlenjeno. Prav to součinkovanje daje območju značilnosti glaciokrasa. Prav tako je tip sedimentacije fluvio-glacialnih vršajev in oblikovanje nerazčlenjenih bočnih in čelnih moren vezan na poledenitev v kraškem okolju oziroma glaciokrasu.

Ledeniško površje se morfološko jasno loči na dva dela, in sicer na erozijsko in akumulacijsko območje. V zgornjem delu ledenikov prevladuje akumulacija ledu in posledična ledeniška erozija, tj. trganje in brušenje matične kamnine, medtem ko v spodnjem delu prevladuje ablacija ledu in akumulacija ledeniškega materiala. Na Lovčenu je območja ledeniških pokrovov in zgornje dele ledeniških dolin pretežno preoblikovala ledeniška erozija, medtem ko je območja odtočnih ledenikov oziroma spodnje dele ledeniških dolin preoblikovala ledeniška akumulacija. Zaradi delovanja različnih procesov so posamezne glaciokraške oblike tipične le za določena območja. Na območjih ledeniške erozije prevladujejo ledeniške grbine, preoblikovane s škrapljami in žlebiči, ter lašti, kotlički in vmesne kotanje, ki jih zapolnjuje uravnan ilovnat material. V pobočjih se nahajajo tudi številne jame s subhorizontalnimi ali vertikalnimi rovi. Akumulacijska območja večinoma prekriva ledeniški material, najznačilnejše oblike pa so fluvio-glacialni vršaji, bočne morene in bočno-čelno morenski kompleksi, med katerimi se mestoma nahajajo talne morene.

### 5.2.1. GLACIOKRAŠKE OBLIKE NA OBMOČJIH LEDENIŠKE EROZIJE

#### 5.2.1.1. Krnice

Krnica je polkrožna, v smeri po pobočju navzdol odprta in navzgor omejena kotanja s strmimi stenami. Krnica je ena izmed najznačilnejših ledeniških erozijskih oblik. Njeno oblikovanje je vezano predvsem na intenzivno zmrzalno preperevanje, deterzijo, detrakcijo in umik pobočij zaradi gravitacijskih procesov (Benn, Evans, 1998). Oblika krnic je v veliki meri odvisna od geološke zgradbe kamnine. Trdota, plastovitost in nezveznosti (razpoke, lezike) v kamninah imajo pomemben vpliv na učinkovitost ledeniške erozije (Hughes, Gibbard, Woodward, 2007). Ledeniške krnice, ki so dodatno poglobljene zaradi zakrasevanja, imenujemo kraške krnice (Geografski terminološki slovar, 2005). Kraška krnica je značilna reliefna oblika za Južne Alpe in Dinarsko gorstvo, kjer jo na južnem delu Dinarskega gorstva krajevno imenujejo do, na severnem delu pa navadno konta (Kunaver, 1983). Kraške krnice so navadno ozje, globlje in bolj zaprte od krnic na nekraških kamninah. To je posledica podledenškega trganja matične kamnine, ki je zaradi strukturnih lastnosti in kraškega odtoka že v osnovi bolj podvržena ledeniški eroziji (Hughes, Gibbard, Woodward, 2007). V pobočjih krnic se nahajajo obsežna melišča, medtem ko je v kraških krnicah njihov obseg omejen (Stepišnik et al., 2009).

Na Lovčenu so krnice prisotne predvsem v vrhnjih delih ledeniških dolin. Krnica Njeguškega ledenika je bila oblikovana v kraški kotanji s toponimom Jezero, pod katero se nahaja še ena manjša. Kjer se ena krnica nahaja nad drugo, govorimo o stopničasti krnici (Benn, Evans, 1998). Na primerljivi nadmorski višini zahodnega pobočja ledeniške doline je v pobočju oblikovana še

ena, manjša krnica. Vzhodno od Jezerskega vrha se nahaja manjša krnica, ki predstavlja izvorno območje Trešnjanskega ledenika. Vse tri krnice imajo obod na nadmorski višini okoli 1650 metrov in dno na nadmorski višini 1350 metrov. Neizrazita krnica z obodom na nadmorski višini 1440 metrov, katere vzhodno pobočje je izrazito ledeniško preoblikovano, se nahaja nad kraško kotanjo Kuk, ki jo je v pleistocenu zapolnjeval dolinski ledenik. Tudi na vzhodni strani doline Medžuvrše, jugozahodno od vrha Goliša, se nahaja ena neizrazita krnica, ki ima obod na nadmorski višini okoli 1580 metrov in dno na nadmorski višini 1420 metrov. Pod južnim pobočjem Babljaka se nahaja krnica z obodom na nadmorski višini 1600 metrov in dnom na nadmorski višini 1400 metrov.

Krnice na Lovčenu pa se nahajajo tudi tam, kjer pod njimi ni oblikovanih ledeniških dolin. Krnice, v katerih so bili oblikovani krniški ledeniki zahodno od Štirovnika, so oblikovane v tankoplastovitih apnencih, ki so mehansko manj odporni. Prav slabša odpornost matične podlage je najverjetneje pospešila proces oblikovanja krnic, čeprav se v njih ni akumulirala znatna količina ledu, ki bi odtekala v nižje predele in oblikovala ledeniške doline. Severozahodno od Štirovnika sta v strmem pobočju nad Kotorskim zalivom oblikovani dve krnici. Krnici sta približno enako veliki in nista ločeni z grebenom, zato govorimo o sestavljeni krnici (Benn, Evans, 1998). Južno krnico sestavljata dve manjši kraški kotanji, medtem ko je severna krnica sestavljena iz treh zaporednih kraških kotanj. Najvišji del oboda sega do nadmorske višine 1400 metrov, dno pa se nahaja na nadmorski višini 1220 metrov. Na zahodni strani Štirovnika je tik pod vrhom oblikovana še ena krnica, ki se prav tako ne nadaljuje v tipični ledeniški dolini. Krnica ima značilnosti konte, saj je dodatno poglobljena in bolj zaprta od ostalih krnic na Lovčenu. Najvišji del oboda je na nadmorski višini 1680 metrov, dno pa se nahaja na nadmorski višini 1540 metrov.

*Slika 17: Krnica pod vrhom Štirovnika, ki ima značilnosti konte*  
 Avtor: Stepišnik, 2009





### 5.2.1.2. Ledeniške grbine

Ledeniška grbina ali mutonirana skala je asimetrična vzpetina v živoskalni podlagi, ki ima obrušeno položno pobočje v smeri, od koder je prihajal ledenik, in razčlenjeno nasprotno, strmejše pobočje. Na strani, od koder je prihajal ledenik, je tlak večji in posledično v led zamrznjeni kosi skal intenzivno dolbejo v živoskalno podlago. Tu prihaja do brušenja kamnine, zato so pobočja položnejša, površje pa zglajeno, mestoma se pojavljajo raze. Na spodnji, nasprotni strani ledeniške grbine je tlak manjši, glavni proces preoblikovanja, ki ustvarja strma, nepravilna in razčlenjena pobočja, pa je trganje matične kamnine. Morfologija ledeniških grbin je odvisna od debeline in temperature ledu ter geološke zgradbe matične kamnine. Nahajajo se pravokotno na smer odtekanja ledenika in lahko merijo od manj kot 1 metra do nekaj 100 metrov (Benn, Evans, 1998).

Obstajata dve razlagi o nastanku ledeniških grbin, in sicer »klasična glacialna teorija« in »hipoteza o preperevanju«, ki sta najverjetneje komplementarni. Hipotezo o preperevanju opredeljuje ledeniške grbine kot podedovane reliefne oblike, nastale pred poledenitvijo, ki so bile le delno preoblikovane z ledeniško erozijo. Toda na mnogih območjih, predvsem na dnu krnic in ledeniških dolin, je njihov nastanek brez dvoma potrebno pripisati selektivni ledeniški eroziji, kar zagovarja klasična glacialna teorija (Benn, Evans, 1998).

