



Analiza zachmurzenia na zobrazeniach Landsat 8 w latach 2013-2020 jako ocena stopnia ich przydatności w monitoringu arktycznych lodowców

Analysis of cloud cover on the 2013-2020 Landsat 8 imagery as an assessment of its usefulness in monitoring of the High-Arctic tidewater glacier

Marcin Nowak*  Kamil Czarnecki 

Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

Centrum Badań Polarnych

ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń

mnowak@umk.pl *(autor korespondencyjny) • czarnecki.kamil@stud.umk.pl

Zarys treści. Głównym celem prezentowanej pracy była ocena zobrażeń satelitarnych Landsat 8 pod kątem obecności zachmurzenia nad strefą czołową lodowca Aavatsmarka (NW Spitsbergen, Svalbard). W pracy wykorzystano wszystkie dostępne do pobrania zobrazenia Landsat 8 wykonane od początku misji (początek 2013 r.) do końca 2020 r. oraz obejmujące cały obszar zainteresowania (AOI). Łącznie było to 868 zdjęć satelitarnych. Stopień widoczności strefy AOI na każdym obrazie został obliczony przy użyciu obrazu *Quality Assessment Band* (QA), który stanowi integralną część zbioru danych Landsat 8. Dane QA zostały zreklasyfikowane, pogrupowane w określone klasy widoczności i przedstawione w ujęciu rocznym oraz miesięcznym. Przeprowadzono również analizę częstości występowania zobrażeń użytecznych, tj. takich, na których stopień pokrycia terenu zachmurzeniem jest nie większy niż 5%. Spośród wszystkich dostępnych zobrażeń, na przestrzeni analizowanych lat tylko 176 (ok. 20%) zawierało obszar w pełni widoczny, zaś ok. 60% zdjęć było pokrytych chmurami w ponad 95%. Dane te porównano również z wynikami zachmurzenia w najbliższej stacji meteorologicznej w Ny-Ålesund.

Słowa kluczowe: Landsat 8, kanał *Quality Assessment Band*, zachmurzenie, użyteczność zdjęć, Arktyka, Kaffiøyra.
Keywords: *Landsat 8, Quality Assessment Band, cloud cover, usefulness of the imagery, the Arctic, Kaffiøyra.*

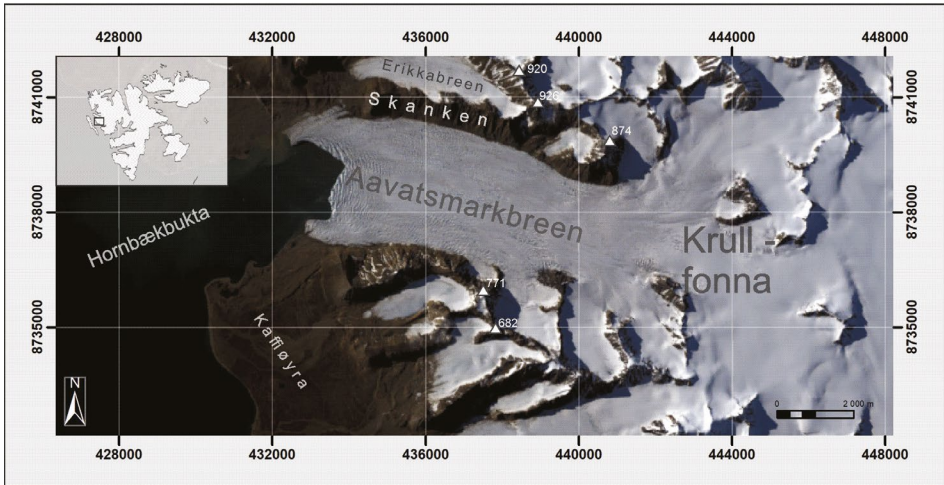
Wstęp

Aktualną liczbę lodowców i czap lodowych na świecie szacuje się na 170 tys., a ich powierzchnia zajmuje ok. 0,73 mln km² (IPCC, 2013). To niezwykle ważny oraz wrażliwy element ziemskiej hydrosfery. W latach 2000-2019 średni bilans masy wszystkich lodowców, obliczony w oparciu o modele DEM, wyniósł -267 (±16) Gt/rok (Hugonnet et al., 2021). W wielu częściach świata lodowce są głównym źródłem zaopatrzenia w wodę setek milionów ludzi, źródłem wytwarzania energii elektrycznej czy elementem odpowiadającym za lokalną strukturę flory i fauny. Uznaje się, że dynamika bilansu masy lodowców stanowi wczesną odpowiedź na obserwowane obecnie zmiany klimatyczne, związane z długofalowymi działaniami industrialnymi i postindustrialnymi. Pogłębiająca się recesja bądź całkowity zanik lodowców przyczynia się do, np. wzrostu poziomu morza (na skutek uwalniania wód

