

Izračun masnih bilanc ledenikov v času prosto dostopnih satelitskih podatkov

Mihaela Triglav Čekada*

Povzetek

Srednje ločljivi prosto dostopni satelitski podatki, kot so Sentinel-2, Landsat-8 in Sentinel-1, omogočajo samodejno prepoznavanje površin ledenikov v multispektralnem spektru in v radarskih intenzitetah. Če k satelitskim posnetkom dodamo še digitalnimi model reliefa ter privzamemo enotno gostoto za celoten ledenik, lahko iz sprememb v površinah ledenika izračunamo še masno bilanco ledenika. Ne samo iz površine, tudi na temelju znane nadmorske višine kjer je snežna meja konec talilne dobe, ki jo prav tako lahko izmerimo iz multispektralnih ali radarskih satelitskih podatkov, lahko izračunamo masno bilanco. Na primeru zelo majhnih ledenikov, natančneje Triglavskega ledenika in Ledenika pod Skuto, velikega dolinskega ledenika Pastirca v Avstriji ter od vseh teh največjega ledenika Vatnajökull na Islandiji je opisano, na kaj moramo biti pozorni pri obdelavi prosto dostopnih satelitskih posnetkov pri preučevanju ledenikov.

Ključne besede: ledeniki, masna bilanca ledenikov, daljinsko zaznavanje, Sentinel-2, Sentinel-1, Landsat, prosto dostopni satelitski podatki

Key words: glaciers, glacier mass balance, remote sensing, Sentinel-2, Sentinel-1, Landsat, freely accessible satellite data

Uvod

Globalne podnebne spremembe so termin, ki ga skoraj vsakodnevno zasledimo v različnih medijih. Najočitnejši vidni kazalec, kaj podnebne spremembe dejansko pomenijo v regionalnem in globalnem smislu so spremembe na ledenikih. Ti se tanjšajo in manjšajo. Na 2300 ledenikih, kar je le številčno približno 2 % vseh svetovnih ledenikov, najpogosteje, že vse od 19. stoletja naprej, spremljajo dolžinsko umikanje čel ledenikov, kasneje, večinoma sredi 20. stoletja in v veliko manjšem obsegu, so začeli spremljati še spremembe v površinah ledenikov ter na nekaterih ledenikih tudi hitrosti premikanja ledenikov (Zemp et al., 2015). Na svetovni ravni pokrivajo ledeniki skupaj 10 % kopnega (Cuffey in Paterson, 2010; Pfeffer et al., 2014), zato so zelo primerni tudi za preučevanje s pomočjo različnih tehnik daljinskega zaznavanja. Še bolj pomembno kot spremljanje površinskih sprememb, pa je spremljanje sprememb v masah ledenikov. Če bi stalili vso maso, ki je shranjena v ledenikih širom po svetu, bi se morje dvignilo za 66,1 m, pri čemer bi ledeniki na Antarktiki in Grenlandiji prispevali 65,7 m, drugi pa le 0,4 m (Hock et al., 2019). Zato je pri preučevanju ledenikov bolj kot preučevanje njihovih površinskih ali prostorninskih sprememb, pomembno spremljanje sprememb v njihovih masah. V glaciologiji poznamo termin masna bilanca ledenika, ki pove, za koliko se je zmanjšala ali povečala masa določenega ledenika v preučevanem obdobju. Spremembe masne bilance ledenikov so neposredno primerljive med različni ledeniki, saj je ta najpogosteje opisana z višino vodnega stolpca, v katerega bi se stalila masa zapadlega snega ali izhlapela masa različnih plasti na ledeniku v preučevanem obdobju (višina vodnega ekvivalenta). Masno bilanco lahko uporabimo tudi za preučevanje

*Geodetski inštitut Slovenije, Jamova 2, 1000 Ljubljana in Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Jamova 2, 1000 Ljubljana.

hidrološkega potenciala ledenikov (koliko vode je uskladiščene v ledeniku) ter tudi za izračun teoretične višine dviga morske gladine, če bi se popolnoma stalil določen delež ledenikov (Benn in Evans, 2010).

Masno bilanco lahko spremljamo na različne načine (Benn in Evans, 2010; Cuffey in Paterson, 2010; Rabatel et al., 2008; Fischer, 2011; Paul et al., 2016; Winsvold et al., 2018; Wouters et al., 2019):

- glaciološko s terenskimi meritvami debeline in gostote v posamezni plasti na ledeniku,
- geodetsko z izmero sprememb v prostornini ledenika in povzemanjem verjetne gostote v tej prostornini,
- hidrološko z merjenjem spreminjanja odtokov izpod ledenika in upoštevanjem hidroloških modelov,
- gravimetrično, kjer s pomočjo satelitskih gravimetričnih meritev posredno merimo spremembe v masi na določenem območju ter
- posredno, kjer s pomočjo optičnih in radarskih satelitskih posnetkov iz katerih lahko merimo obseg ledenikov ali pa nadmorsko višino meje med večnim snegom in razkritim ledenikom ob koncu talilne dobe ter ob upoštevanju modela izračunamo masno bilanco.

Neposredno glaciološko masno bilanco merijo le na 260 ledenikih sveta, kar predstavlja le 0,2 % vseh ledenikov, le na 37 ledenikih merijo glaciološko masno bilanco že dlje kot 40 let (Rabatel et al., 2013). Posredne meritve masne bilance vedno dajo nekoliko drugačne vrednosti kot neposredno glaciološko izmerjena masna bilanca (Zemp et al., 2010; Fischer 2011; Huss 2013). Vendar žal za nazaj lahko merimo masne bilance le posredno, prek sprememb v prostorni, ki jih lahko zaznamo iz arhivskih fotografij ali posnetkov daljinskega zaznavanja. Tako smo tudi za Triglavski ledenik izmerili spremembe v geodetski masni bilanci le na osnovi izmere sprememb v prostorninah ledenika iz arhivskih stereoposnetkov cikličnega aerofotografiranja Slovenije (Triglav Čekada in Zorn, 2020).

V zadnjem desetletju smo z izstrelitvijo srednje ločljivih multispektralnih senzorjev Sentinel-2 in Landsat-8 ter radarskega Sentinel-1 dobili neposreden vpogled v hitre spremembe, ki se dogajajo na ledenikih, saj so podatki teh senzorjev prosto dostopni in imajo tudi visoko časovno ločljivost. Zato bomo v tem članku predstavili predvsem novosti, ki jih je doba prosto dostopnih satelitskih posnetkov prinesla v preučevanje ledenikov.

Masna bilanca ledenika

Na ledenikih ne merimo samo njihovega umikanja, površine in hitrosti premikanja, preučujemo predvsem spremembe v njihovi masni bilanci. Zato moramo najprej vedeti kaj je masna bilanca.

Masna bilanca (enačba 1) je zmnožek spremembe v prostornini ΔV in gostote mase ρ v tej spremenjeni prostornini v preučevanem obdobju (Benn in Evans, 2010; Cuffey in Paterson, 2010; Fischer, 2011). Preučevano obdobje je lahko obdobje več let ali pa eno ledeniško leto (obdobje med dvema zaporednima koncema talilnih dob). Če za izračun masne bilance uporabimo eno ledeniško leto, to masno bilanco imenujemo **neto masna bilanca**. Neto masna bilanca je razlika med zimsko masno bilanco in poletno masno bilanco, kjer prva opisuje, koliko mase je ledenik pridobil v redilni dobi, druga pa, koliko mase je ledenik izgubil v talilni dobi.

$$B = \Delta V \cdot \rho \quad [1]$$

Masno bilanco moramo na večjih ledenikih gledati ločeno po višinskih pasovih, saj je na zgornjem delu ledenika, torej nekje nad snežno mejo, kjer se ledenik večinoma debeli, ta pozitivna, na spodnjem delu, torej pod snežno mejo, pa je negativna. Takšno masno bilanco, ki je opredeljena s površino (A) na kateri jo merimo, imenujemo **specifična masna bilanca** (enačba 2):

$$b_a = B/A = \Delta h \cdot A \cdot \rho / A \quad [2]$$

Ker je razlika površine enaka zmnožku površine in višine snega/ledu (Δh), nam pri specifični masni bilanci po krajšanju ostane le $b_a = \Delta h \cdot \rho$. Torej bomo pri kakršnikoli posredni metodi izračuna masne bilance iskali način, kako izmeriti le spremembo v debelini določene plasti snega, firna ali ledu na ledeniku.