Osrednji del Lovčena je prekrival topli ledenik, zato je bilo na območju ledeniških pokrovov identificiranih mnogo sledi ledeniške erozije oziroma ledeniških erozijskih reliefnih oblik. Najintenzivnejša ledeniška erozija je bila na območjih, kjer so ledeniški pokrovi prehajali v odtočne ledenike, saj je dinamika gibanja ledu v tem delu najintenzivnejša. Tako pospešeno oblikovanje ledeniških grbin poteka ob robovih ledeniških pokrovov. Ledeniške grbine so značilne tudi za tople dolinske ledenike majhnih debelin (Benn, Evans, 1998).

*Slika 18: Ledeniške grbine vzhodno od grebena Presjeka*

*Avtor: Žebre, 2009*



Na Lovčenu grbinasto površje prevladuje na Ivanovih koritih, Lokvi in Ravani, kjer so se nahajali ledeniški pokrovi. Še večja koncentracija ledeniških grbin se nahaja v zgornjem delu ledeniške doline Medžuvršje in Kuk, na planoti Konjsko, na grebenu Presjeke, na območju Srednjačkih

poljan ter ob robovih uravnjav Lokve in Ravan, kjer so ledeniški pokrovi prehajali v odtočne ledenike. Prav tako prevladujejo ledeniške erozijske oblike tudi v zgornjem delu doline Njeguškega ledenika, zlasti ledeniške grbine.

Zaradi delovanja površinske kemične denudacije so ledeniške grbine preoblikovane s škrapljami, žlebiči in kotliči, mestoma tudi z lašti, kar jim daje značilnosti glaciokraških oblik. Lašti se nahajajo le na položnejši strani ledeniških grbin, saj je značilno, da nastajajo na pretežno vodoravnih plasteh apnenca, ki so bile tekom pleistocena pod ledenikom. Njihov nastanek je povezan z vodo talečega se ledenika, ki je razjedala golo apnenčasto površje, ko se je led stalil, pa ga je dalje preoblikovala padavinska voda. Na Lovčenu najdemo lašte manjših dimenzij.

*Slika 19: Lašti na pobočjih doline Medžuvršje*

*Avtor: Žebre, 2009*

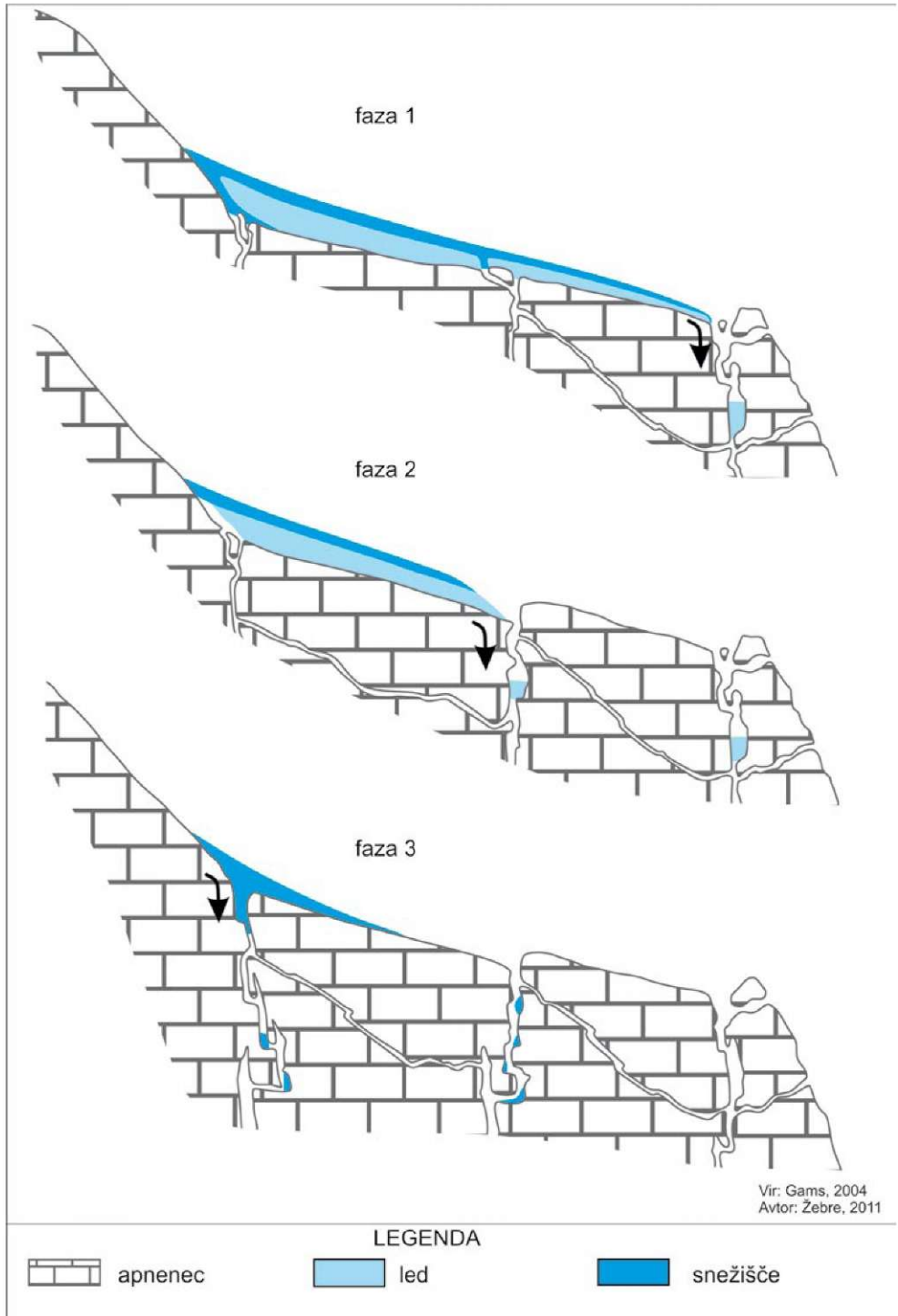


### 5.2.1.3. Kotliči in jame

Kotliči je skalnata globel okroglaste, podolgovate ali oglate oblike s premerom nekaj metrov, s strmimi stenami in snegom, ki se zadržuje v dnu večino leta (Kunaver; 1963). Genetsko so kotliči najverjetneje vhodi v brezna, ki so v dnu zapolnjeni s klastičnim materialom ali ledom.

Vertikalno oblikovane rove kraškega vodonosnika, ki jih ob odprtju stropa imenujemo brezna, oblikujejo padajoči snopi vode, ki nastajajo, ko se voda v vadozni coni zbira v curke. T. i. vadozna brezna se poglobljajo z udarjanjem prosto padajočih curkov agresivne vode na dna, kjer je zaradi pospešene izmenjave ionov med kamnino in vodnim telesom ob udarcu vode ob skalo proces raztapljanja najintenzivnejši. Brezna se lahko poglobljajo največ do piezometričnega nivoja. Višinska razlika med površjem in višino piezometra opredeljuje maksimalno globino brezen na območju.

Slika 20: Prikaz nastajanja brezen ob umikanju ledenika





Ledeniški odtok je v glaciokrasu glavni dejavnik za nastajanje brezen. Nastanek brezen ob umikanju ledenikov je nazorno prikazal Gams (2004):

- **Faza 1:** Ker je vhod v ponorno brezno večji del leta prekrit s snegom, so pod t. i. toplimi ledeniki skalne temperature malo nad lediščem. Kljub temu je marsikatero brezno v globini zaprto z ledom, ki nastaja zaradi zračnih povezav s hladnejšimi ustji.
- **Faza 2:** Umik ledenika do brezna, ki je prej nastajalo pod ledeniško razpoko in je zdaj glavni ponor ledeniškega odtoka. Zaradi zračnih povezav skozi špranje globlje v brezno je mestoma tudi tu temperatura pod lediščem, ker se sneg in led posipata v brezno in se talita šele na policah, tako da voda šele tu doseže karbonatno kamnino.
- **Faza 3:** Pod pobočjem se zadržuje le snežišče, ki ga redi sneg, kar povzroča pospešeno korozijo.