roztopowych), podniesienia średniej temperatury oceanu, wzrostu częstości i siły ekstremalnych zdarzeń klimatycznych (El Niño), czy zaniku raf koralowych (IPCC, 2019). Badania lodowców pozwalają stworzyć symulacje życia w perspektywie najbliższych kilkudziesięciu lat. Z uwagi na rozmieszczenie lodowców oraz utrudniony bezpośredni dostęp do nich, wyprawy badawcze narażone są na wysokie koszty związane z zapewnieniem bezpieczeństwa i logistyki, jak również zaopatrzenia ich w sprzęt niezbędny do prowadzenia badań. Przykład pandemii COVID-19 zwrócił uwagę na dodatkowe, nieprzewidywane wcześniej trudności z organizacją ekspedycji badawczych. W odniesieniu do powyższego, niezwykle istotne stają się zdalne metody pozyskiwania danych o lodowcach, w tym szeroko wykorzystywane metody teledetekcyjne. Satelity Landsat i Sentinel należą do sensorów optycznych. Pozyskują one obrazy w sposób pasywny, co oznacza, że rejestrują promieniowanie słoneczne odbite i reemitowane przez powierzchnię Ziemi. Największym ograniczeniem wykorzystania tego typu danych jest występujące nad danym obszarem zachmurzenia, które przesłaniając teren uniemożliwia dokonanie zaplanowanej analizy. W wielu przypadkach praca ze zobrazeniami zawierającymi zachmurzenie jest utrudniona lub nawet niemożliwa. Pokrywa chmur ogranicza również możliwości poprawnej georeferencji obrazów, co może być dodatkowym czynnikiem obniżającym zdolność takich zobrażeń do wykorzystania. Obecne możliwości techniczne pozwalają na prawidłowe rozpoznanie chmur i pominięcie tych obszarów w zaplanowanej analizie (Oishi et al., 2018). Stopień przydatności zobrażeń do dalszych analiz, w kontekście potencjalnego zachmurzenia, zależy od charakteru badanego terenu, jego umiejscowienia oraz panujących tam warunków, jak również jest zmienny w czasie (Laborde et al., 2017; López-Puigdollers et al., 2021). Co ważniejsze, błędne wstępne przetwarzanie w zakresie wykrywania zmian terenu i rozpoznania chmur prowadzić może do szeregu dalszych fałszywych wniosków (Oishi et al., 2018). Jednym z największych problemów w zakresie wykrywania i identyfikacji zachmurzenia występującego na zobrazeniach optycznych są chmury pierzaste – Cirrus – częściowo niewykrywalne przez sensory (Kovalskyy i Roy, 2015). Dlatego tak ważne jest, aby przed wykonaniem zaplanowanej analizy dokonać oceny zachmurzenia i oszacować jego potencjalny wpływ na oczekiwane wyniki. Głównym celem pracy jest ocena przydatności zobrażeń Landsat 8 w monitoringu strefy czołowej lodowca Aavatsmarka (północno-zachodni Spitsbergen, Svalbard) poprzez analizę zachmurzenia występującego na zobrazeniach tego obszaru. Praca obejmuje wszystkie dostępne do pobrania zobrazenia wykonane w latach 2013-2020.

Obszar badań

Lodowiec Aavatsmarka (norw. *Aavatsmarkbreen*) to lodowiec wypustowy znajdujący się w rejonie *Kaffiøyry*, na północno-zachodnim Spitsbergenie (Ziemia Oskara II), największej wyspie arktycznego archipelagu Svalbard (ryc. 1). Na obszarze Ziemi Oskara II występuje 51 lodowców o powierzchni powyżej 1 km² oraz kilkanaście mniejszych (Hagen et al., 1993; Lankauf, 2002). W rejonie *Kaffiøyry* usytuowanych jest 9 lodowców: zakończone na lądzie lodowce Waldemara, Ireny, Elizy, Agnora, Eivinda, Andreasa i Oliviera oraz zakończone w morzu lodowce Aavatsmarka oraz Dahla. Lodowce Aavatsmarka oraz Dahla to dwa skrajne punkty równiny *Kaffiøyry*, wypływające z głównego centrum Ziemi Oskara II – plateau *Løvenskioldfonna*. *Kaffiøyra* z uwagi na położenie lodowców uznawana



Ryc. 1. Lodowiec Aavatsmarka i północna część Kaffiøyry (ortofotomapa na podstawie danych Landsat 8 z dn. 01.07.2020; współrzędne w układzie UTM 33N)
Aavatsmarkbreen and the northern part of Kaffiøyra (orthophotomap based on Landsat 8 data from 01.07.2020; coordinates in UTM 33N)

jest przez Lankaufa (2002) za naturalny, osobny rejon. Sama nizina zajmuje powierzchnię ok. 310 km², liczy 14 km długości i do 4 km szerokości (Sobota, 2005). Na podstawie współczesnych możliwości badań, przyjęto dla lodowca Aavatsmarka powierzchnię 73 km², z długością sięgającą 15 km (Sobota, 2021). Jego szerokość w osi doliny waha się od 3,5 do 4,5 km. Błaszczuk et al. (2009) przyjmują, iż powierzchnia lodowca wynosi 68 km². Warto jednak wziąć pod uwagę, że górne granice lodowców wypustowych (tj. granice między plateau lodowym a jezorem lodowcowym) są kwestią umowną i przy operowaniu wartościami ich powierzchni należy o tym fakcie pamiętać. Główna oś ruchu lodowca Aavatsmarka przebiega ze wschodu na zachód, gdzie uchodzi on do zatoki Hornbæk i kończy się wysokim, ok. 40-metrowym, lodowym klifem o szerokości około 4 km (Lankauf, 2002). Skrajne części lodowca ulegają przemianom na lądzie, natomiast główna, centralna część, uchodzi do zatoki morskiej (ryc. 2 i 3). Lodowiec Aavatsmarka zasilany jest z dwóch pól firnowych: głównego plateau Løvenskioldfonna oraz mniejszego *Krullfonna*. W skład pól firnowych wchodzi również mniejsze baseny akumulacyjne występujące głównie na północnych stokach Prins Heinrichfjella. Na podstawie badań: Lankaufa (2002) oraz Soboty (2010, 2013) należy przyjąć, iż lodowce *Kaffiøyry* charakteryzują się ujemnym trendem bilansu masy. Wykonane analizy pozwoliły na odtworzenie recesji począwszy od 1909 r. – m.in. powierzchnia części czołowej Aavatsmarka zmniejszyła się o 71,4% (z 15 km² o 10,7 km²), a całkowity obszar pokryty lodowcami zmalał o 37% (Sobota i Lankauf, 2010). Badania dotyczące lodowca uwiaryściły szarżę, z której ostatnia miała miejsce w latach 2013-2015 (Sobota et al., 2016).