Obstoj ledenika je zelo odvisen od razmerja med ledom, ki se stali z ledenika in novozapadlim snegom nad snežno mejo, ki se v nekaj letnem oz. nekaj desetletnem obdobju spremeni v nov ledeniški led. Sneg oziroma plasti snežne odeje se vse bolj stiskajo in iz snega se iztisnejo zračni mehurčki. Zato ima novo zapadli sneg gostoto med 50–200 kg/m³, firn, ki opisuje sneg, ki je preživel vsaj eno talilno obdobje, ima gostoto med 400–830 kg/m³, ledeniški led pa 830–917 kg/m³. Večinoma za ledeniški led privzamejo gostoto 850 kg/m³ (Huss, 2013; Zemp et al., 2015) ali 900 kg/m³ (Rabatel et al., 2008; Pfeffer et al., 2014). Da se ledenik ohrani mora v redilni dobi (jesen, zima in pomlad) zapasti dovolj snega, da ta nadomesti ves staljeni sneg, firn in led, ki je izginil v talilni dobi (poletje). Če v redilni dobi pade na ledenik več snega, kot se z njega stali snega, firna in ledu čez talilno dobo, pravimo da ima ledenik pozitivno masno bilanco. Če pa se v talilni dobi stali več snega, firna in ledu kot pa zapade v redilni dobi snega, ima ledenik negativno masno bilanco. Dolgoročno pomeni negativna masna bilanca skorajšnje izginotje ledenika.

Enota, v kateri opisujemo masno bilanco ledenika je višina stolpca odtekle vode, ki ga opišemo z metri vodnega ekvivalenta (angleško zapisana enota: m w.e.), ki je z ledenika odtekel ali izhlapel v preučevanem obdobju. Dobimo jo tako, da enačbo 2 delimo z gostoto vode. Ta enota je neposredno primerljiva z mero za padavine, ki je podana v milimetrih vodnega stolpca, kar ustreza litru padavin na kvadratni meter.

S **povprečno specifično masno bilanco** opišemo skupni prirastek ali padeč mase na ledeniku v daljšem časovnem obdobju, rečemo ji tudi **kumulativna masna bilanca**. Za lažjo primerjavo velikokrat tako dobljeno masno bilanco delimo s številom let med dvema meritvama in na ta način dobimo **letno (neto) specifično masno bilanco**. V tem primeru podamo rezultat v enotah metri vodnega ekvivalenta na leto (m w.e. a⁻¹). Če hočemo ostati pri enotah, ki v osnovi opisujejo spremembe v masi, lahko letno specifično masno bilanco zapišemo tudi v giga tonah na leto (Gt a⁻¹). Slednjo enoto uporabljajo večinoma raziskovalci velikih ledenih plovč ter obsežnejših regijskih ali svetovnih modelov masnih bilanc.

Pojasnimo še povezavo med masno bilanco in višino snežne meje konec talilne dobe ledenika. Snežna meja je nadmorska višina na ledeniku, na kateri sta zimska in poletna masna bilanca enaki. Torej tukaj pade toliko mase v obliki snega pozimi, kot se poleti stali snega, firna in ledu. Letna specifična masna bilanca na tej višini je torej nič. Nad snežno mejo je letna specifična masna bilanca pozitivna, pod njo pa negativna (Cuffey in Paterson, 2010). Snežna meja konec talilne dobe je nadmorska višina, do katere zapade konec talilne dobe prvi sneg na ledeniku in se potem ne stali več. Ker masna bilanca celotnega ledenika ni v ravnovesju, se višina snežna meja med leti premika. Snežno mejo lahko enostavno prepoznamo na satelitskih posnetkih in jo uporabimo za

izračun masne bilance ob upoštevanju različnih modelov za njen izračun (Rabatel et al., 2008, 2013; Huss in Farinotti, 2012; Paul et al., 2016; Winsvold et al., 2018).

Masno bilanco lahko izračunamo tudi samo iz sprememb v površini ledenika, če upoštevamo empirično razmerje med prostornino in površina ledenika. Osnovno empirično razmerje prostornina proti površina ledenika sta podala že Chen in Ohmura (1990):

$$V = 28,5 A^{1,357} \quad [3]$$

Kasnejše raziskave (Lambrecht in Kuhn, 2007; Bahr in Radić, 2012) govorijo o istem empiričnem razmerju, a podajajo drugačne vrednosti za številске koeficiente v enačbi 3. To empirično razmerje velikokrat uporabijo za izračun masnih bilanc na osnovi izmerjenih površin ledenikov iz satelitskih posnetkov (Huss in Farinotti, 2012; Pfeffer et al., 2014; Hock et al., 2019).

Za modelski izračun masne bilance velikokrat uporabijo več različnih modelov hkrati. Na primer Huss in Farinotti (2012) sta uporabila tako razmerje prostornina površina, višino snežne meje konec talilne dobe, kot tudi meteorološke podatke.

Pregledovalniki prosto dostopnih optičnih in radarskih satelitskih podatkov

Na spletu najdemo kar nekaj pregledovalnikov prosto dostopnih satelitskih posnetkov. Optične satelitske posnetke Landsat in Sentinel-2 lahko preglejemo v *Landlook* pregledovalniku (<https://landlook.usgs.gov/landlook/>), samo Sentinel-2 v *Sentinel2look* pregledovalniku (<https://landlook.usgs.gov/sentinel2/viewer.html>), različne radarske in optične satelitske posnetke v *Earth Explorer*-ju (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) ter posnetke Landsat, Sentinel-2, MODIS in radarske Sentinel-1 v *Sentinel HUB* pregledovalniku (www.sentinel-hub.com), ki ga je razvilo slovensko podjetje Sinergize d.o.o. *Sentinel HUB* ima na voljo dva pregledovalnika: *Sentinel Playground* in *EO Browser*. Že prvi nam omogoča, da hitro pregledujemo različne satelitske posnetke ter samodejno izdelane indekse, s pomočjo katerih si lahko pomagamo pri prepoznavanju vegetacije (normaliziran diferencialni vegetacijski indeks – NDVI), vlage v zemlji (indeks vlažnosti) ter območij pokritih s snegom (normaliziran diferencialni indeks snega – NDSI). V nadaljevanju članka predstavljene preglede satelitskih posnetkov, smo izdelali s pomočjo orodja *Sentinel Playground*.

Optično daljinsko zaznavanje

Multispektralne optične senzorje daljinskega zaznavanja že zelo dolgo uporabljajo za preučevanje ledenikov, saj so prvega Landsata izstrelili leta 1972. Prvi Landsati so imeli prostorsko ločljivost $60 \text{ m} \times 80 \text{ m}$, z Landsatom-4 se je ta izboljšala na 30 m, najnovejša Landsat-7 (izstreljen aprila 1999) in Landsat-8 (izstreljen februarja 2013) pa imata že prostorsko ločljivost 15 m (Oštir, 2006; Paul et al., 2016). Landsatovi satelitski posnetki so postali prosto dostopni leta 2008 (Wulder et al., 2012; Zhu et al., 2019). S tem se je njihova uporaba zelo povečala. Tako so pred oktobrom 2008, ko so bili posnetki še plačljivi, uporabniki prenesli največ 3000 posnetkov na mesec, v letu 2011 pa že okoli 258.000 posnetkov na mesec (Wulder et al., 2012). V juniju 2015 se je Landsatom pridružil še prvi Kopernikov multispektralni satelitski senzor, prav tako prosto dostopni Sentinel-2A s prostorsko ločljivostjo 10 m. Drugega Sentinel-2B pa so utirili v orbito februarja 2017 (Veljanovski et al., 2014; Copernicus, 2020).