Jame in kotlički so reliefne oblike, ki nakazujejo na sprotno delovanje kraškega in glacialnega procesa, saj so ledeniške vode odtekale v kraški vodonosnik ob boku ledenika ali pod njim. Rezultat ledeniškega delovanja na krasu je prekinjena funkcijska povezava med reliefom in kraškim sistemom ter razrez predglacialnih jamskih sistemov. Na površinah z majhnim naklonom, ledeniško delovanje prizadene predvsem epikras in vrhnje dele jamskih sistemov. Na takih površinah najdemo veliko brezen, ki jim je ledeniška erozija odstranila vrhnje dele, medtem ko se številni jamski vhodi zaradi vertikalnega vrezovanja v kras odpirajo v stenah masivov (Klimchouk et al., 2006).

Na Lovčenu se številne jame s subhorizontalnimi ali vertikalnimi rovi nahajajo v pobočjih dolin, medtem ko se kotlički nahajajo v dneh erozijskih delov dolin kot tudi na višjih predelih ledeniških grbin ali živoskalnih pobočjih.

Jame na območju Lovčena niso bile podrobneje raziskane, najverjetneje pa je njihovo širjenje in v nekaterih primerih tudi nastanek jamskih rogov vezano na odvajanje ledeniške vode kakor tudi na odvajanje morebitne vode s snežišč v višjih delih pobočij ledeniških dolin. Zgornji odseki večine pregledanih vadoznih jam so vertikalni ali subvertikalni z različnimi premeri rogov. Globina vadozne cone na Lovčenu oziroma potencialna globina jam je od 1000 do 1500 metrov. Glaciogenih sedimentov nismo našli v nobeni izmed jam.

Na območju Lovčena se nahaja večje število globokih brezen, katerih nastanek je vezan na odtok ledeniške vode v kraški vodonosnik. En izmed takih je Duboki do, ki je z globino 506 metrov najgloblje brezno na Lovčenu in peto najgloblje v Črni gori (ASAK, 2011). Nahaja se v Petrovi Ljuti na planoti Krstac, kjer so v pleistocenu proglaialni tokovi odtekali v kras. Med globlja brezna na Lovčenu spada tudi Njogoš jama na Njeguškem polju z globino 383 metrov (ASAK, 2011). V njeni bližini je bila nedavno odkrita Žestoka jama z globino 101 meter (ASAK, 2011). Jama v Majstorih z globino 388 metrov (ASAK, 2011) se nahaja v pobočju kotanje Majstori in je bila v pleistocenu pod ledeniškim pokrovom, ki je pokrival planoto Ravan. Na vzhodnem pobočju Jezerskega vrha se nahaja Miloševa jama, severovzhodno od Vučega dola nad reliefno stopnjo nad Kotorjem pa Golubina jama. Obe sta se v pleistocenu nahajali neposredno ob robu ledenika.

## 5.2.2. GLACIOKRAŠKE OBLIKE NA OBMOČJH LEDENIŠKE AKUMULACIJE

### 5.2.2.1. Morene

Morena je ledeniška reliefna oblika, ki je nastala z odlaganjem ali preoblikovanjem sedimenta zaradi ledeniških procesov. Glede na procese, s katerimi je morensko gradivo ali til preoblikovano, in okolje, kjer je odloženo, razlikujemo več tipov morenskih nasipov (Encyclopedia of Geomorphology, 2004).

Bočne morene so akumulacijske ledeniške oblike ob robovih dolinskih ledenikov. Morensko gradivo je lahko z ledeniškim tokom prineseno z akumulacijskega na ablacijsko območje ledenika ali pa se material z združevanjem melišč in s skalnimi podori neposredno kopiči ob ablacijskem delu ledeniškega jezika (Benn, Evans, 1998). Ledeniški material v bočnih morenah je lahko poleg nadledenškega tudi podledenškega izvora, zato je morensko gradivo v tovrstnih morenskih nasipih posledično zelo spremenljivo (Bennet, Glasser, 2009).

Bočno-čelni morenski kompleksi (Evans, 2005) ali morene Ghulkinskega tipa (Owen, 1994), ki so tipične za ledenik Ghulkin v gorovju Karakorumu, so akumulacijske ledeniške oblike, ki se pričenjajo v pobočjih dolin in se nadaljujejo vse do iztekov nekdanjih ledeniških jezikov. Za razliko od bočnih moren se razdalja med morenama Ghulkinskega tipa proti iztočnim delom ledeniških dolin zmanjšuje. Tako čelno morenskih akumulacij v ledeniških dolinah ni oblikovanih. Tovrstna akumulacija ledeniškega materiala je tipična za ledenike z drobirskim plaščem (Embelton, King, 1969; Benn, Evans, 1998). Nastanejo v razmerah, ko so robovi ledeniškega jezika ustaljeni ali pa imajo majhno dinamiko premikanja. Večja količina pobočnega materiala ledeniške doline se kopiči ob ablacijskem delu ledeniškega jezika. Tovrstne morene so dovolj velike, da zajezijo tok ledenika in ga usmerjajo pri nadaljnjem napredovanju v smeri izteka bočnih moren.

Srednje morene so izrazite akumulacijske reliefne oblike na površju ledenika, vendar zaradi majhne količine morenskega gradiva in izpostavljenosti intenzivnim eksogenim procesom med taljenjem ledenika nimajo dobrega potenciala ohranitve. Srednje morene lahko nastanejo kot posledica ablacije, plazju, najpogosteje pa z združitvijo bočnih moren ob zlitju dveh ledenikov (Benn, Evans, 1998).

Talne morene so nepravilne akumulacijske reliefne oblike, odložene pod ledenikom. Njihova debelina redko presega 5 metrov, morensko gradivo pa vsebuje velik delež glinenih mineralov. Tovrstna akumulacija je značilna za kontinentalno poledenitev (Encyclopedia Britannica, 2011). Med neusmerjene podledenške reliefne oblike ali talne morene uvrščamo tudi nekatere eratične bloke (Hambrey, 1994). Kljub dejstvu da je večina eratičnih blokov odložena nad ledenikom (Hambrey, 1994), jih v nadaljevanju omenjamo v poglavju o morenah, saj se na območju Lovčena pogosto pojavljajo skupaj s talnimi morenami. Eratični bloki, eratiki ali balvani so večje, osamljene skale na območjih nekdanje poledenitve z drugačno kamninsko sestavo od okolja, kjer jih je odložil ledenik. Na ledeniku ali celinskem ledu lahko premagajo večstometrsko ali večkilometrsko razdaljo in so dobri pokazatelji nekdanjega obsega poledenitve (Encyclopedia Britannica, 2011).

Najvišja območja akumulacije v ledeniških dolinah na območju Lovčena predstavljajo bočne morene, ki se pričenjajo na pobočjih dolin in se nadaljujejo vse do iztekov nekdanjih ledeniških jezikov. Višina bočnih moren nad dno dolin znaša do 40 metrov ob zaključku kraške depresije Kuk, v dolini Njeguškega ledenika pa do 70 metrov, kar nakazuje na debelino ledenikov v

dolinah. V kotanji Trešnja, kjer se je nahajal manjši dolinski ledenik, so v njenem spodnjem delu oblikovane akumulacije manj izrazitih bočnih moren.

Morenski nasipi, ki so jih oblikovali odtočni ledeniki, so obsežnejši od tistih, ki so jih odložili dolinski ledeniki, kar je verjetno posledica daljše razdalje transporta, večje hitrosti premikanja odtočnih ledenikov in strmega prehoda iz ledeniškega pokrova v odtočni ledenik (Bennet, Glasser, 2009). Pri naselju Radanoviči se nahaja najboljšežnejši morenski nasip odtočnega ledenika, ki je pritekal iz ledeniškega pokrova Ravan. Morfologije morenskega nasipa ni moč razbrati, najverjetneje pa gre za bočni moreni, ki segata do 150 metrov visoko. Na območju Srednjačkih poljan, Lakovega kučista in v severnem delu naselja Budva je odtočni ledenik, ki je pritekal iz istega ledeniškega pokrova, odložil nekoliko nižje bočne morene, visoke do 80 metrov.