Ryc. 2. Lodowiec Aavatsmarka (widok z powietrza) (fot. I. Sobota)
Aavatsmark Glacier (aerial view) (photo I. Sobota)



Ryc. 3. Lodowiec Aavatsmarka, widok z południa (fot. I. Sobota)
Aavatsmark Glacier, view from the south (photo I. Sobota)

Zachmurzenie na *Kaffiøyrze*

Porównując Archipelag Svalbard z terenami położonymi na podobnej szerokości geograficznej, zauważyć można odmiennność klimatu wywołaną, m.in. oceanicznymi prądami oraz występowaniem złożonych mas powietrza. Wyspy okalane są z zachodu ciepłym Prądem Zachodniospitsbergeńskim, a ze wschodu zimnym Prądem Wschodniospitsbergeńskim. Wpływ na Svalbard ma również układ cyrkulacji mas powietrza, głównie Niż Islandzki i Wyż Azorski oraz orografia całego archipelagu. Wyżej wymieniona charakterystyka klimatu oraz niemalże coroczne badania w okresie letnim, wykonywane w regionie Stacji Polarnej Uniwersytetu Mikołaja Kopernika od 1975 r., pozwalają na przybliżenie podstawowych cech klimatu. Bazując głównie na pracach Przybyłaka (2011) i Soboty (2013) zauważyć można, iż średnia temperatura powietrza na *Kaffiøyrze* w sezonie letnim (21.07-31.08)

w latach 1975-2010 wyniosła 5,0 °C, a w latach 1997-2010 już 5,3 °C. Średnie zachmurzenie dla *Kaffiøryry* w tymże okresie w sezonie letnim, w skali dekanowej osiąga wartości 8,4. Największe zachmurzenie na *Kaffiøryrze* występuje w lecie oraz jesienią i przekracza 70%, a najniższe zimą (53%). Duże wartości zachmurzenia to cecha charakterystyczna dla całego Spitsbergenu, związana głównie ze wzmożoną działalnością cyklonalną.

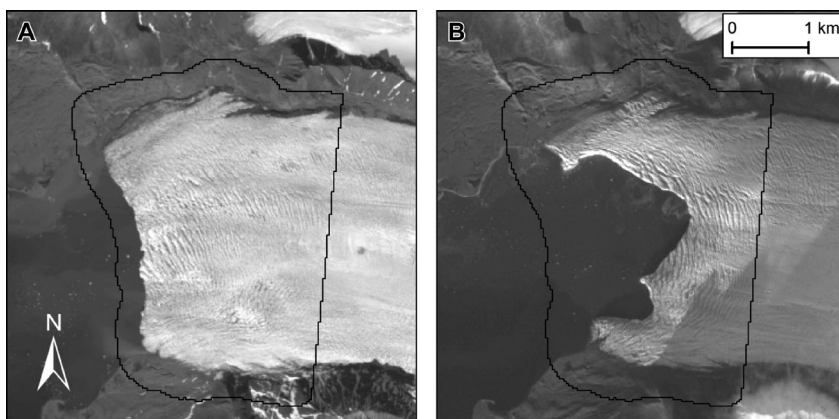
Zobrazowania Landsat w monitoringu lodowców

Program Landsat to wieloskładowe oraz wielozadaniowe źródło danych geoprzestrzennych, m.in. z zakresu rolnictwa, hydrologii, leśnictwa, czy meteorologii. Ciąg informacji dostarczanych przez kolejno wprowadzone satelity odgrywa globalne znaczenie w aktualnych analizach powierzchni Ziemi; pozwala również odtworzyć wcześniejszą rzeczywistość. Dane te można również ze sobą porównywać, uzyskując efekt przekształceń krajobrazu, ryzyka wystąpień zjawisk ekstremalnych czy symulacji przyszłości, chociażby w charakterze trendów zmian klimatycznych. Program Landsat został zapoczątkowany w 1972 r., działając jako ERTS (ang. *Earth Resources Technology Satellite*). Narzędzia dostępne na pokładzie współczesnych satelitów programu Landsat pozwalają na szerokie spektrum badań, włączając w to badania glaciologiczne, potamologiczne czy limnologiczne. W skład programu Landsat wchodzi łącznie dziewięć satelitów, z których aktualnie funkcjonują dwa: Landsat 8 i Landsat 9. W wyniku umieszczenia na orbicie satelity Landsat 9 czas rewizyty nad danym obszarem został skrócony do 8 dni, a w połączeniu z misją Sentinel-2 do blisko 2 dni. Ponadto zwiększona rozdzielczość radiometryczna z 12 bitów do 14 bitów znacznie poprawia jakość zdjęć, a tym samym badań teledetekcyjnych (Masek et al., 2020). W przeszłości opierając się na scenach pozyskanych w ramach programu Landsat możliwy był szereg badań glaciologicznych. Już w początkach prowadzenia misji, za zgodą NASA oraz USGS, wzbogacono obserwacje naukowe na Islandii o zobrażenia programów Landsat 1-5 (Williams, 1987; Williams et al., 1991). Powszechny dostęp do danych satelitarnych, będący głównym celem USGS, przyczynił się do znaczącego rozwoju analiz dotyczących lodowców z różnych stron świata. Świadczą o tym prace dotyczące, np. wielkości recesji czapy lodowej Ağrı w Turcji na podstawie scen programu Landsat 4, 5 i 8 (Yalcin i Polat, 2020), prędkości przepływu powierzchniowego lodowców w Górach Świętego Eliasza w Kanadzie na bazie danych Landsat 5 (Waechter et al., 2015) czy klasyfikacji materiału lodowego w austriackiej strefie lodowców (Hall et al., 1988). Głównymi obszarami badań glaciologicznych w zakresie analiz teledetekcyjnych są miejsca trudno dostępne, powiązane z wysokimi kosztami logistycznymi – Antarktyda czy wysokie Himalaje. Potwierdzenie to znajdziemy w pracach dotyczących, np. lodowców szelfowych Antarktydy wykorzystujących dane z wielu misji programu Landsat (Simmons, 1986; Bindschadler, 2002; Berthier et al., 2003; Jawak et al., 2019; Halberstadt et al., 2020), zmian zasięgów lodowców w centralnej Azji – m.in. w pasmach Himalajów, Karakorum czy Kunlun Shan (Bhardwaj et al., 2015; Liu et al., 2017; Wang et al., 2017; Chudley i Willis, 2019; Sahu i Gupta, 2019a; Sahu i Gupta, 2019b; Jia et al., 2021). Badania glaciologiczne zdalnymi metodami dotyczą również obszaru Spitsbergenu, czego dowodem mogą być publikacje związane ze zjawiskiem szarży lodowca Aavatsmarka (Sobota et al., 2016), pomiarem prędkości powierzchniowej lodowca Kronebreen (Käab et al., 2005) oraz oceną stopnia topnienia pokrywy śnieżnej lodowców wypustowych w rejonie Hornsundu (Laska et al., 2017).