Prosta dostopnost Landsatovih podatkov je omogočila tudi zelo hitro izdelavo novega svetovnega seznama ledenikov imenovanega Randolphov ledeniški seznam (Randolph Glacier Inventory – RGI) (Pfeffer et al., 2014). V njem so predstavili površine vseh ledenikov in ledenih plošč sveta, kot so bile vidne predvsem na Landsatovih posnetkih iz obdobja 1999–2010. Osnovni vir so bili podatki satelitov Landsat-5 in -7, ponekod so si pomagali še z multispektralnimi posnetki satelitov Aster, Ikonos in Spot 5. Ugotovili so, da je v prvem desetletju enaindvajsetega stoletja nekaj manj kot 200.000 ledenikov pokrivalo površino 726.800 km² s 5 % napako površine. Večino ledenikov so zajeli samodejno ali polsamodejno, pri čemer so uporabili normaliziran diferencialni indeks snega (ang. NDSI), o njem več v nadaljevanju. Na začetku so zajemali samo ledenike, večje od 0,01 km². Paul et al. (2013) so izvedli oceno točnosti izmerjenih površin s primerjavo rezultatov samodejne določitve obodov ledenikov in klasične fotointerpretacije iz istih virov. Ugotovili so, da lahko pri samodejni določitvi ledenikov, ki niso zasuti z gruščem ali so v senci, pričakujemo okoli 5 % napako površine ledenika. Ta napaka opisuje večinoma podcenjeno površino, saj samodejni postopki obdelave največkrat dajo podcenjene površine ledenikov, ker mešanih slikovnih elementov večina algoritmov ne klasificira v osnovi razred. Večje napake površine, tudi do 30 %, pa so zaznali pri samodejnem zajemu površin ledenikov, ki so pokriti z gruščem ali zakriti z močnimi sencami gora (primer močno zagruščenega ledenika je največji avstrijski ledenik Pastirca v Visokih Turah na sliki 1). Burns in Nolin (2014) sta prav tako odkrila za nezagruščene in lepo vidne ledenike, da iz surovih Landsatovih posnetkov izmerita do 5 % manjše površine, kot če sta uporabila izboljšane Landsatove posnetke, kjer sta upoštevala še atmosferske popravke. Ne smemo pozabiti tudi na pravilno zakrivanje oblačnih delov posnetkov oz. delov posnetkov, ki so v močnih sencah, saj samodejni postopki neodstranjene oblake zelo hitro uvrstijo med s snegom pokrite ledenike, v močnih sencah pa velikokrat tudi napačno prepoznajo površine ledenikov (Selkowitz in Forster, 2016).

V Randolphovem ledeniškem seznamu so ledenike osrednje Evrope najprej izmerili iz Landsatovih posnetkov iz leta 2003 (RGI verzija 6; RGI Consortium, 2017). Kasneje so dodali obode nekaterih manjših ledenikov, med katerimi sta tudi Triglavski in Ledenik pod Skuto, ter popravili obode ledenikov Francije in Italije na stanje iz let 2005–2012 (RGI verzija 6). Pri zajemu in za izračun višinske razporeditve evropskih ledenikov so uporabili prevzorčeni digitalni model reliefa (DMR) Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) z velikostjo celice 60 m × 60 m in zapolnjenimi vrzelmi (RGI Consortium, 2017). Evropski ledeniki, ki so jih izmerili za srednje leto 2003 (RGI verzija 1), so pokrivali 2060 km² (Pfeffer et al., 2014). Slabih trideset let prej, leta 1975, je njihova površina merila za slabo tretjino več oz. 2909 km² (Huss in Farinotti, 2012; Bach et al., 2018). Med letom 2003 in 2017 so evropski ledeniki izgubili še dodatnih 223 km² (Zekollari et al., 2019). Če ostanemo v Evropi, omenimo še, da so raziskovalci na osnovi Landsat-posnetkov preučevali še podroben razvoj posameznih večjih ledenikov v daljšem časovnem obdobju: kot sta na primer ledenika Marmolada in Mer de Glace v Franciji med leti 1984–2013 (Nistor, 2014) ter ledeniki v Visokih Turah v Avstriji med 1969–2013 (Robson et al., 2016).

Površine ledenikov iz Randolphovega ledeniškega seznama so skupaj z DMR uporabili še za izračun višinske razporejenosti ledenikov ter za izračun sprememb v masnih bilanci (Pfeffer et al., 2014). Ugotovili so, da se površinsko večina svetovnih ledenikov nahaja na nadmorskih višinah pod 2000 m, pri čemer prednjačijo ledeniki Antarktike in Zahodne Kanade ter ZDA. Na višjih nadmorskih višinah med 4000 m in 6000 m pa je površinsko največ ledenikov v Aziji (Himalaja in njena okolica).

Predobdelava optičnih satelitskih posnetkov

V raziskavah, kjer preučujejo večja gorovja ali celoten svet, pa seveda celotne obdelave satelitskih posnetkov ne delajo sami. Največkrat raziskovalci uporabljajo že prav tako prosto dostopne ortorektificirane izdelke. Vendar se moramo pri uporabi ortorektificiranih Landsatovih in Sentinelovih izdelkov zavedati tudi njihovih slabosti. Med njihovo največjo slabost štejemo napake v horizontalnem položaju, zaradi napak v uporabljenem DMR za ortorektifikacijo. Največkrat uporabijo DMR SRTM, ki ima slabo prostorsko ločljivost (90 m ali 30 m), ponekod tudi lokalne napake in je že zastarel, saj je bil posnet leta 2000 (Žagar in Berk, 2009; Huss in Farinotti, 2012; Kääb et al., 2016, Paul et al., 2016; 2017). Za ortorektifikacijo Sentinel-2 sicer uporabljajo DMR PlanetDEM 90, ki v osnovi tudi temelji na SRTM (Kääb et al., 2016). Za ortorektifikacijo novejših Landsatov uporabljajo kombinacijo DMR-jev, ki vključujejo tudi SRTM (Landsat, 2020), za starejše pa so uporabljali različne državne DMR-je s prostorsko ločljivostjo od 30 m do 1 km (Tucker, 2004). Višine v prvi verziji SRTM, ki je imel prostorsko ločljivost 90 m, so na območju Julijskih Alp povprečno odstopale za $\pm 11,9$ m od državnega DMR s prostorsko ločljivostjo 12,5 m, medtem ko so na ravnem terenu povprečno odstopale le za $\pm 1,5$ m. Največja odstopanja so na območju Julijskih Alp merila tudi do 200 metrov (Žagar in Berk, 2009). Največja pričakovana horizontalna odstopanja za Sentinel-2 posnetke si lahko izračunamo s pomočjo enostavne enačbe $d \approx \Delta h/5,4$ iz Kääb et al. (2016), kjer je največje možno horizontalno odstopanje od prave lege d in Δh višinska napaka DMR. Pri Landsatovih posnetkih si pomagamo z enačbo $d \approx \Delta h/7,8$ (Kääb et al., 2016). Iz povprečnega višinskega odstopanja SRTM za Julijske Alpe dobimo največje povprečno horizontalno odstopanje za Sentinel-2 $\pm 2,2$ m, iz največjega odstopanja pa kar ± 37 m. Za Landsat pa dobimo veliko manjše vrednosti. Tudi zastarelost SRTM, predvsem na velikih alpskih dolinskih ledenikih, lahko prinese kar veliko višinsko in posledično horizontalno napako, saj ni redko, da taki ledeniki izgubijo po višini tudi okoli 5 m/leto (Kääb et al., 2016). Horizontalna odstopanja vplivajo na napačno lokacijo samodejno izmerjenega oboda ledenika. Vplivajo tudi na horizontalno in višinsko izmerjeno lokacijo snežne meje, ki jo lahko uporabimo za modelski izračun masne bilance. Ne nazadnje ta napaka posredno vpliva tudi na napako izmerjene hitrosti premikanja ledenikov.

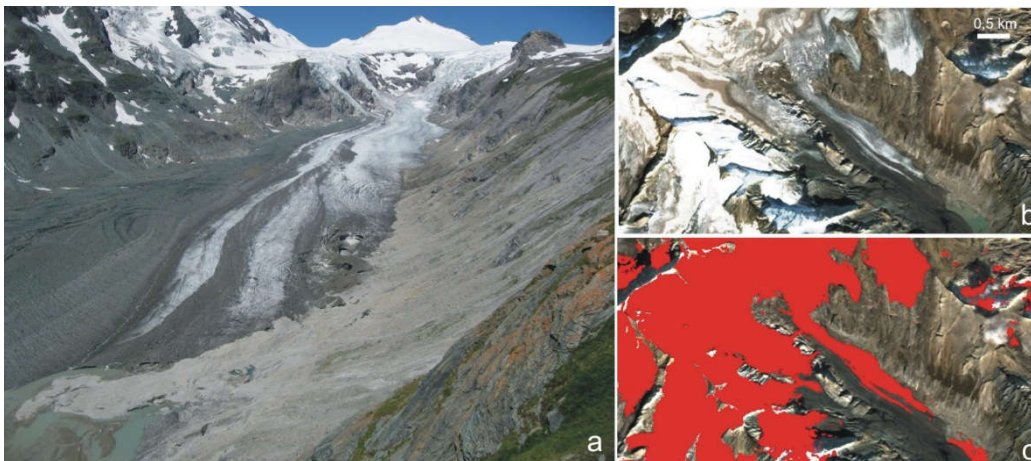
Prosto dostopni ortorektificirani posnetki Landsat in Sentinel-2 so zapisani v UTM projekciji na elipsoidu WGS84 (Paul et al., 2017).