Bočne morene odtočnega ledenika, ki se je napajal iz ledeniškega pokrova Ivanovih korit, se nahajajo v severozahodnem delu doline Medžuvršje, kjer segajo okoli 110 metrov nad dnom doline. Odtočni ledenik iz ledeniškega pokrova Ivanovih korit je v obliki več ledeniških jezikov odložil serijo bočno-čelno morenskih kompleksov nad zahodnim robom Cetinjskega polja. Morenski nasipi segajo okoli 100 metrov visoko. Nastanek bočno-čelno morenskih kompleksov je odraz neenakomerne količine morenskega materiala iz talnih in bočnih moren. V erozijskem delu doline je zaradi številnih kraških kotanj učinek erozije na dolinsko dno manjši. Tako je na razpolago le omejena količina materiala za oblikovanje talnih moren, ki so kasneje odložene kot čelne morene. Nasprotno pa je veliko večji delež pobočnega materiala, ki se akumulira v obliki bočnih morenskih nasipov. Tovrstni morenski kompleksi nazorno kažejo na pomemben vpliv kraški kotanj na procese ledeniške erozije in akumulacije.

*Slika 21: Bočno-čelni morenski kompleksi nad Dubravo*

*Avtor: Stepišnik, 2009*



Bočne morene in bočno-čelni morenski kompleksi na proučevanem območju so zaradi kraškega površja dobro ohranjeni. Ker so proglacialni in postglacialni tokovi odtekali vertikalno v kras, niso erodirali znatne količine ledeniške akumulacije (Stepišnik et al., 2010).

Slika 22: Morenski material v Budvi  
 Avtor: Stepišnik, 2009



Na Lovčenu je bila identificirana le ena srednja morena, in sicer v dolini Njeguškega ledenika. Okoli 30 metrov visoka srednja morena se nahaja v osrednjem delu ledeniške doline pod krnico s toponimom Pod jezero. Nastala je z združitvijo dveh bočnih moren. Tovrstni tip srednjih moren gradi morenski material, ki genetsko pripada bočnim oziroma robnim morenskimi nasipom. Bočne morene imajo zaradi značilnosti morenskega gradiva večji potencial ohranitve od srednjih moren.

Največji obseg talnih moren na območju nekdanje poledenitve na Lovčenu se nahaja na kraškem površju Ivanovih korit. Tudi na ostalih območjih ledeniških pokrovov, ki jih je v pretežni meri preoblikovala ledeniška erozija, se mestoma pojavlja akumulacija manjših zaplat morenskega gradiva in eratičnih blokov. Na tem območju je bila aktivna akumulacija talnih moren, ki so podobne talnim morenam dolinskih ledenikov, vendar se zaradi krajše razdalje transporta in manjše dinamike gibanja ledeniških pokrovov pojavljajo v omejenem obsegu (Evans, 2005).

Talne morene se v precej manjšem obsegu kot na območju ledeniških pokrovov nahajajo tudi ob zaključku odtočnih ledenikov na območju uravnave Gorniči ter v spodnjem delu dolinskih ledenikov. Manjše akumulacije talnih moren so oblikovane v spodnjem delu kotanje Trešnja in med bočnimi morenami v dolini Njeguškega ledenika.



Slika 23: Talne in bočne morene v Vučem dolu ob zaključku ledeniške doline Medžuvršje  
Avtor: Žebre, 2009



Poleg tega je bila aktivna tudi akumulacija materiala iz podledeniških tokov, ki se pojavlja v dneh nekaterih kraških kotanj, ki jih danes zapolnjuje drobnozrnat material. Tako v talnih morenah kot v drobnozrnatem materialu podledeniških tokov najdemo sufozijske vrtače, ki so nastale zaradi interakcije kraškega geomorfnege sistema z ledeniškimi akumulacijami (Ford, Williams, 2007).

Slika 24: Sufozijska vrtača v drobnozrnatem materialu na območju planote Ravan  
Avtor: Lipar, 2009



Slika 25: Balvani na območju nekdanjega ledeniškega pokrova Ravan  
 Avtor: Lipar, 2009



### 5.2.2.2. Erozijski jarki in fluvioglacialni vršaji

Erozijski jarki, ki so nastali zaradi odtekanja ledeniške vode preko strmih pobočij, so prav tako značilne reliefne oblike ledeniškega reliefa. Glede na način odtekanja ledeniške vode erozijske jarke delimo na tiste, ki so nastali pod, ob ali pred ledenikom. Na območju Lovčena najdemo predvsem predledeniške jarke, ki lahko zaradi velike erozivne moči ledeniškega toka dosežejo velike dimenzije. Največji t. i. predledeniški jarki nastanejo kot posledica ledeniških poplav. Na območjih nekdanje poledenitve so predledeniški jarki lahko preoblikovani N-jarki. Nyevi ali N-jarki so izdolbeni jarki v skalno podlago pod ledenikom in se pojavljajo predvsem na topnih kamninah (Benn, Evans, 1998).

Fluvioglacialni vršaj je prodno-peščena nasutina stožčaste oblike, ki nastane pred čelom mirujočega ledenika. Vršaj se začne v točki, kjer prihaja do odtekanja ledeniške vode izpod ledenika. Tik ob ledeniškem robu ledeniški tokovi odlagajo grobozrnat material. Z večanjem oddaljenosti od ledeniškega roba vršaji prehajajo v naplavno ravnico ali sander, ki jo gradi bolj drobnazrnat material. Termin sander je islandskega izvora in pomeni peščeno-prodnato površje, ki so ga ustvarili proglaacialni tokovi (Bennett, Glasser; 2009).

Na območju Lovčena so proglaacialni tokovi material izpod ledenikov odnašali in ga akumulirali v obsežnih fluvioglacialnih vršajih. Fluvioglacialni material iz odtočnega oziroma dolinskega ledenika je zapolnil celotno Cetinjsko in Njeguško polje, ki ju lahko zaradi načina sedimentacije materiala uvrstimo v piedmontski tip polja (Gams, 2004).



Slika 26: Fluvioglacialni jarek nad Kotorjem

Avtor: Žebre, 2009



Ob izteku Njeguškega ledenika sta oblikovana dva vršaja, ki prekrivata celotno Njeguško polje. Iztekanje proglacialnih tokov iz kotanje Trešnja je bilo zaradi topografije ablacijskega območja tega ledenika onemogočeno. Ob zaključku ledeniške doline Kuk so proglacialni tokovi oblikovali erozijski jarek v strmo, 1300 metrov visoko reliefno stopnjo nad Kotorjem. Pod erozijskim jarkom je oblikovan obsežen fluvioglacialni vršaj, ki sega do morske gladine in se najverjetneje nadaljuje tudi pod njo. Tudi fluvioglacialni vršaj, na katerem se nahaja večji del Budve, se najverjetneje nadaljuje pod današnjo gladino morja. Obsežen vršaj, ki ga gradijo karbonatni prodniki fluvioglacialnega in fluvialnega izvora, se nahaja ob izteku Smokvice na severnem delu Mrčevega polja. Severozahodni del bočne morene v dolini Medžuvršje je prekinjen z manjšim erozijskim jarkom, pod katerim je oblikovan obsežen fluvioglacialni vršaj, ki prekriva planoto Krstac. Najverjetneje ga je oblikovalo iztekanje obledeniškega toka. Izrazit erozijski jarek se začne tudi ob zaključku bočnih moren v Medžuvršju in se nadaljuje v strmo pobočje nad Kotorjem.