Materiały i metody

Zbiór obrazowań wykorzystany w niniejszej pracy zawiera wszelkie możliwe do pobrania sceny satelitarne wykonane przez satelitę Landsat 8 w okresie od początku misji (2013) do końca 2020 r., które swoim zasięgiem przestrzennym pokrywają cały obszar zainteresowania – AOI (ang. *Area Of Interest*). Zasięg AOI przedstawiono na rycinie 4. Obejmuje on część czołową lodowca Aavatsmarka i został utworzony z uwzględnieniem bufora o wielkości 300 m (10 pikseli OLI) na zachód, północ i południe od maksymalnego zasięgu zaobserwowanego w latach 2013-2020 (ryc. 4A) oraz bufora 1000 m na wschód (w górę lodowca) od linii minimalnego zasięgu zaobserwowanego w tym samym okresie (ryc. 4B). Zdefiniowany w ten sposób AOI ma powierzchnię 12,45 km², co jest równe 13 838 pikselem OLI o rozdzielczości przestrzennej 30 m.

Satelity programu Landsat umieszczone są na orbitach okołopolarnych. Oznacza to, że przelot nad obszarami biegunowymi realizowany jest w trakcie każdego okrążenia Ziemi. Satelity zsynchronizowane są z pozornym ruchem Słońca, dzięki czemu obrazują określoną lokalizację na powierzchni Ziemi o jednakowej porze czasu lokalnego i w podobnych warunkach oświetlenia. W przypadku analiz teledetekcyjnych stanowi to istotny czynnik, szczególnie ważny w badaniach krótkotrwałych zmian środowiska. Ze względu na kierunek poruszania się satelity względem równika można wyróżnić dwa tryby akwizycji danych w obrębie orbity. W chwili, gdy satelita porusza się z południa na północ, przemierza odcinek orbity nazywanej wstępującą, gdy zaś z północy na południe – odcinek orbity zstępującej. Zsynchronizowana satelita z pozornym ruchem Słońca, w części orbity wstępującej, będzie obserwowała obszar znajdujący się w nocy, natomiast w części zstępującej obszar, w którym panuje dzień. W przypadku terenów polarnych, w związku z występowaniem dnia i nocy polarnej, część obrazowań satelitarnych zostaje rejestrowana zarówno w orbitach wstępujących, jak i zstępujących. Szczegółową charakterystykę akwizycji, dotyczącą czasu i geometrii (ścieżka i wiersz WRS-2) podano w tabelach 1 i 2. AOI w całości pokryto



Ryc. 4. Obszar zainteresowania (wielokąt z czarnym konturem) na podstawie obrazowań satelity Landsat 8, z maksymalnym zaobserwowanym zasięgiem (A) oraz minimalnym zaobserwowanym (B), lodowca Aavatsmarka w okresie 2013-2020

Area of interest (black-rimmed polygon) based on images of the Landsat 8 satellite, with the maximum observed range (A) and minimum observed (B), of the Aavatsmark Glacier in the period 2013-2020

kilkoma ścieżkami WRS-2: 214 do 221 na orbicie zstępującej i 23-30 w trybach orbity wstępującej. Większość zdjęć wykonywano w trybie zstępującym (669 z 868, tj. 77%). W 2013 r., na początku misji satelitarnej Landsat 8, liczba zdjęć była najniższa – 35 zdjęć, ale w kolejnych latach wzrosła, osiągając maksimum w 2018 r. (158 scen). Podobne wartości zaobserwowano w 2019 i 2020 r. – po 152 sceny. Warto zauważyć, że w latach 2014-2017 i 2018-2020 istnieje wyraźna różnica w liczbie dostępnych obrazów (odpowiednio – średnio ponad 92 i 154 sceny satelitarne rocznie). W ujęciu miesięcznym najwięcej zdjęć zarejestrowano w okresie letnim (sierpień i lipiec – odpowiednio 150 i 135), a najmniej wczesną wiosną (marzec – 82) i jesienią (październik – 19).