Določanje površine ledenika na optičnih satelitskih posnetkih

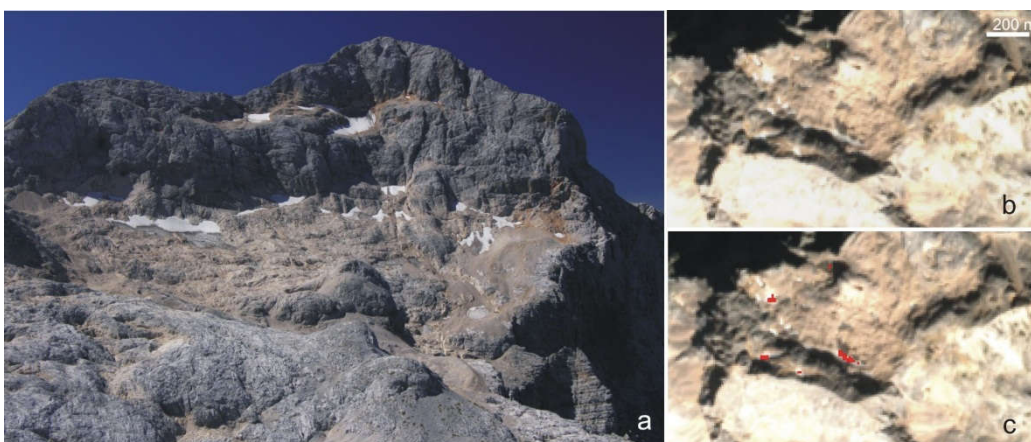
Kmalu po izstrelitvi prvega Landsata so ugotovili, da je sneg zelo slabo odbojen v kratkovalovnih infrardečih valovnih dolžinah (SWIR), v primerjavi z vidnimi in bližnjimi infrardečimi valovnimi dolžinami (VNIR), zato se ga da zelo enostavno prepoznati na satelitskih posnetkih tudi sorazmerno slabe prostorske ločljivosti (Paul et al., 2004; Wulder et al., 2012). To spektralno razliko so uporabili za samodejno klasifikacijo območji, ki jih pokrivajo ledeniki – torej za izmero površin ledenikov. Rezultat te spektralne razlike najlažje vidimo na normaliziranem diferencialnem indeksu snega (NDSI), ki predstavlja razmerje med razliko odboja v rdečem vidnem delu spektra in infrardečem delu spektra ter njuno vsoto. Na sliki 1b je predstavljen NDSI na nam najbližjem dolinskem ledeniku Pastirca v Visokih Turah v Avstriji, ki je samodejno izdelan iz Sentinel-2B posnetkov v *Sentinel HUB*. Opazimo, da je med sneg napačno uvrščeno tudi ledeniško jezero (slika 1c glej spodaj desno), oblaki pa so izločeni (slika 1c glej na desni strani na sredini). Če preverimo NDSI, ki je izdelan še za

Triglavski ledenik (slika 2), ugotovimo, da dobimo zelo nezanesljive rezultate – samo nekaj slikovnih elementov velika območja. To je posledica tega, da se NDSI računa s pomočjo spektralnih kanalov, ki imajo ločljivost le 20 m, na slab rezultat pa močno vpliva tudi prisotnost senc, v katerih je ledenik ob koncu talilne dobe. Na sliki 2 vidimo še, da NDSI prepozna samo zasnežen del ledenika, odkritega ledu pa ne. Ne nazadnje je razlika med poledenitvijo okoli Velikega Kleka oz. Großglocknerja (slika 1) in okoli Triglava (slika 2) ogromna, saj je na prvi predstavljenih okoli 17 km² ledenikov (Robson et al., 2016), na Triglavskih podih skupna vsota snežišč in ledenika ni večja kot 0,02 km².

Celotno površino tako majhnih ledenikov, kot sta Triglavski in Ledenik pod Skuto, lepo pokaže indeks vlažnosti, saj je konec talilne dobe na ledenikih prisotno močno taljenje. Zato smo na slikah 3, 4 in 5 raje prikazali samodejno izdelani indeks vlažnosti kot indeks snega. Na Triglavskem ledeniku in Ledeniku pod Skuto opazimo, da so bolj vlažne vse kotanje, v katerih se najdlje zadržuje sneg, vlažni so tudi oblaki (slika 4: zadnja vrstica 3. 9. 2019 – glej zgoraj desno) ter vegetacija (slika 5 – glej zgoraj desno). Na Triglavskem ledeniku smo prikazali celotno serijo posnetkov 2015–2019, medtem ko za Ledenik pod Skuto ne, saj je zanj zelo težko najti posnetke, na katerih bi se v istem letu videl ledenik tako na Sentinel-2 in Landsat-8 posnetkih ter da ledenik ne bi bil hkrati zakrit s senco ali oblaki.

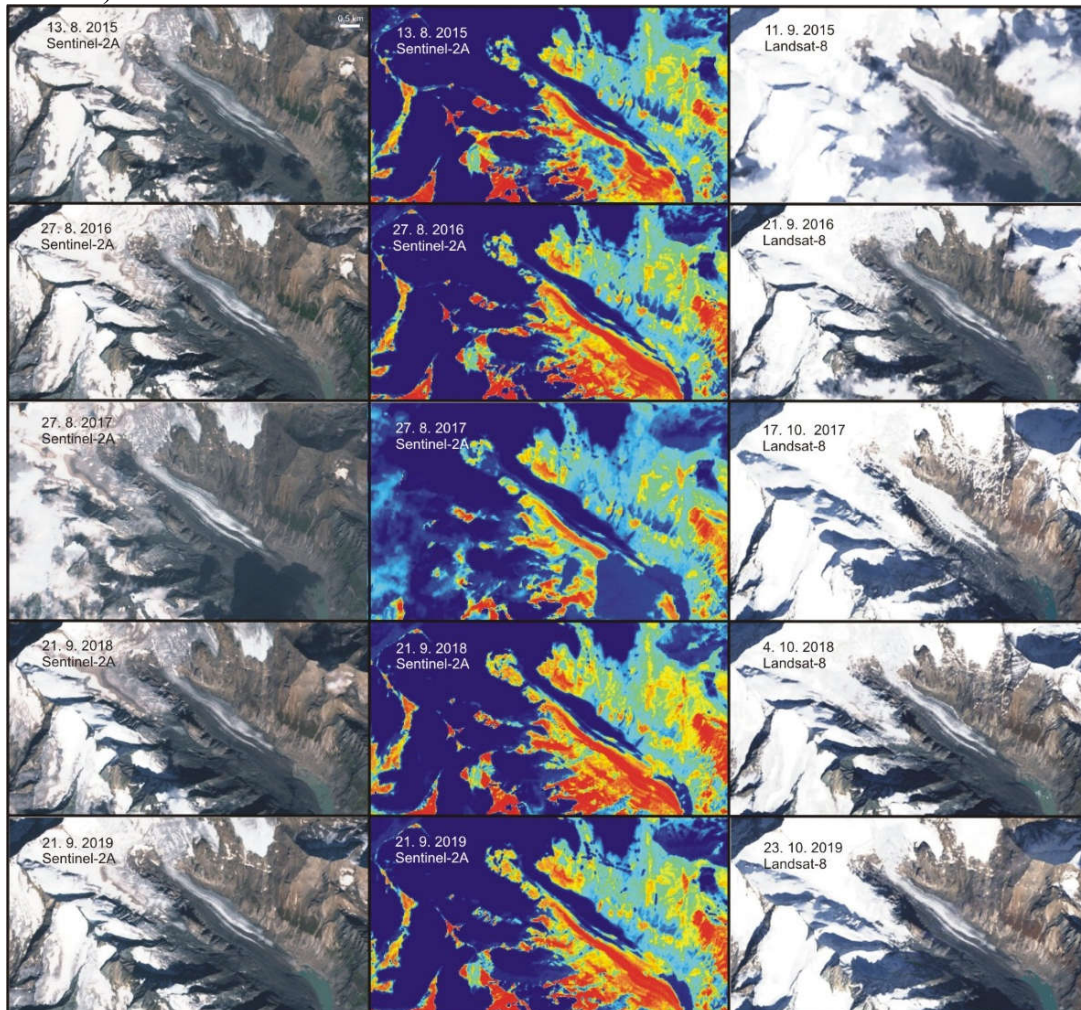


Slika 1: Pastirca v Visokih Turah, Avstrija: a) stanje v naravi 1. 8. 2013 (foto: Mihaela Triglav Čekada) ter 21. 9. 2018 na Sentinel-2B b) prikaz v naravnih barvah in c) normaliziran diferencialni indeks snega (NDSI) za isti satelitski posnetek (vir: Sentinel HUB).