Proglacialni tokovi so med bočnimi morenami oblikovali erozijske jarke v smeri Cetinjskega polja in Očiničev. Fluvioglacialni material iz odtočnih ledenikov je zapolnil celotno Cetinjsko polje, del kraškega površja nad obodom polja in kraški kotanji Očiniči in Ugnji. Zgornji del fluvioglacialnega vršaja v severozahodnem delu Cetinjskega polja pri naselju Dubrava sestavljajo naplavine različnih velikosti: od drobnega neplastovitega peska do večjih blokov s premeri do 3 metrov. Sedimentacija drobnega peščenega materiala iz stalnih proglacialnih tokov je



plastovita, hkrati pa ti tokovi nimajo dovolj energije za transport večjih blokov kamnine. Za fluvialni transport in akumulacijo materiala, ki gradi vršaj pri Dubravi, so bili potrebni posebni hidrološki pogoji. Takšni pogoji lahko nastanejo ob prisotnosti izjemnih količin vode v izjemno velikih poplavah, ki so značilne za nekatere ledenike. Takšno vrsto poplav literatura navaja kot Jökulhlaup, Débâcle, Aluvione (Benn, Evans, 1998), izbruh ledeniškega jezua (ang. ice-dam burst) ali ledeniško poplavo (ang. glacier flood) (Benn, Evans, 1998; Evans, 2005). Nastanejo lahko zaradi različnih vzrokov. Vzrok za ledeniške poplave na proučevanem območju je najverjetneje sočasno funkcioniranje kraškega in ledeniškega geomorfnege sistema. Ker je večina ledeniške vode odtekala v kras, proglaialni tokovi niso razčlenili bočno-čelnih morenskih kompleksov z erozijskimi jarki, zato so za morenskimi nasipi nastala proglaialna jezera. Le-ta so nastala na akumulacijskem območju ledenika, kjer je bilo odtekanje vode v kras onemogočeno. Ob umikanju ledenika je vodna gladina narasla in ob prelitju proglaialnih jezer se je začelo naglo vrezovanje erozijskih jarkov v bočno-čelne morenske komplekse. Ko se je prelitje začelo, je povzročilo pozitiven povraten proces: erozija je poglobljala jarek, globlji jarek pa je povečeval odtok. Posledica ledeniških poplav so obsežni fluvio-glacialni vršaji z neplastovito sedimentacijo v zgornjih delih, premeri največjega transportiranega gradiva pa dosegaajo dolžino več metrov (Benn, Evans 1998; Costa, 1988; Desloges, Jones, Ricker, 1989).

*Slika 27: Fluvio-glacialni material na Njeguškem polju*

*Avtor: Žebre, 2009*

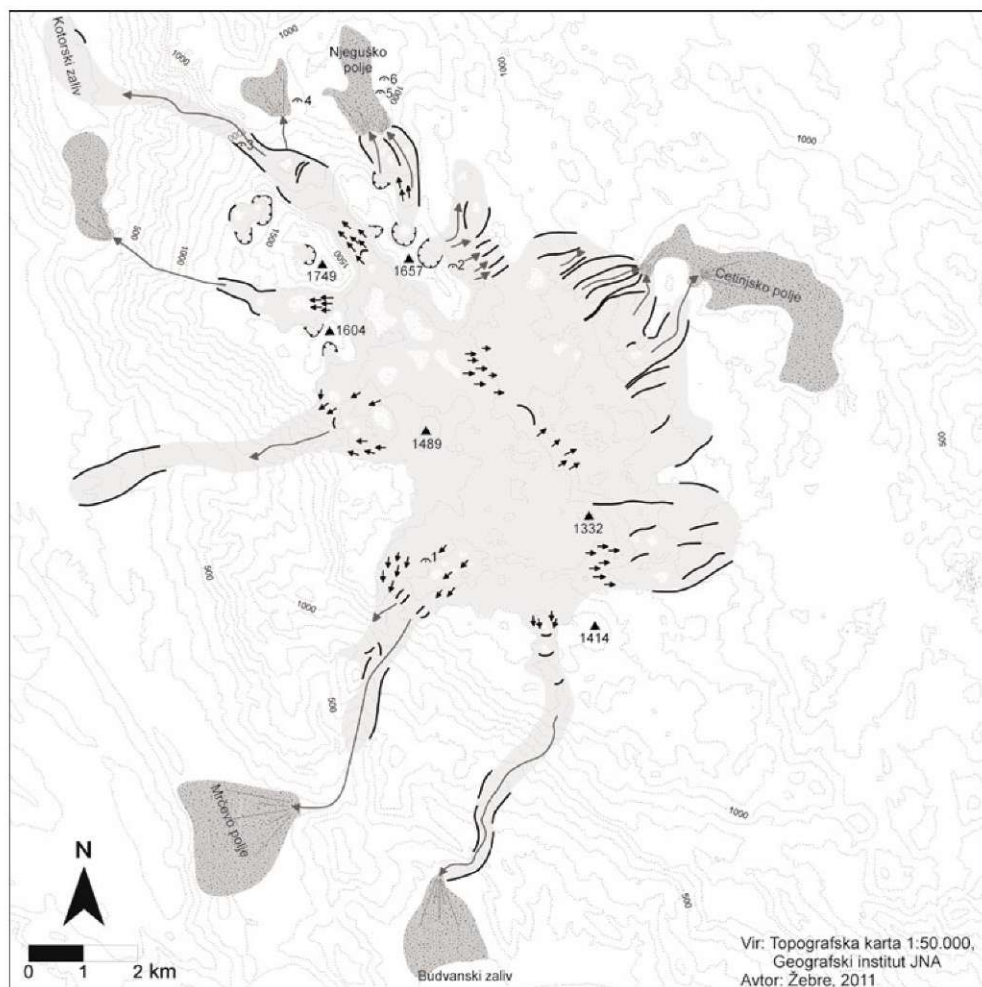


Slika 28: Fluvioglacialni vršaj na Cetinjskem opolju

Avtor: Stepišnik, 2009



Karta 9: Geomorfološka karta



LEGENDA		
	fluvioglacialni vršaj	2 Miloševa jama
	krnica	3 Golubina jama
	talna morena	4 Duboki do
	bočna/čelna/srednja morena	5 Njeguš jama
	erozijski jarek	6 Žestoka jama
	ledeniške grbine	
	območje poledenitve	
	vrh (m)	
	jama	
	Jama v Majstorih	

## 6. ZAKLJUČEK

Na proučevanem območju je razvito glaciokraško površje, ki je rezultat součinkovanja kraškega in ledeniškega geomorfnege sistema. V pleistocenu, ko je bilo kraško območje Lovčena pod vplivom ledeniškega preoblikovanja, so nastale značilne oblike površja, ki so vezane na ledeniško delovanje, in oblike, vezane na součinkovanje ledeniškega delovanja in kraškega geomorfnege sistema. Ker po pleistocenu ni bilo aktivnih procesov, ki bi bistveno preoblikovali značilne ledeniške in glaciokraške oblike ter presedimentirali ledeniške akumulacije, se je v veliki meri ohranilo površje, kakršno je bilo ob koncu ledeniškega delovanja. Najznačilnejše glaciokraške oblike na proučevanem območju so bočno-čelno morenski kompleksi, fluvioglacialni vršaji z neplastovito sedimentacijo in ledeniške grbine, preoblikovane s škrapljami, žlebiči in lašti. Poleg površinskih oblik so ohranjene tudi podzemne oblike, ki so vezane na odtok podledeniških tokov v kras, predvsem kotličji in različni tipi jam.

Ledeniško preoblikovana površja v grobem delimo na erozijska in akumulacijska območja. Na Lovčenu je območja ledeniških pokrovov in zgornje dele ledeniških dolin preoblikovala ledeniška erozija, medtem ko se na območjih odtočnih ledenikov in spodnjih delih ledeniških dolin nahajajo predvsem oblike ledeniških akumulacij. Na območjih ledeniške erozije prevladujejo krnice, jame s subhorizontalnimi ali vertikalnimi rovi, ledeniške grbine in vmesne kotanje, ki jih zapolnjuje uravnan ilovnat material. Akumulacijska območja večinoma prekriva ledeniški material, najznačilnejše oblike pa so fluvioglacialni vršaji, bočne morene in bočno-čelno morenski kompleksi.

Na podlagi morfografskih podatkov in na terenu identificiranih značilnih glaciokraških oblik ledeniške erozije in ledeniške akumulacije je bilo ugotovljeno, da led ni preoblikoval le treh manjših dolin na severnem delu, kot navaja dosedanja literatura, temveč je bil celotni osrednji del gorskega masiva prekrit z ledeniškiimi pokrovi, ob robovih pa so bili oblikovani dolinski, odtočni in krniški ledeniki. Ugotovljeno je bilo, da so se ledeniki z gorovja premikali v štirih glavnih smereh: proti severu na Njeguško polje, proti vzhodu na Cetinjsko polje, proti severozahodu v Kotorski zaliv ter proti jugu v Budvanski zaliv. Najnižje morene se nahajajo na zahodni strani gorovja. Pri naselju Radanoviči se morenski nasipi zaključijo na nadmorski višini 70 metrov, v mestu Budva na nadmorski višini 40 metrov, v naselju Tomiči severno od Kotorja pa se nahaja najnižja morena, katere del lahko zasledimo v obliki polotoka, del pa je pod morsko gladino; torej je ta odtočni ledenik segal pod današnjo morsko gladino. Tako je bil v okviru te raziskave identificiran najnižje segajoči ledenik na območju Sredozemlja; do sedaj je veljalo, da so se najnižji ledeniki raztezali do nadmorske višine okoli 500 metrov (Hughes et al., 2010). Celotna površina poledenitve na Lovčenu je bila okoli 54 km<sup>2</sup>, medtem ko je bila največja debelina ledu okoli 300 metrov, in sicer na območju ledeniškega pokrova Ivanovih korit.