Tabela 1. Roczne i miesięczne sumy zobrażeń pokrywających AOI w latach 2013-2020
Annual and monthly sums of imagery covering AOI in the years 2013-2020

Miesiąc	Liczba zobrażeń w roku								Suma
	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	
III	5	1	12	12	13	13	13	13	82
IV	2	5	15	14	15	25	25	23	124
V	7	6	12	15	13	28	26	27	134
VI	0	17	14	13	13	23	21	21	122
VII	0	18	13	13	14	25	28	24	135
VIII	5	25	14	14	14	28	22	28	150
IX	14	13	12	13	11	13	13	13	102
X	2	0	2	3	2	3	4	3	19
Suma	35	85	94	97	95	158	152	152	868

Tabela 2. Liczba zobrażeń satelitarnych o określonej geometrii akwizycji (ścieżki i wiersze WRS2) w pełni obejmująca AOI i pozyskana w okresie 2013-2020
Number of satellite imagery with a specific acquisition geometry (WRS2 tracks and rows) fully covering AOI and acquired in the period 2013-2020

Tryb	Ścieżka (rząd)	Liczba zobrażeń								Suma
		2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	
Zstępujący	214 (004)	3	0	4	4	3	6	4	4	28
	215 (004)	2	10	13	14	14	14	13	12	92
	216 (004)	5	8	13	14	13	13	12	12	90
	217 (004)	5	8	13	13	14	14	14	14	95
	218 (003)	5	11	14	14	13	13	13	12	95
	219 (003)	4	9	13	12	12	14	13	13	90
	220 (003)	4	8	12	14	14	13	13	13	91
	221 (003)	5	8	12	12	12	13	12	14	88
Wstępujący	23 (241)	0	3	0	0	0	9	6	8	26
	24 (241)	0	3	0	0	0	6	6	8	23
	25 (241)	0	1	0	0	0	5	7	8	21
	26 (241)	0	0	0	0	0	5	8	3	16
	27 (240)	1	5	0	0	0	8	7	8	29
	28 (240)	0	5	0	0	0	9	8	7	29
	29 (240)	1	5	0	0	0	9	7	7	29
	30 (240)	0	1	0	0	0	7	9	9	26

Oprócz obrazów poszczególnych kanałów spektralnych, każde kompletne zobrazowanie Landsat 8 zawiera również obraz QA (ang. *Quality Assessment Band*). Konkretna wartość piksela obrazu QA zawiera informację o pokryciu terenu (w tym ewentualnym zachmurzeniu), dzięki czemu możliwy jest podział na, m.in. teren, chmury, chmury Cirrus, śnieg oraz lód (tab. 3 i 4). Na podstawie instrukcji użytkownika scen satelitarnych Landsat 8 (Ihlen, 2019) w niniejszej pracy wyszukano i wykorzystano piksele odpowiadające wysokiej koncentracji lodu bądź śniegu oraz „czystego terenu”. Dodatkowo piksele te porównano z pikselami koncentracji zachmurzenia, co pozwoliło wyróżnić tylko te, które zawierają w sobie niską koncentrację chmur, w tym również chmur Cirrus. Na podstawie tabeli 4. dalszej analizie podlegały piksele: 2720, 2724, 2728, 2732 właściwe dla atrybutu „czystego terenu” oraz 3744, 3748, 3752, 3756 odpowiadające za wysoką koncentrację śniegu i lodu przy jednoczesnym niskim prawdopodobieństwie wystąpienia zachmurzenia. W przetworzeniu danych wykorzystano oprogramowanie GIS oraz środowisko Matlab. W pierwszej kolejności wszystkie zobrazowania zostały przycięte do zasięgu AOI. Takie działania zdecydowanie zmniejszają obciążenie obliczeniowe i skracają czas dalszego przetwarzania. Pierwotnie, wykorzystany zbiór zobrazowań zajmował 1,8 TB pamięci dysku, natomiast po wykorzystaniu kanału QA w zasięgu AOI, zaledwie kilka MB. Następnie, uzyskane obrazy zreklasyfikowano w taki sposób, że wymienione powyżej 8 par wartości piksela otrzymało wartości „1”, natomiast każde inne „0”. W efekcie powstały obrazy, na których występowały dwie klasy – klasa terenu widocznego (wartość 1) i klasa terenu zasłoniętego pokrywą chmur (wartość 0). Następnie obliczono stosunek liczby takich pikseli do wszystkich pikseli obejmujących AOI. Dla każdego zdjęcia uzyskano procent widocznego terenu. Wartości te zostały pogrupowane w klasy widoczności AOI zgodnie z następującymi kryteriami:

- 0,0-5,0% widzialnej powierzchni AOI – teren całkowicie niewidoczny AOI (CN),
- 5,1-35,0% widzialnej powierzchni AOI – teren głównie niewidoczny AOI (GN),
- 35,1-65,0% widzialnej powierzchni AOI – teren częściowo widoczny AOI (CzW),
- 65,1-95,0% widzialnej powierzchni AOI – teren głównie widoczny AOI (GW),
- 95,1-100,0% widocznej powierzchni AOI – teren całkowicie widoczny AOI (CW).

Tabela 3. Wartości bitów wraz z opisem; na podstawie podręcznika użytkownika danych Landsat 8
Bit values with description; based on the Landsat 8 data usage manual

	65553	32767	16383	8191	4095	2047	1023	511	255	127	63	31	15	7	3	1
Bit	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
Opis				Intensywność chmur Cirrus		Śnieg/Lód		Cień chmury		Chmury		Chmury	Natężenie radiometryczne		Okluzja terenu	Wypełnienie

Opracowanie własne na podstawie Ihlen, 2019.