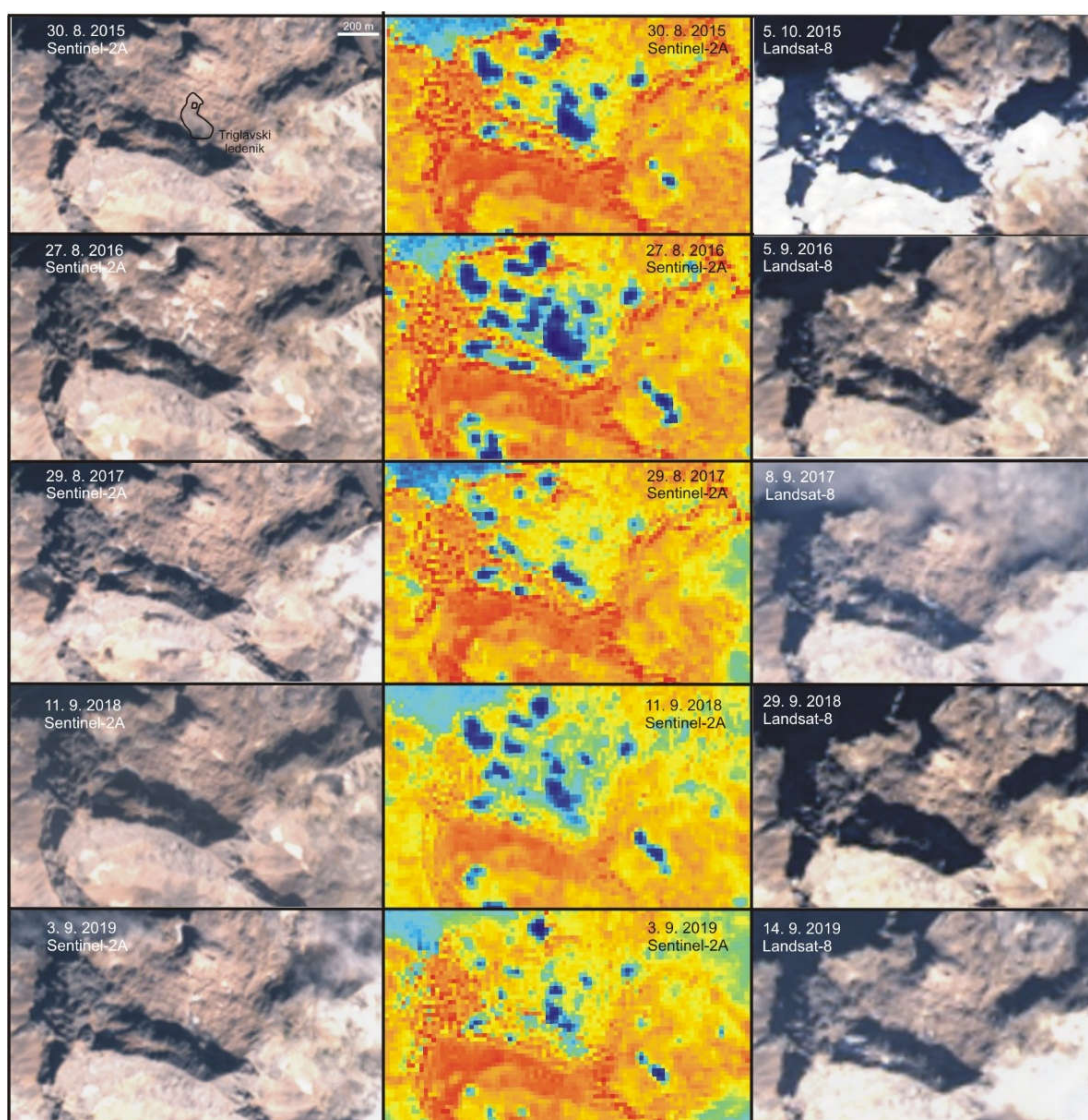


Slika 2: Triglavski podi: a) stanje v naravi konec avgusta 2017 (foto: Miha Pavšek) ter 24. 8. 2017 na Sentinel-2B b) prikaz v naravnih barvah in c) normaliziran diferencialni indeks snega (NDSI) za isti satelitski posnetek (vir: Sentinel HUB).

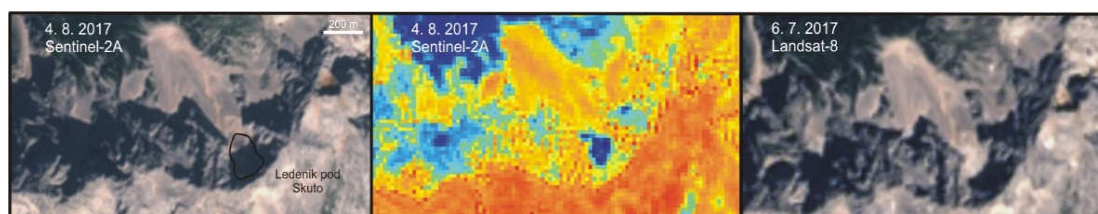
Indeks vlažnosti pa ni tako zelo uporaben na večjih ledenikih, kot je primer Pastirce na sliki 3, saj prepozna tudi oblake (glej vrstico 27. 8. 2017 – oblaki na levem robu in senca oblaka spodaj desno), vegetacijo in jezera. Če primerjamo slike 1 in 3 za leto 2018, ugotovimo, da ne indeks snega in ne indeks vlažnosti, ne podata pravilnega obsega ledenika, saj ne določita ledenika tam, kjer se ta skriva pod debelo plastjo grušča. Na indeksu vlažnosti debelo plast grušča na Pastirci hitro vidimo kot zelo suho (rdeča barva). Če ne prištejemo k ledeniku zagruščenega dela, bomo tudi na Pastirci hitro pridobili 30 % napako površine, ki jo omenja Paul et al. (2013) za samodejno satelitsko razpoznavo zagruščenih ledenikov. Zato se raziskovalci po samodejni identifikaciji zasneženih in zaledenelih površin, lotevajo tudi samodejne razpoznavne zagruščenih ledenikov, kjer poleg multispektralnih posnetkov že pri samodejni klasifikaciji uporabljajo tudi DMR-je (Paul et al., 2004; Bhambri et al., 2011; Alifu, et al., 2015; Robson et al., 2016). Njihove metode večinoma temeljijo na geomorfološkem ločevanju robov med ravnimi površinami ledenika in strmimi pobočji ter odstranjevanju površin, pokritih z vegetacijo. Zagruščen ledenik je največkrat od pobočja ločen s strmim robom morene, na njem pa ni vegetacije. Žal samodejni postopki v takih primerih prištejejo k ledenikom tudi kamnite ledenike in plazove. Zato Paul et al. (2013) menijo, da je zajem zagruščenih ledenikov še vedno najbolj smiselno izvajati ročno (vizualno).



Slika 3: Ledenik Pastirca v Visokih Turah, Avstrija, med leti 2015 in 2019 na multispektralnih satelitskih posnetkih Sentinel-2A levo prikaz v naravnih barvah, v sredini samodejno izračunan indeks vlažnosti iz Sentinel-2A in desno izostren Landsat-8 (pansharpened) posnet približno mesec dni kasneje – po prvem sneženju (vir: Sentinel HUB).



Slika 4: Triglavski ledenik med leti 2015 in 2019 na multispektralnih satelitskih posnetkih Sentinel-2A levo prikaz v naravnih barvah, v sredini samodejno izračunan indeks vlažnosti iz Sentinel-2A in desno izostren Landsat-8 (pansharpened) posnet teden do mesec dni kasneje (vir: Sentinel HUB).



Slika 5: Ledenik pod Skuto na multispektralnem satelitskem posnetku Sentinel-2A iz leta 2017: levo prikaz v naravnih barvah, v sredini samodejno izračunan indeks vlažnosti iz Sentinel-2A in desno izostren Landsat-8 (pansharpened) posnet mesec dni prej (vir: Sentinel HUB).