Paleoklimatska rekonstrukcija snežne meje je bila narejena na podlagi štirih metod. Za območje Lovčena se je metoda zgornje meje bočnih moren izkazala za najbolj natančno. S slednjo je bilo izračunano, da se je snežna meja ob višku zadnje poledenitve nahajala na nadmorski višini 1310 metrov, kar je potrdilo rezultate predhodnih raziskav na območju Lovčena in raziskav v

podobnih območjih Dinarskega gorstva. Na podlagi analize podatkov o višini pleistocenske snežne meje na posameznih gorovjih v Sredozemlju je bilo ugotovljeno, da je bila pleistocenska snežna meja na Lovčenu ena izmed najnižje segajočih v Sredozemlju. Do sedaj najnižje pleistocenske snežne meje na območju Sredozemlja so bile ugotovljene v obalnem predelu Dinarskega gorstva, kar lahko razlagamo z rekonstrukcijo atmosferske cirkulacije v obdobju viška zadnje poledenitve (Kuhleemann et al., 2009). Le-ta se je zaradi majhnega gradienta pritiska med azorskim maksimumom in islandskim minimumom, ki je preprečeval vdor zahodnikov, tipičnih za cirkulacijo v srednjih geografskih širinah, nekoliko razlikovala od današnje. Razlog za tako nizko pleistocensko snežno mejo je torej velika količina padavin, ki je posledica bolj pogostih vdorov polarnega zraka v zahodno Sredozemlje, ki so povzročili transport vlažnih zračnih gnot iz severozahodne Afrike in osrednjega Sredozemlja preko Grčije proti severu. Prav tako podatki o recentnih klimatskih razmerah za Lovčen navajajo eno izmed najvišjih povprečnih letnih količin padavin v Evropi, ki znaša okoli 4600 milimetrov.



## 7.VIRI IN LITERATURA

- Allaby, M., 2002. Encyclopedia of weather and climate. New York, Facts on File, 832 str.
- ASAK, Akademski speleološko-alpinistički klub. URL: <http://www.asak.org.rs/> (citirano: 1. 4. 2011).
- Awad, H., 1963. Some aspects of the geomorphology of Morocco related to the Quaternary climate. The Geographical Journal 129, 2. JSTOR. URL: <http://www.jstor.org/> (citirano: 1. 4. 2011).
- Ballantyne, C. K., 1989. The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. Journal of Quaternary Science, 4, 2. Wiley Online Library. URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/> (citirano: 1. 4. 2011).
- Bavec, M., 2007. Po kvartarju... kvartar. Geologija, 50, 2, str. 343–346.
- Benn, D. I., Evans, D. J. A., 1998. Glaciers and glaciation. London, Arnold, 734 str.
- Bennett, M. R., Glasser, N. F., 2009. Glacial geology: ice sheets and landforms. Chichester, Wiley-Blackwell, 385 str.
- Bertić, I., 1987. Veliki geografski atlas Jugoslavije. Zagreb, Liber, 272 str.
- Bešić, Z., 1983. Geologija Crne Gore. Tektonika i paleografija Crne Gore. Knj. 3. Titograd, Crnogorska akademija nauka i umjetnosti, 212 str.
- Boenzi, F., Palmentola, G., 1997. Glacial features and snow-line trend during the last glacial age in the southern Apennines (Italy) and on Albanian and Greek mountains. Zeitschrift für Geomorphologie, 41, 1, str. 21–29.
- 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.
- Burić, D., Micev, S., 2008. Kepenova podjela klima u Crnoj gori prikazana klimadijagramima po Valteru. URL: <http://www.meteo.co.me/publikacije/Kepen.pdf> (citirano: 25. 3. 2011).
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. V: Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe. Amsterdam, Elsevier, str. 119–128.
- Clark, D. H., Clark, M. M., Gillespie, A. R., 1994. Debris-covered glaciers in the Sierra Nevada, California, and their implications for snowline reconstructions. Quaternary Research 41, 2. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Conchon, O., 1986. Quaternary Glaciations in Corsica. Quaternary Science Reviews, 5. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Costa, J. E., 1988. Floods from dam failures. V: Flood Geomorphology. New York, John Wiley & Sons, str. 439–464.
- Cowton, T., Hughes, P. D., Gibbard, P. L., 2009. Palaeoglaciation of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. Geomorphology, 108, 3–4. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).



- Cvijić, J., 1903. Novi rezultati o glacijalnoj eposi Balkanskoga poluostrva. Glas Srpske kraljevske akademije, 65, str. 185–240.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnelli, Y., 2009. Variability of Quaternary glacial erosion rates – A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 28, 5–6. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69, 2. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Desloges, J. R., Jones, D. P., Ricker, K. E., 1989. Estimates of peak discharge from the drainage of ice-dammed Ape Lake, British Columbia, Canada. *Journal of glaciology*, 35, 121, str. 349–354.
- Djurović, P., 2009. Reconstruction of the pleistocene glaciers of Mount Durmitor in Montenegro. *Acta geographica Slovenica*, 49, 2, str. 263–289.
- Embelton, C., King, C. A. M., 1969. *Glacial and periglacial geomorphology*. London, Edward Arnold, 608 str.
- *Encyclopedia Britannica*. URL: <http://www.britannica.com/> (citirano: 1. 4. 2011).
- *Encyclopedia of Geomorphology*. Knj. 2. 2004. Goudie, A. S. (ur.). London, New York, Routledge, 1101 str.
- Evans, D. J. A., 2005. *Glacial landscapes*. London, Arnold, 532 str.
- Evans, D. J. A., Rea, B. R., Hansom, J. D., Whalley, W. B., 2002. Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway. *Journal of Quaternary Science*, 17, 3. Wiley Online Library. URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/> (citirano: 1. 4. 2011).
- Ford, D., 1983. Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada. *Journal of Hydrology*, 61, 1–3, str. 149–158.
- Ford, D., Williams, P., 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*. London, John Wiley & Sons, 562 str.
- Gajović, V., Nikolić, D., Živojinović, S., 2004. Reljef planine Lovćen. Karstološka i glaciološka proučavanja. V: *Zbornik radova*, 16. Beograd, Univerzitet u Beogradu, Geografski fakultet, str. 81–94.
- Gams, I., 1973. Slovenska kraška terminologija. Ljubljana, Katedra za fizično geografijo Oddelka za geografijo FF, Univerza v Ljubljani, 76 str.
- Gams, I., 1974. *Kras. Zgodovinski, naravoslovni in geografski oris*. Ljubljana, Slovenska matica, 358 str.
- Gams, I., 2004. *Kras v Sloveniji v prostoru in času*. 2. izd. Ljubljana, Založba ZRC, 515 str.
- Gavrilović, D. M., 1963. Snežnice na Lovćenu. Speleološka istraživanja. Beograd, Zbornik radova Geografskog instituta, str. 57–68.
- *Geografski terminološki slovar*. 2005. Kladnik, D., Lovrenčak, F., Orožen Adamič, M. (ur.). Ljubljana, Založba ZRC, 451 str.
- Giraudi, C., Frezzotti, M., 1997. Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy.