Tabela 4. Możliwe atrybuty oraz wartości piksela obrazowań Landsat 8 (QA); na podstawie podręcznika użytkownika danych Landsat 8

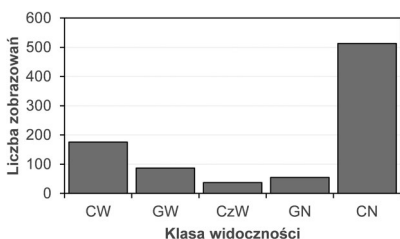
Possible attributes and pixel values of Landsat 8 (QA); based on the Landsat 8 data usage manual

Atrybut	Wartość piksela
Wypełnienie	1
Okłuzja terenu	2, 2722
Teren	2720, 2724, 2728, 2732
Nasylenie radiometryczne 1-2 pasma	2724, 2756, 2804, 2980, 3012, 3748, 3780, 6820, 6852, 6900, 7076, 7108, 7844, 7876
Nasylenie radiometryczne 3-4 pasma	2728, 2760, 2808, 2984, 3016, 3752, 3784, 6824, 6856, 6904, 7080, 7112, 7848, 7880
Nasylenie radiometryczne 5+ pasma	2732, 2764, 2812, 2988, 3020, 3756, 3788, 6828, 6860, 6908, 7084, 7116, 7852, 7884
Chmury	2800, 2804, 2808, 2812, 6896, 6900, 6904, 6908
Natężenie chmur – niskie	2720, 2722, 2724, 2728, 2732 , 2976, 2980, 2984, 2988, 3744, 3748, 3752, 3756 , 6816, 6820, 6824, 6828, 6828, 7072, 7076, 7080, 7084, 7840, 7844, 7848, 7852
Natężenie chmur – średnie	2752, 2756, 2760, 2764, 3008, 3012, 3016, 3020, 3776, 3780, 3784, 3788, 6848, 6852, 6856, 6860, 7104, 7108, 7112, 7116, 7872, 7876, 7880, 7884
Natężenie chmur – wysokie	2800, 2804, 2808, 2812, 6896, 6900, 6904, 6908
Cień chmury – wysokie	2976, 2980, 2984, 2988, 3008, 3012, 3016, 3020, 7072, 7076, 7080, 7084, 7104, 7108, 7112, 7116
Śnieg/Lód – wysoki	3744, 3748, 3752, 3756 , 3776, 3780, 3784, 3788, 7840, 7844, 7848, 7852, 7872, 7876, 7880, 7884
Natężenie chmur Ci – niskie	2720, 2722, 2724, 2728, 2732, 2752, 2756, 2760, 2764, 2800, 2804, 2804, 2808, 2812, 2976, 2980, 2984, 2988, 3008, 3012, 3016, 3020, 3744, 3748, 3752, 3756, 3780, 3784, 3788
Natężenie chmur Ci – wysokie	6816, 6820, 6824, 6828, 6848, 6852, 6856, 6860, 6896, 6900, 6904, 6908, 7072, 7076, 7080, 7084, 7104, 7108, 7112, 7116, 7840, 7844, 7848, 7852, 7872, 7876, 7880, 7884

Opracowanie własne na podstawie Ihlen, 2019. Pogrubiono wartości wykorzystane w klasyfikacji.

Wyniki

W ujęciu całkowitej liczby przeanalizowanych zdjęć, zdecydowana większość z nich nie wykazuje przydatności do dalszych analiz, aż 513 z 868 obrazowań (tj. niespełna 60%) należy do klasy CN, czyli zawiera pełne zachmurzenie (ryc. 5). Nieco ponad 20% zdjęć to sceny z najlepszą jakością obrazu, gdzie występowanie chmur nie przekracza 5% (klasa CW).



Ryc. 5. Liczba obrazowań w podziale na klasy widoczności terenu (CW – całkowicie widoczny, GW – głównie widoczny, CzW – częściowo widoczny, GN – głównie niewidoczny, CN – całkowicie niewidoczny)

Number of images divided into classes of terrain visibility (CW – completely visible, GW – mainly visible, CzW – partially visible, GN – mainly invisible, CN – completely invisible)

Pozostałe klasy zawierają najmniejsze liczby zobrazowań: klasa zdjęć z terenem głównie widocznym – 87 (tj. 10% ogółu), głównie niewidocznym – 55 (tj. 6% ogółu) i częściowo widocznym – 37 (tj. 4% ogółu).

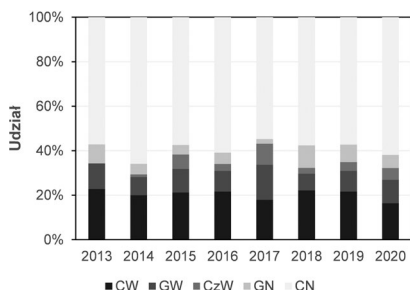
Rozkład zobrazowań w ujęciu rocznym

W tabeli 5. przedstawiono liczbę zobrazowań należących do poszczególnych klas widoczności w podziale na lata. Najbardziej pożądanym elementem zbioru są zdjęcia z terenem całkowicie widocznym. Najwięcej zobrazowań tej klasy pochodzi z lat 2018 i 2019 (odpowiednio 35 i 33). Nieco mniej takich zobrazowań wykonano w roku 2020 (25), zaś w latach 2014-2017 ich liczba była względnie wyrównana i wynosiła od 17 do 21. W ujęciu procentowym liczby zobrazowań klasy CW w stosunku do ogólnej liczby wykonanych zdjęć (ryc. 6) w kolejnych latach nie występowały znaczące różnice. Średnio, udział klasy CW w ogóle zobrazowań wynosił 20,5%, a w podziale na poszczególne lata wahał się od 16,4% (w roku 2020) do 22,9% (w roku 2013).

Jak wykazano powyżej najliczniejszą grupę stanowiły zobrazowania klasy CN (teren całkowicie niewidoczny). W porównaniu do klasy CW roczna zmienność wartości udziału zobrazowań CN w ogólnej liczbie wykonanych zdjęć wykazywała większe, choć wciąż nieznaczne wahania, od 57,5% (w roku 2015) do 61,8% (w roku 2020). W pozostałych klasach: GW, CzW i GN procentowe wartości udziału w poszczególnych latach nie wykazywały szczególnych odchyśleń – mieściły się w granicach odpowiednio: 7,6%-15,8%, 0,0%-9,5% oraz 2,1%-10,1%.