Največja slabost preučevanja ledenikov s pomočjo optičnih multispektralnih satelitskih senzorjev je, da so ledeniki v visokogorju, kjer se zelo hitro naberejo oblaki, ki preprečujejo zajem objektov pod njimi. Že, če preverimo na *Sentinel HUB*, na koliko satelitskih posnetkih Sentinel-2 med avgustom in oktobrom sta vidna ledenik Pastirica v

Avstriji in Triglavski ledenik, hitro ugotovimo, da se ledenika vidita le na polovici posnetkov. Tudi na posnetkih, za katere je zabeleženo, da imajo majhen delež oblačnosti, je skoraj pravilo, da tistih nekaj odstotkov oblakov pokriva ravno vrhove gora. Če preverimo še Ledenik pod Skuto, hitro ugotovimo, da so ne samo oblaki, temveč tudi močne sence, v katerih so tovrstni krniški ledeniki večino leta in so bistvene za njihovo preživetje, pri čemer močno ovirajo možnost njihove enostavne prepoznavne. Prav zato smo na sliki 5 prikazali samo stanje Ledenika pod Skuto iz leta 2017, pa še to iz začetka julija in avgusta, torej na sredi talilne dobe, ko ledenik še ni bil v senci; sneg pretekle zime je v tem letu kmalu skopnel. Kljub temu, da je konec talilne dobe v Alpah večinoma nekje na začetku oktobra in so takrat ledeniki najbolj razkriti in enostavni za določanje njihovega oboda, pa se takrat ledeniki, ki so praviloma na severnih pobočjih, že precej dobro skriti v dolgih sencah. Zato Paul et al. (2017) priporočajo zajem ledenikov iz satelitskih posnetkov, narejenih konec avgusta ali najkasneje do srede septembra, ko ti še niso v dolgih sencah. Zaradi enakih razlogov smo za najlepšo predstavitev Triglavskega ledenika za vseh pet let delovanja Sentinelov-2 izbrali posnetke iz konca avgusta, saj so ti skoraj istočasno brez premočnih senc in oblakov (slika 4). Kot vidimo na Landsatovih posnetkih z dne 5. 10. 2015 in 29. 9. 2018 takrat tudi Triglavski ledenik že zakrivajo močne sence.

Če primerjamo Sentinel-2 in Landsat-8 posnetke na Triglavskem ledeniku (slika 4) in Ledeniku pod Skuto (slika 5), hitro ugotovimo, da so na meji zmogljivosti za fotointerpretacijo tako majhnih ledenikov. Če na Sentinel-2 še razpoznamo sneg in led (prostorska ločljivost 10 m), pa tega ne moremo več z gotovostjo zatrditi za Landsat-8 (ločljivost 15 m).

Določanje snežne meje na optičnih satelitskih posnetkih

Na sliki Pastirce (slika 3) so na desni strani predstavljeni Landsatovi posnetki, ki so narejeni mesec dni po razkitem stanju ledenika, ki je viden na Sentinel-2A. Na njih prepoznamo že prvi jesenski sneg. Zato bi te Landsatove posnetke lahko uporabili tudi za določitev snežne meje v posameznem letu, torej stanja, kjer je letna masna bilanca enaka nič in nam lahko pomaga pri izračunu masne bilance prek modela.

Rabate et al. (2013) so s pomočjo satelitskih posnetkov Landsat, SPOT in Aster ter DMR-jev s prostorsko ločljivostjo 30 m oz. 20 m izmerili, kako se je višina snežne meje spreminjala med letoma 1984 in 2010 na ledenikih Zahodnih Alp v Franciji. Na 43 ledenikih se je snežna meja dvignila za 170 m. Na 145 ledenikih Visokih Tur v Avstriji pa se je snežna meja med 1985 in 2013 dvignila za 92 m, kar so Robson et al. (2016) preučevali s pomočjo Landsatovih posnetkov in lidarskega DMR-ja, ki je imel prostorsko ločljivost 10 m.

Radarski posnetki Sentinel-1

Radarski senzorji daljinskega zaznavanja sodijo med aktivne senzorje, kar pomeni, da lahko snemajo tudi ponoči. Uporabljajo mikrovalovne valovne dolžine, ki lahko prodirajo skozi oblake, meglice in prah. Zato so še posebej koristni za spremljanje ledenikov v visokogorju, ki je velikokrat zakrito z oblaki ter ledenikov na polih, kjer zaradi polarne noči kar polovico leta ne moremo uporabljati optičnih senzorjev. Umetno odprtinski radarji (InSAR), kot je Sentinel-1, sestavijo v en posnetek več zaporednih odbojev, ki jih prejmejo na svoji orbiti in na ta način svojo razmeroma kratko anteno podaljšajo na celotno dolžino poti, na kateri so sestavljali odboje. Pri tem sestavljajo odboje, ki so zaradi Dopplerjevega pojava frekvenčno premaknjeni glede na oddani

pulz, saj se v eni točki orbite objektu približujemo, v drugi pa od njega oddaljujemo (Oštir, 2007). Tako pridobljene podatke lahko uporabimo kot sliko intenzitet odbitega valovanja, za obdelavo katerih lahko uporabimo različne postopke samodejne klasifikacije posnetkov, podobne kot za optične satelitske posnetke. Druga možnost uporabe InSAR posnetkov pa je, da sestavimo dva posnetka v diferencialni interferogram, ki omogoča preučevanje majhnih višinskih razlik (znotraj ene valovne dolžine radarja) ter preučevanje vodnatosti snega (Conde et al., 2018). V tem sestavku se bomo omejili samo na uporabo intenzitet odbitega radarskega valovanja, kjer je koncept obdelave enak kot pri obdelavi optičnih satelitskih posnetkov. Slike intenzitet radarskega odboja lahko opisujejo vrnjeno intenziteto v isti smeri polarizacije, kot je bila oddana z oddajnika, vertikalno-vertikalno (VV) ali v nasprotni smeri, kot je bil polariziran pulz na oddajniku, vertikalno-horizontalno (VH).

Sentinel-1A, ki so ga izstrelili aprila 2014, in Sentinel-1B aprila 2016, delujeta v radarskem C-pasu s srednjo valovno dolžino 5,5 cm ter frekvenco 5,4 GHz. Oba satelita skupaj imata časovno ločljivost 6 dni (Conde et al., 2019; Copernicus, 2020). Nekateri izdelki radarskih Sentinelov-1, ki kažejo različne posnetke intenzitet odbitega valovanja, so prosto na razpolago tudi na *Sentinel HUB*. Med njimi so tudi posnetki intenzitet v polarizacijah VV in VH ter njune ortorektificirane izpeljanke, ki imajo ločljivost 5 m × 20 m. Za preučevanje snega na osnovi Sentinel-1 je še posebej primerna VV-polarizacija (Nagler et al., 2016; Lievens et al., 2019).

Določanje snežne meje na radarskih posnetkih

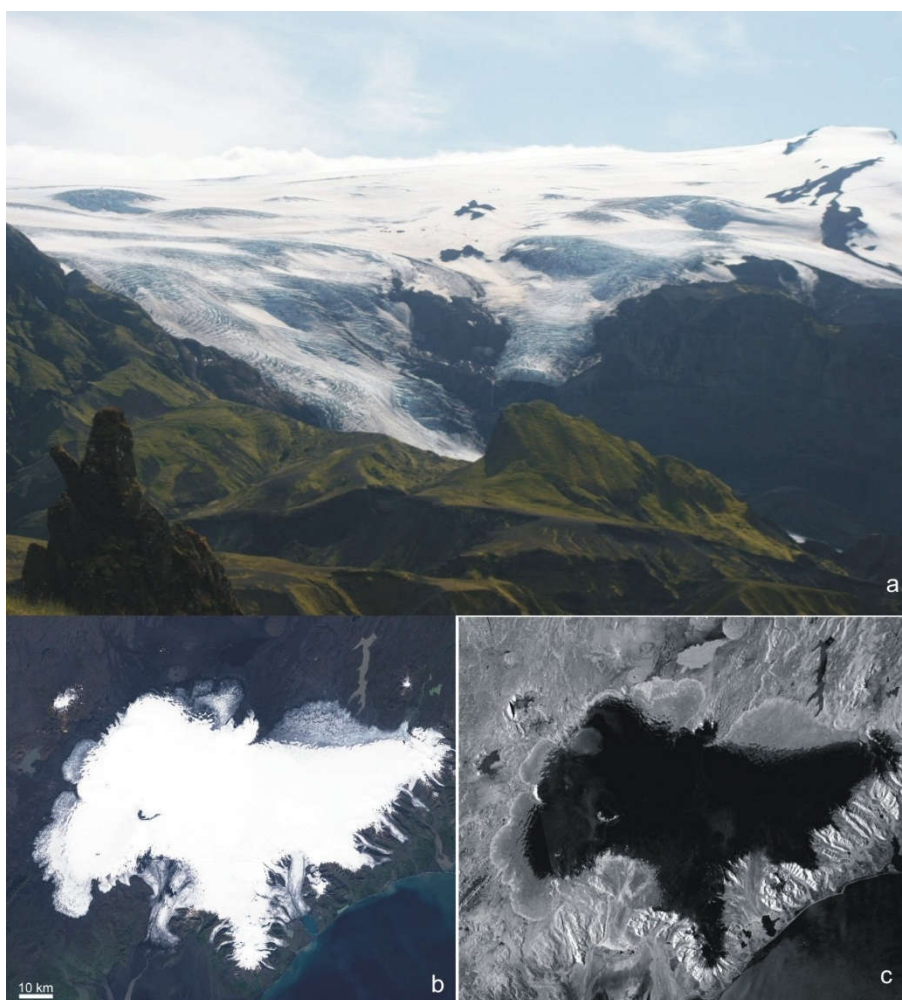
Preučevanje časovnih vrst intenzitet radarskih posnetkov omogoča analiziranje obsega ledu, snega, preučevanje deleža zraka in vode v snegu, saj poleg odboja od površja prikazujejo tudi t. i. prostorninski odboj (ang. volume scattering), to je odboj iz notranjosti snovi (suh sneg, led) oz. objektov (vegetacija), kjer se radarsko valovanje najprej delno odbije od vrhnje plasti (npr. od mejne plasti med zrakom in snegom), delno prodira v objekte ter se na poti odbija in se na koncu še delno odbije nazaj od neke končne mejne plasti (npr. od mejne plasti med snegom in kameninsko podlago) (Lievens et al., 2019). Princip je podoben kot pri lidarskem prodiranju skozi vegetacijo, le da moramo pri radarju upoštevati, da se to dogaja v snegu in tudi v zemlji. Tako radarski valovi iz C-pasu prodirajo do 20 m v suh sneg ter samo 3 cm v moker sneg. Moker sneg večino radarskega valovanja absorbira, suh pa odbije iz notranjosti snega (Nagler et al., 2016). Zato so intenzitete, ki prikazujejo moker sneg temne, intenzitete, v katerih je prikazan suh sneg ali led pa svetle. To dejstvo, da lahko z radarskimi opazovanji ločimo moker sneg od suhega oz. od razkrite zemlje, že od 80. let 20. stoletja naprej uporabljajo za določanje lokacije snežne meje na ledenikih (Winsvold et al., 2018). Višino snežne meje dobijo enako kot pri optičnih posnetkih, torej si pomagajo z DMR.