- Quaternary Research, 48, 3. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Habič, P., 1986. Kraški svet med Idrijco in Vipavo: prispevek k poznavanju razvoja kraškega reliefa. Ljubljana, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, 243 str.
  - Hambrey, M. J., 1994. Glacial environments. Vancouver; University College London, 299 str.
  - Häuselmann, P., 2007. How to date nothing with cosmogenic nuclides. V: Time in karst: Postojna, Slovenia, 14–18 March 2007. Postojna, Karst Research Institute, Scientific Research Centre of the Slovenian Academy of Sciences and Arts, str. 93–100.
  - Huggett, R. J., 2007. Fundamentals of geomorphology. London, New York, Routledge, 458 str.
  - Hughes, P. D., 2002. Loch Lomond Stadial glaciers in the Aran and Arenig Mountains, North Wales. *Geological Journal*, 37, 1. Wiley Online Library. URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/> (citirano: 1. 4. 2011).
  - Hughes, P. D., 2004. Quaternary Glaciation in the Pindus Mountains, Northwest Greece: doktorska disertacija. Cambridge, Darwin College, University of Cambridge, 341 str.
  - Hughes, P. D., Gibbard, P. L., Woodward, J. C., 2007. Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece. *Geomorphology*, 88, 3–4. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011)
  - Hughes, P. D., Woodward, J. C., Gibbard, P. L., 2006. Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 30, 3, str. 334–364.
  - Hughes, P. D., Woodward, J. C., van Calsteren, P. C., Thomas, L. E., Adamson, K. R., 2010. Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 29, 27–28. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
  - Kaser, G., Osmaston, H. A., 2002. Tropical glaciers. Cambridge, Cambridge University Press, 187 str.
  - Kirkbride, M. P., 1995. Relationships between temperature and ablation on the Tasman Glacier, Mount Cook National Park, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 38, 1. InformaWorld. URL: <http://www.informaworld.com> (citirano: 1. 4. 2011).
  - Klimchouk, A., Bayari, S., Nazik, L., Törk, K., 2006. Glacial destruction of cave systems in high mountains, with a special reference to the Aladaglar massif, Central Taurus, Turkey. *Acta carsologica*, 35, 2, str. 111–121.
  - Kotarba, A., Hercman, H., Dramis, F., 2001. On the age of Campo Imperatore glaciations, Gran Sasso Massif, Central Italy. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 24, 1, str. 65–69.
  - Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunk, I., Danisik, M., Krumrei, I., 2005. Würmian maximum glaciation in Corsica. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 97, str. 68–81.
  - Kuhlemann, J., Milivojević, M., Krumrei, I., Kubik, P. W., 2009. Last glaciation of the Šara range (Balkan peninsula): increasing dryness from the LGM to the Holocene. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102, 1, str. 146–158.
  - Kunaver, J., 1962. Terminologija visokogorskih kraških oblik. *Geografski vestnik* 34, str. 123–127.
  - Kunaver, J., 1983. Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja s posebnim ozirom na glaciokraške pojave. Ljubljana, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, 147 str.

- Locke, W., 1995. Modelling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana. *Geomorphology* 14, 2. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Magaš, D., 2002. Natural-geographic characteristics of the Boka Kotorska area as the basis of development. *Geoadria*, 7, 1, str: 51–81.
- Marjanac, L., Marjanac, T., 2004. Glacial history of the Croatian Adriatic and Coastal Dinarides. V: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe*. Amsterdam, Elsevier, str: 19–26.
- Mayhew, S., 2004. *A dictionary of geography*. Oxford, New York, Oxford University Press, 543 str.
- Meierding, T. C., 1982. Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research*, 18, 3. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Menković, L., Đurović, P.V., 1993: Detaljna geomorfološka karta – osnova za vrednovanje prostora Nacionalnog parka "Lovćen". *Glasnik Srpskog geografskog društva*, 73, 2, str: 19–26.
- Messerli, B., 1967. Die eiszeitliche und die gegenwertige Vergletscherung im Mittelemeerraum. *Geographica Helvetica*, 22, 3, str: 105–228.
- Milivojević, M., 2007. Glacijalni reljef na Volujaku sa Biočem i Magličem. Beograd, Geografski institut »Jovan Cvijić«, Srpska akademija nauka i umetnosti, 130 str.
- Milivojević, M., Menković, L., Čalić, J., 2008. Pleistocene glacial relief of the central part of Mt. Prokletije (Albanian Alps). *Quaternary International*, 190, 1. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011)
- Mirković, M., 1994. Geologija terena planine Lovćen. V: *Nacionalni park „Lovćen“ – prirodna i kulturna dobra*. Cetinje, 17.–18. septembra 1993. Podgorica, Crnogorska akademija nauka i umjetnosti, str: 19–25
- Nesje, A., Dahl, S.O., 2000. *Glaciers and environmental change*. London, Arnold, 203 str.
- Nikler, L., 1973. Nov prilog poznavanju oledbe Velebita. *Geološki vjesnik*, 25, str: 109–112
- Osmaston, H., 1989. Glaciers, glaciations and equilibrium line altitudes on Kilimanjaro. V: *Quaternary and Environmental Research on East African Mountains*. Rotterdam, A. A. Balkema, str: 7–30
- Osnovna geološka karta SFRJ. L 34–50, Kotor 1969. 1:100.000. Beograd, Zvezni geološki zavod
- Osnovna geološka karta SFRJ. L 34–62, Budva. 1969. 1:100.000. Beograd, Zvezni geološki zavod
- Owen, L. A., 1994. Glacial and non-glacial diamictons in the Karakoram Mountains. V: *The formation and deformation of glacial deposits*. Rotterdam, A. A. Balkema, str: 9–29
- Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Boursès, D., Vilaplana, J. M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from <sup>10</sup>Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 21–22. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

(citirano: 1. 4. 2011)

- Paterson, W. S. B., 1994. *The Physics of Glaciers*. 3. izd. Oxford, Butterworth-Heinemann, 485 str.
- Pérez Alberti, A., Valcárcel Díaz, M., Blanco Chao, R., 2004. Pleistocene glaciation in Spain. V: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe*. Amsterdam, Elsevier, str. 389–394
- Porter, S. C., 2000. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 10. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011).
- Porter, S. C., 2000. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 10. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011)
- Radovanović, M., 1994. Pluviometrijske karakteristike NP »Lovčen«. V: *Nacionalni park „Lovčen“ – prirodna i kulturna dobra*. Cetinje, 17.–18. septembra 1993. Podgorica, Crnogorska akademija nauka i umjetnosti, str. 27–37
- Radulović, M. Đ. (ur), 2000. *Hidrogeologija karsta Crne gore*. Podgorica, JU republički zavod za geološka istraživanja Podgorica, 271 str.
- Radulović, V., 1994. *Hidrogeologija planine Lovčen*. V: *Nacionalni park „Lovčen“ – prirodna i kulturna dobra*. Cetinje, 17.–18. septembra 1993. Podgorica, Crnogorska akademija nauka i umjetnosti, str. 39–92
- Radulović, V., Radulović, M., 1997. *Karst Crne Gore*. V: *100 godina hidrogeologije u Jugoslaviji*. Beograd, Rudarsko-geološki fakultet, Institut za hidrogeologiju, Univerzitet u Beogradu, str. 147–185.
- Rea, B. R., Whalley, W. B., Evans, D. J. A., Gordon, J. E., McDougall, D. A., 1998. Plateau icefields: geomorphology and dynamics. V: *Mountain Glaciation*. London, John Wiley & Sons. (*Quaternary Proceedings*, 6, str. 35–54)
- Sankaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A., Zweck, C., 2008. Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandiras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. *Quaternary Science Reviews*, 27, 7–8. ScienceDirect. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011)
- Schilling, D. H., Hollin, J., 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. V: *The Last Great Ice Sheets*. New York, Wiley, str. 207–220
- Sissons, J. B., 1974. A Late-glacial ice cap in the central Grampians, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 62. JSTOR. URL: <http://www.jstor.org/> (citirano: 1. 4. 2011)
- Stepišnik, U., Ferk, M., Kodelja, B., Medenjak, G., Mihevc, A., Natek, K., Žebre, M., 2009. Glaciokarst of western Orjen, Montenegro. *Cave and Karts Science*, 36, 1, str. 21–28
- Stepišnik, U., Žebre, M., Tičar, J., Lipar, M., Ferk, M., Kodelja, B., Klemenčič, I., 2010. Obseg pleistocenske poledenitve na Lovčenu v Črni gori. *Geografski vestnik*, 82, 1, str. 9–22
- Šifrer, M., 1959. Obseg pleistocenske poledenitve na Notranjskem Snežniku. *Geografski zbornik*, 5, str. 27–83