Tabela 5. Liczba zobrazowań satelitarnych sklasyfikowanych według klas widoczności w podziale na lata
Number of satellite imagery classified by visibility class by year

Klasa widoczności AOI	Liczba zobrazowań w roku:								Suma
	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	
Całkowicie widoczne	8	17	20	21	17	35	33	25	176
Głównie widoczne	4	7	10	9	15	12	14	16	87
Częściowo widoczne	0	1	6	3	9	4	6	8	37
Głównie niewidoczne	3	4	4	5	2	16	12	9	55
Całkowicie niewidoczne	20	56	54	59	52	91	87	94	513



Ryc. 6. Procentowy udział zobrazowań określonej klasy widoczności terenu w ogólnej liczbie zdjęć wykonanych w latach 2013-2020 w podziale rocznym (objaśnienia skrótów patrz ryc. 5)
Percentage share of imagery of a specific class of terrain visibility in the total number of images taken in the years 2013-2020 in the annual division

Rozkład zobrażeń w ujęciu miesięcznym

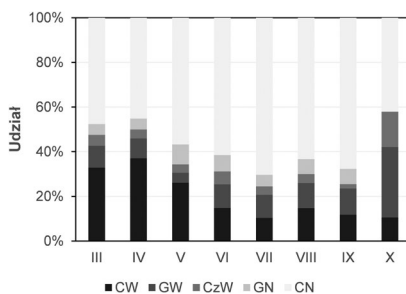
W tabeli 6. przedstawiono liczbę zobrażeń satelitarnych sklasyfikowanych według klas widoczności terenu w podziale na miesiące. W obrębie klasy CW najwięcej scen odnotowano w miesiącach wiosennych – kwietniu (46), maju (35) oraz marcu (27). Niewiele mniej takich zobrażeń udostępniono w sierpniu (22), w pozostałych miesiącach ich liczba wahała się od 18 (w czerwcu) do 2 (w październiku).

W ujęciu procentowym wartość udziału klasy CW wykazywała znaczące różnice (ryc. 7). Najwyższe wartości udziału zobrażeń całkowicie widocznych zarejestrowano w kwietniu (37,1%) oraz marcu (32,9%). Nieco mniejszy udział odnotowano w maju (26,1%). W pozostałych miesiącach wartość udziału klasy CW wahała się od 10,4% w lipcu do 14,8% w czerwcu.

W przypadku wartości udziału zobrażeń klasy CN w poszczególnych miesiącach również zaobserwowano wyraźne odchylenia. Maksyma zanotowano w lipcu (tj. 70,4%) oraz wrześniu (tj. 67,6%), natomiast minimum w październiku (42,1%). W pozostałych klasach procentowy rozkład w poszczególnych miesiącach prezentuje się niemalże równomiernie – jedyne odchylenia zarejestrowano w październiku, gdzie wartości udziału były kilkukrotnie wyższe od pozostałych. Wynikało to jednak z najmniejszej ogólnej liczby zobrażeń pozyskanych w tym miesiącu.

Tabela 6. Liczba zobrażeń satelitarnych sklasyfikowanych według klas widoczności w podziale na miesiące
Number of satellite imagery classified by visibility class by month

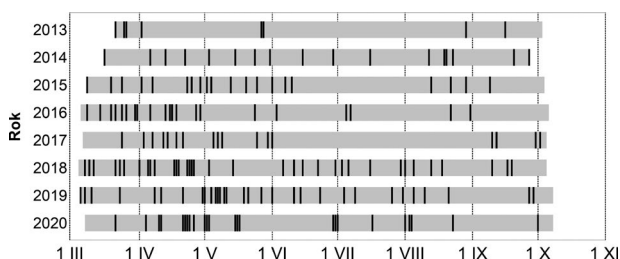
Klasa widoczności AOI	Liczba zobrażeń w miesiącu:								Suma
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
Całkowicie widoczne	27	46	35	18	14	22	12	2	176
Głównie widoczne	8	11	6	13	14	17	12	6	87
Częściowo widoczne	4	5	5	7	5	6	2	3	37
Głównie niewidoczne	4	6	12	9	7	10	7	0	55
Całkowicie niewidoczne	39	56	76	75	95	95	69	8	513



Ryc. 7. Procentowy udział zobrażeń określonej klasy widoczności terenu w ogólnej liczbie zdjęć wykonanych w latach 2013-2020 w podziale miesięcznym (oznaczenia skrótów – ryc. 5)
Percentage share of imagery of a specific class of terrain visibility in the total number of photos taken in the years 2013-2020 in the monthly division

Rozkład sezonowy zobrażeń użytecznych

Za zobrażenia użyteczne uznano te, w których pokrycie terenu chmurami wynosiło nie więcej niż 5%. Określenie to jest zatem tożsame z klasą CW (całkowicie widoczne). Czasowy rozkład tak zdefiniowanych zdjęć w kolejnych latach przedstawiono na rycinie 8. We wszystkich latach największa koncentracja zobrażeń tego typu występowała w okresach wiosennych. Najmniejszą liczbę zobrażeń użytecznych odnotowano w sezonach letnich 2013, 2015, 2016 i 2017 r. W latach kolejnych (2018 i 2019) wyraźnie uwidoczniło się opisane powyżej wprowadzenie do zbioru zobrażeń scen wykonanych w trybie orbity wstępującej. Pozwoliło to nie tylko na zwiększenie liczby zobrażeń użytecznych dostępnych z danego roku, ale przede wszystkim wyraźnie zmniejszyło długość okresów pomiędzy takimi zobrażeniami. W 2020 r. zaobserwowano specyficzną sytuację, w której liczba zobrażeń użytecznych jest wysoka, jednak występują one w kilku skoncentrowanych grupach.