Na sliki 6 je prikazan ledenik Vatnajökull na Islandiji, ki leži na planoti, visoki med 300 m in več kot 2000 m. Za predstavitev smo si izbrali stanje ledenika ob koncu avgusta 2017, ker takrat ledenik ni bil pokrit z oblaki tudi na optičnem satelitskem posnetku Sentinel-2, kar omogoča najlepšo primerjavo s sliko radarskih intenzitet v VV-polarizaciji. Moker sneg je prikazan na radarskem posnetku v temnih barvah (slika 6c). Če primerjamo Sentinel-2 (slika 6b) in Sentinel-1 (slika 6c) posnetka hitro vidimo, da samo najvišje ležeče dele ledenika prekriva moker sneg, nižje ležečih ledeniških jezikov pa ne. Iz tega lahko sklepamo, da radarski posnetek prikazuje novozapadli moker sneg konec poletja. Meja med mokrim in razkritim ledom je na radarskem

posnetku zelo ostra, zato bi lahko že samo z vizualno interpretacijo enostavno določili položaj snežne meje konec talilne dobe na osnovi enega takega radarskega posnetka.

Žal pri posnetkih topografsko razgibanih terenov, kot so Alpe, radarske intenzitete ne dajo tako enostavno prepoznavnih rezultatov, ker vpliva na samo intenziteto odboja še višinska komponenta, ki se s približevanjem in oddaljevanjem satelita k tarči spreminja in povzroča topografske vplive, ki bi jih morali pred samo vizualno interpretacijo odstraniti. Tudi na velikih dolinskih ledenikih, kot je že omenjena Pastirca v Visokih Turah, na nobenem ortorektificiranem posnetku Sentinel-1 na *SentinelHub* ne boste mogli vizualno določiti položaja ledenika, saj na njih ni odstranjen vpliv topografije.

Različne vrste snega lahko preučujemo le tam, kje ni gozdov ali druge visoke vegetacije, saj radarski valovi prodirajo tudi v vegetacijo. Zato je pred preučevanjem snega najbolj smiselno območja, ki so pokrita z gostim gozdom, odstraniti iz analize (Nagler et al., 2018).



Slika 6: Ledenik Vatnajökull na Islandiji: a) del ledenika v naravi leta 2006 (foto: Blaž Barborič), ter 30. 8. 2017 b) na Sentinel-2A in c) na ortorektificiranem Sentinel-1 v VV-polarizaciji (vir: Sentinel HUB). Na sliki c) temna barva prikazuje moker sneg in vodo.

Radarske posnetke intenzitet lahko uporabimo še za preučevanje različnih območij na ledeniku ter za preučevanje debeline suhega snega. Zaradi različne hrapavosti v valovni dolžini radarja (višinska razlika 0,2 cm v C-pasu predstavlja gladko površino) in različne vsebnosti vode v vrhnji plasti snega ali spodnji plasti ledu lahko na radarskih posnetkih ledenikov ločimo po intenzitetah od najtemnejše do najsvetlejše (Winsvold et

al., 2018; Marin et al., 2020): območje na ledeniku, kjer se tali sneg, ki je najtemnejše, moker ali suh led, s suhim snegom pokrit led ter suh sneg in firn, ki sta najsvetlejša. Razmejitev ledenika na ta območja pomaga tudi pri izračunu specifične masne bilance, saj za vsako območje uporabimo svoje predpostavke o gostotah. Ne nazadnje lahko uporabimo različno hrapavost snega tudi za prepoznavo območij, kjer so se sprožili snežnimi plazovi, saj je površina plazu veliko bolj hrapava kot okoliški sneg (Nagler et al., 2018).

S pomočjo preučevanja razmerij v intenzitetah polarizacij VV in VH lahko preučujemo tudi debelino suhega snega. Lievens et al. (2019) so ugotovili, da intenzitete suhega snega v polarizaciji VH počasi rastejo (postajajo svetlejše), ko se snežna plast suhega snega debeli, saj je znotraj debelejših plasti suhega snega več odbojnikov (npr. ledeni kristali), kot znotraj tanjših plasti suhega snega. Intenzitete suhega snega v VV-polarizaciji so sorazmerno enotne (enotno svetle), dokler je sneg suh. Glavni odbojnik pri VV-polarizaciji je plast zrak-sneg, zato odbojniki v notranjosti snežne plasti v tem primeru ne pridejo do izraza. Ko je sneg moker, absorbira radarske valove in dobimo temnejšo intenziteto. Razmerje polarizacij VH/VV je še bolj korelirano z debelino suhega snega kot same intenzitete v VH-polarizaciji. Ta dejstva so Lievens et al. (2019) uporabili za izmero debeline suhega snega na celotni severni polobli. Njihovi rezultati so bili primerljivi s terenskimi meritvami debeline snega.

Sklep

Masna bilanca ledenika ni samo sprememba mase na ledeniku v preučevanem obdobju, pač pa jo lahko izračunamo tudi z uporabo različnih modelov. Pri tem upoštevamo spreminjanje površine ledenikov, spreminjanje višine snežne meje konec talilne dobe ter preučujemo spreminjanje različnih območij na ledeniku (ledenik pokrit s snegom, ledenik pokrit s firnom, ledenik pokrit z gruščem, razgaljen ledenik). V članku smo pokazali, kako lahko s prosto dostopnimi ortorektificiranimi satelitskimi posnetki, kot so optični Sentinel-2, Landsat in radarski Sentinel-1, spremljamo vse te parametre v 2D-prostoru. Višinsko komponento, ki jo potrebujemo za določitev višine, na kateri je določen pojav, pa pridobimo s pomočjo prav tako prosto dostopnih DMR-jev. Zato se danes velikokrat problem preučevanja masne bilance omeji na problem 2D-določitev oboda ledenika ali snežne meje konec talilne dobe.

Na primeru prosto dostopnih posnetkov, predstavljenih v *SentinelHub* smo pokazali, da sta naša dva ledenika, Triglavski ledenik in Ledenik pod Skuto, premajhna, da bi lahko s pomočjo prosto dostopnih samodejno izdelanih izdelkov iz optičnih posnetkov Sentinel-2 in Landsat pridobili kakšne koristne informacije. Premajhna in preveč skrita v razgibani topografiji sta tudi za preučevanje na prosto dostopnih radarskih posnetkih Sentinel-1. Vendar moramo poudariti, da je prosta dostopnost optičnih in radarskih satelitskih posnetkov zdaj tudi nam omogočila, da se lahko ukvarjamo z večjimi tujimi ledeniki ter na njihovi osnovi preučujemo globalne podnebne spremembe, ki vplivajo tudi na nas.