- Torsnes, I., Rye, N., Nesje, A., 1993. Modern and Little Ice Age equilibrium-line altitudes on outlet valley glaciers from Jostedalbreen, western Norway: an evaluation of different approaches to their calculation. *Arctic and Alpine Research*, 25, 2. Open Library. URL: <http://openlibrary.org> (citirano: 1. 4. 2011)
- Tzedakis P. C., Lawson I. T., Frogley M. R., Hewitt G. M., Preece R. C., 2002. Buffered Tree Population Changes in a Quaternary Refugium: Evolutionary Implications. *Science* 20, 297. *ScienceMag*. URL: <http://www.sciencemag.org/> (citirano: 1. 4. 2011)
- Vasović, M., 1955. Lovćen i njegova podgorina: regionalno-geografska ispitivanja. Cetinje, Naučno društvo NR Crne Gore, Odjelenje za prirodno-matematičke nauke, 105 str.
- Vieira, G., 2008. Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology*, 97, 1–2. *ScienceDirect*. URL: [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com) (citirano: 1. 4. 2011)
- Vujisić, M., Radulović, M., Vujisić, P., 1994. Hidrogeološke karakteristike karstih terena šire okoline Nacionalnog parka »Lovćen«. V: Nacionalni park „Lovćen“ – prirodna i kulturna dobra. Cetinje, 17.–18. septembra 1993. Podgorica, Crnogorska akademija nauka i umjetnosti, str: 93–106
- Žlebnič, L., 1990. Vpliv geoloških dogajanj v pleistocenu na površinske in podzemne vode. *Geologija*, 33, str: 289–298

## KAZALO KART

• Karta 1: Geotektonska razmejitev Črne gore	13
• Karta 2: Lokacija proučevanega območja	15
• Karta 3: Geološka karta	18
• Karta 4: Povprečna letna količina padavin na posameznih padavinskih postajah na proučevanem območju	20
• Karta 5: Rekonstrukcija pleistocenske poledenitve na Lovčenu	33
• Karta 6: Tipi poledenitve na Lovčenu	41
• Karta 7: Višina pleistocenske snežne meje v Sredozemlju	49
• Karta 8: Skica domnevne zimske cirkulacije atmosfere v Evropi v obdobju viška zadnje poledenitve	51
• Karta 9: Geomorfološka karta	67



## KAZALO PREGLEDNIC

• Preglednica 1: Poenostavljena kronologija medledenih in ledenih dob v srednjem in zgornjem pleistocenu ter holocenu	26
• Preglednica 2: Pleistocenska snežna meja Njeguškega ledenika in ledenika na območju Trešnje	42
• Preglednica 3: Primerjava najnižje ugotovljene pleistocenske snežne meje in obdobje poledenitve med gorskimi masivi v Sredozemlju	50

## KAZALO SLIK

• Slika 1: Shematski prikaz akumulacijskega in ablacijskega območja ledenika ter snežne meje	23
• Slika 2: Metoda zgornje meje bočnih moren	29
• Slika 3: Metoda srednje višine ledenika	30
• Slika 4: Metoda relativne velikosti akumulacijskega dela ledenika	31
• Slika 5: Metoda obtežene površine ledenika	32
• Slika 6: Največji ledeniški pokrov se je nahajal na območju Ivanovih korit	35
• Slika 7: Planota Ravan, ki jo je pokrival najjužnejši izmed treh ledeniških pokrovov	35
• Slika 8: Območje Lokev, kjer se je nahajal manjši ledeniški pokrov	34
• Slika 9: Kotorski zaliv	35
• Slika 10: Ledeniška dolina Medžuvršje	36
• Slika 11: Izrazito obrušeno površje na predelu odtekanja odtočnega ledenika iz ledeniškega pokrova Lokve	37
• Slika 12: Zaključek ledeniške doline severno od Jezerskega vrha z izrazitima bočnima morenoma in fluvioglacialnim vršajem v ospredju	38
• Slika 13: Ledeniška dolina Kuk. Pogled proti zahodu.	39
• Slika 14: Greben, kjer je del ledeniškega pokrova z območja Ivanovih korit dotekal v ledeniško dolino Kuk. V ozadju je viden začetek doline v neizraziti krmici.	39
• Slika 15: Prerez čez Njeguški ledenik in ledeniški pokrov Lokve	40

• Slika 16: Primerjava pleistocenske snežne meje na gorskih masivih v Dinarskem gorstvu	46
	55
• Slika 17: Kmica pod vrhom Štirovnika, ki ima značilnosti konte	56
• Slika 18: Ledeniške grbine vzhodno od grebena Presjeka	57
• Slika 19: Lašti na pobočjih doline Medžuvršje	58
• Slika 20: Prikaz nastajanja brezen ob umikanju ledenika	61
• Slika 21: Bočno-čelni morenski kompleksi nad Dubravo	
• Slika 22: Morenski material v Budvi	62
• Slika 23: Talne in bočne morene v Vučem dolu ob zaključku ledeniške doline Medžuvršje	63
• Slika 24: Sufozijska vrtača v drobnozrnatem materialu na območju planote Ravan	63
• Slika 25: Balvani na območju ledeniškega pokrova Ravan	64
• Slika 26: Fluvioglacialni jarek nad Kotorjem	65
• Slika 27: Fluvioglacialni material na Njeguškem polju	66
• Slika 28: Fluvioglacialni vršaj v Budvi	66

## STVARNO KAZALO

ablacijsko območje ledenika	20
abrazijski relief:	9
akumulacijsko območje ledenika	20
Alpska kronostratigrafija	25
bočno-čelni morenski kompleks	61
brojnica	10
dolinski ledenik	22, 38
erozijski jarki	65
firm	22
fluvioglacialni material	8
fluvioglacialni vršaj	65
glaciokras	54
Izotopska kronostratigrafija	25
jama	58
kotlič	58
krnica	55
krniški ledenik	40
Kronostratigrafija Pindskega gorstva	26
kronostratigrafska klasifikacija	24, 43
ledeniška akumulacija	12, 55
ledeniška erozija	12, 55
ledeniška grbina	57
ledeniška poplava	67
ledeniški material	8
ledeniški pokrov	22, 32
ledeniški relief	9
ledeniško-kraški relief	54
limnoglacialni material	8
masna bilanca ledenika	22
morena	61
n-jarek	65
nyev	65
odtočni ledenik	22, 35
osameli kras	8
piedmontsko polje	65
pleistocenska zračna cirkulacija	52
polarna fronta	54
ravnovesna meja ledenika	22

rečni relief	9
sander	65
snežna meja	22, 28, 42, 47, 52
talna strižna napetost	22
topli ledenik	23





**● avtorjih** Uroš Stepišnik, rojen leta 1975, je leta 2001 diplomiral, leta 2006 pa doktoriral na Oddelku za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Njegovo raziskovalno področje obsega fizično geografijo, predvsem geomorfologijo krasa. Podrobneje raziskuje predvsem glaciokras in geomorfne učinke poplav na kraškem površju in v podzemlju.

Manja Žebre, rojena 1986, je leta 2011 diplomirala na Oddelku za geografijo Filozofske fakultete v Ljubljani. Njeno raziskovalno delo obsega fizično geografijo. Podrobneje se ukvarja z glaciokrasom in paleoklimatskimi rekonstrukcijami.

**Poudarki iz recenzije** To je doslej najbolj celovito delo o pleistocenski poledenitvi Lovčena, v katerem avtorja obravnavata poseben tip površja, ki so ga hkrati preoblikovali kraški in glacialni procesi. Delo nadgrajuje dosedanja spoznanja o specifičnih značilnostih poledenitve v Dinarskem gorstvu, pri čemer želim izpostaviti predvsem dvoje: obsežno in natančno terensko preučevanje, kakršno doslej še ni bilo izvedeno v tem gorskem svetu, ter vključitev pridobljenih spoznanj v širši kontekst preučevanja pleistocenskih poledenitev v celotnem Sredozemlju.

dr. Karel Natek

**E-GeograFF** Monografije iz serije E-GeograFF predstavljajo izvirne raziskovalne dosežke in rezultate znanstvenega in strokovnega dela sodelavcev Oddelka za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Namenjene so strokovni javnosti, študentom, učiteljem geografije in vsem, ki jih zanimajo poglobljene razlage aktualnih prostorskih procesov, problemov in izzivov.