Zahvala

Delo je nastalo v okviru aplikativnega raziskovalnega projekta L2-1826, ki ga sofinancirajo Javna agencija za raziskovalno dejavnost Republike Slovenije, Ministrstvo za obrambo in Geodetska uprava Republike Slovenija.

Literatura

- Alifu, H., Tateishi, R., Johnson, B. (2015). A new band ratio technique for mapping debris-covered glaciers using Landsat imagery and a digital elevation model. *International Journal of Remote Sensing*, 36:8, 2063–2075.
- Bahr, D. B., Radić, V. (2012). Significant contribution to total mass from very small glaciers, *The Cryosphere*, 6.
- Bach, E., Radić, V., Schoof, C. (2018). How sensitive are mountain glaciers to climate change? Insights from a block model. *Journal of Glaciology*, 64(244), 247–258.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. (2010). *Glaciers & glaciation*. Routledge London and New York.
- Burns, P., Nolin, A. (2014). Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010. *Remote Sensing of Environment*, 140, 165–178.
- Bhambri, R., Bolch, T., Chaujar, R.K. (2011). Mapping of debris-covered glaciers in the Garhwal Himalayas using ASTER DEMs and thermal data. *International Journal of Remote Sensing*, 32:23, 8095–8119.
- Chen, J., Ohmura, A. (1990). Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *Hydrology in Mountainous Regions. I – Hydrological Measurements; the Water Cycle*, IAHS Publ. 193, 127–135.
- Copernicus (2020). http://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/Copernicus/Overview4
- Cuffey, K.M., Paterson, W.S.B. (2010). *The Physics of Glaciers*. – 4. izdaja, Elsevier.
- Fischer, A. (2011). Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. *The Cryosphere*, 5.
- Hock, R., Bliss, A., Marzeion, B., Giesen, R., Hirabayashi, Y., Huss, M., Radić, V., Slangen, A. (2019). GlacierMIP – A model intercomparison of global-scale glacier mass-balance models and projections. *Journal of Glaciology*, 65(251), 453–467.
- Huss, M., Farinotti, D. (2012). Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of geophysical research*, 117.
- Huss, M. (2013). Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, 7, 877–887.
- Kääb, A., Winsvold, S.H., Altena, B., Nuth, C., Nagler, T., Wuite, J. (2016). Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part I: Radiometric and Geometric Performance, and Application to Ice Velocity. *Remote Sensing*, 8, 598.
- Lambrecht, A., Kuhn, M. (2007). Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory. *Annals of Glaciology*, 46, 177–184.
- Landsat (2020). https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/landsat-collection-1?qt-science_support_page_related_con=1#qt-science_support_page_related_con
- Lievenens, H., Demuzere, M., Marshall, H.-P., Reichle, R. H., Brucker, L., Brangers, I., de Rosnay, P., Dumont, M., Giroto, M., Immerzeel, W. W., Jonas, T., Kim, E. J., Koch, I., Marty, C., Saloranta, T., Schöber, J., and De Lannoy, G. J. M. (2019). Snow depth variability in the Northern Hemisphere mountains observed from space. *Nature Communications*, 10, 4629.
- Marin, C., Bertoldi, G., Premier, V., Callegari, M., Brida, C., Hürkamp, K., Tschiersch, J., Zebisch, M., and Notarnicola, C. (2020): Use of Sentinel-1 radar observations to evaluate snowmelt dynamics in alpine regions, *The Cryosphere*, 14, 935–956.
- Nagler, T., Rott, H., Ripper, E., Bippus, G., Hetzenecker, M. (2016). Advancements for Snowmelt Monitoring by Means of Sentinel-1 SAR. *Remote Sensing*, 8(4), 348.
- Nagler, T., Rott, H., Schwaizer, G., Ossowska, J., Nemeč, J., Fasching, U. (2018). Operational monitoring of Alpine snow cover within the European Copernicus programme. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Innsbruck, Avstrija*, 348–352.
- Nistor, M.M. (2014). Using Landsat images and GIS to assess the changes of Mer de Glace and Marmolada glaciers in the last three decades. *Studia ubb geographia*, 1, 65–76.
- Oštir, K. (2006). *Daljinsko zaznavanje*. Založba ZRC.
- Paul, F., Bolch, T., Briggs, K., Kääb, A., McMillan, M., McNabb, R., Nagler, T., Nuth, C., Rastner, P., Strozzi, T., Wuite, J. (2017). Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the *Glaciers_cci* project. *Remote Sensing of Environment*, 203, 256–275.
- Paul, F., Winsvold, S.H., Kääb, A., Nagler, T., Schwaizer, G. (2016). Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part II: Mapping Glacier Extents and Surface Facies, and Comparison to Landsat 8. *Remote Sensing*, 8, 575.

- Paul, F., Barrand, N., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., . . . Winsvold, S. (2013). On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 54(63), 171–182.
- Paul, F., Huggel, C., Kääb, A. (2004). Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sensing of Environment*, 89:4, 510–518.
- Paul, F., Kääb, A., Misch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W. (2004). Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Pfeffer, W. T., Arendt, A.A., Bliss, A., et al. (2014). The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60, 221.
- Rabatel, A., Letréguilly, A., Dedieu, J.-P., Eckert, N. (2013). Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls, *The Cryosphere*, 7, 1455–1471.
- Rabatel, A., Dedieu, J., Thibert, E., Letréguilly, A., & Vincent, C. (2008). 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology*, 54(185), 307–314.
- RGI Consortium, (2017). Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. GLIMS Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA.
- Robson, B.A., Hölbling, D., Nuth, C., Strozzi, T., Dahl, S.O. (2016). Decadal Scale Changes in Glacier Area in the Hohe Tauern National Park (Austria) Determined by Object-Based Image Analysis. *Remote Sensing*, 8, 67.
- Selkowitz, D.J., Forster, R.R. (2016). An Automated Approach for Mapping Persistent Ice and Snow Cover over High Latitude Regions. *Remote Sensing*, 8, 16.
- Triglav Čekada, M., Zorn, M. (2020). Spremembe debeline in geodetske masne bilance Triglavskega ledenika v obdobju 1952–2016. *Acta geographica Slovenica*, 60/2, v tisku.
- Tucker, C.J., Grant, D.M., Dykstra, J.D. (2004). NASA's global orthorectified Landsat data set. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 70, 313–322.
- Veljanovski, T., Švab Lenarčič, A., Oštir, K. (2014). Sateliti Sentinel - vesoljska komponenta Evropskega programa za opazovanje zemlje Copernicus. *Geodetski vestnik*, 58, 3, 583–588.
- Winsvold, S. H., Kääb, A., Nuth, C., Andreassen, L. M., van Pelt, W. J. J., Schellenberger, T. (2018). Using SAR satellite data time series for regional glacier mapping, *The Cryosphere*, 12, 867–890.
- Wouters, B., Gardner, A.S., Moholdt, G. (2019). Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002-2016). *Frontiers in Earth Science*, 7, 96.
- Wulder, M.A., Masek, J.G., Cohen, W.B., Loveland, T.R., Woodcock, C.E. (2012). Opening the archive: How free data has enabled the science and monitoring promise of Landsat. *Remote Sensing of Environment*, 122, 2–10.
- Zekollari, H., Huss, M., Farinotti, D. (2019). Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble, *The Cryosphere*, 13, 1125–1146.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlström, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Cáceres, B. E., Casassa, G., Cobos, G., Dávila, L. R., Delgado Granados, H., Demuth, M. N., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J. O., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V. V., Portocarrero, C. A., Prinz, R., Sangewar, C. V., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usabaliev, R., Vincent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61–228.
- Zemp, M., Jansson, P., Holmlund, P., Gärtner-Roer, J., Koblet, T., Three, P., Haeberli, W. (2010). Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-99) - Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balance. *The Cryosphere*, 4, 333–343.
- Zhu, Z., Wulder, M.A., Roy, D.P., Woodcock, C.E., Hansen, M.C., Radeloff, V.C., Healey, S.P., Schaaf, C., Hostert, P., Strobl, P., Pekel, J., Lymburner, L., Pahlevan, N., Scambos, T.A. (2019). Benefits of the free and open Landsat data policy. *Remote Sensing of Environment*, 224, 382–385.
- Žagar, T., Berk, S. (2009). Primerjava podatkov SRTM z DMV Slovenije. V: KUHAR, Miran (ur.). Raziskave s področja geodezije in geofizike 2008 : zbornik predavanj. Ljubljana: Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo. 77–86.