Ryc. 8. Czasowy rozkład zobrażeń użytecznych (oznaczonych ciemnymi pionowymi liniami; jasnoszare pole oznacza okres od pierwszego do ostatniego wykonanego zobrażenia w danym roku)
Temporal distribution of useful imagery (denoted by dark vertical lines; light gray field means the period from the first to the last image taken in a given year)

Ocena wielkości zachmurzenia na podstawie stacji meteorologicznej Ny-Ålesund

Stacja meteorologiczna Ny-Ålesund, zlokalizowana w najdalej wysuniętej na północ osadzie ludzkiej, prowadzi obserwacje i pomiary meteorologiczne od 26.07.1974 r. Z uwagi na położenie w polarnej strefie, stanowi cenne źródło informacji w kontekście, m.in. zmian klimatycznych. Informacje dotyczące parametrów meteorologicznych, w tym również zachmurzenia, są udostępniane nieodpłatnie przez Norwegian Centre for Climate Services (seklima.met.no). W niniejszej pracy wykorzystano dane o zachmurzeniu (w oktantach) z obserwacji terminowych (codziennie w godzinach 6:00, 12:00 i 18:00 czasu UTC) przeprowadzonych w latach 2013-2020. Uśrednione wartości miesięczne z poszczególnych lat przedstawiono w tabeli 7 oraz na rycinie 9.

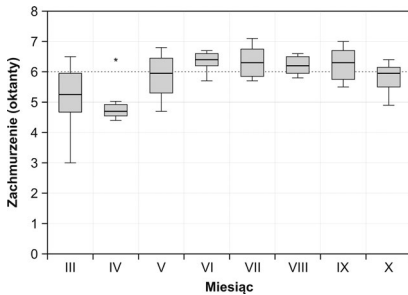
Roczne wartości zachmurzenia obliczone dla okresu marzec – październik nie wykazują dużej zmienności i wahają się od 5,7 (2013, 2018) do 6,1 (2020). Średnie zachmurzenie wynosiło od 4,9 oktantów w kwietniu do 6,4 oktantów w czerwcu. Najniższe wartości zachmurzenia obserwowano w kwietniu oraz w marcu. Wartości zbliżone do mediany obliczonej dla całego okresu analizy obserwowane były w maju oraz październiku. Najwyższe wartości zachmurzenia odnotowano w okresie lata i wczesnej jesieni (czerwiec – wrzesień).

Tabela 7. Średnie miesięczne zachmurzenie zarejestrowane w stacji meteorologicznej Ny-Ålesund w podziale na lata i miesiące

Average monthly cloud cover recorded at Ny-Ålesund Weather Station by years and months

Rok	Średnie zachmurzenie w miesiącu:								Średnia
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
2013	4,7	4,4	6,2	6,2	6,9	6,5	5,5	4,9	5,7
2014	5,5	4,6	5,8	6,5	6,6	5,8	6,8	6,0	6,0
2015	6,5	5,0	5,5	5,7	5,7	6,1	6,4	6,2	5,9
2016	5,0	4,8	6,7	6,7	5,9	5,8	6,6	6,4	6,0
2017	6,1	4,4	5,1	6,2	5,8	6,5	6,2	6,1	5,8
2018	3,0	4,6	6,8	6,3	7,1	6,2	5,5	5,9	5,7
2019	4,6	6,4	4,7	6,5	6,4	6,5	6,0	5,4	5,8
2020	5,9	4,9	6,1	6,7	6,2	6,2	7,0	5,6	6,1
Średnia	5,2	4,9	5,9	6,4	6,3	6,2	6,3	5,8	5,9

Opracowanie własne na podstawie danych: Norwegian Centre for Climate Services (seklima.met.no)



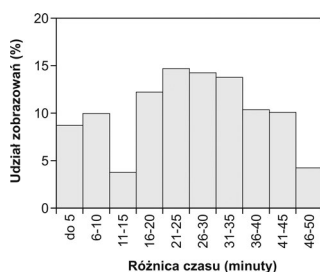
Ryc. 9. Wykres skrzynkowy miesięcznych wartości zachmurzenia na stacji Ny-Ålesund (poziomą linią przerywaną zaznaczono medianę dla całego okresu analizy)
Temporal distribution of cloud cover recorded at Ny-Ålesund Weather Station by summer and month

Pomiędzy wartościami widoczności AOI na obrazowaniach satelitarnych, a zachmurzeniem odnotowanym na stacji meteorologicznej Ny-Ålesund zaznaczyły się pewne prawidłowości. Szczególnie jest to widoczne po 2017 r., kiedy zbiór wykonywanych obrazowań został uzupełniony o sceny z orbity wstępującej. Niższe wartości zachmurzenia obserwowane w marcu, kwietniu oraz maju odpowiadają zwiększonej liczbie obrazowań użytecznych. Dla przykładu, pierwsze analizowane miesiące (marzec i kwiecień) w 2016 r. utrzymywały poziom zachmurzenia nieprzekraczający 5 oktantów, co przełożyło się na cykliczną serię obrazowań użytecznych. W kwietniu 2020 r., wielkość zachmurzenia wyniosła 4,9 oktantów, a liczba zdjęć użytecznych stanowiła 36% udziału wszystkich zdjęć użytecznych z tego roku (9 z 25).

Analizie poddano również chwilowe wartości zachmurzenia pochodzące z terminów najbardziej zbliżonych do momentu (godziny), w których wykonane zostały obrazowania. Informacje te stanowią integralną część metadanych każdego pakietu danych Landsat 8. Godziny wykonania obrazowań przez satelitę nawiązywały do trybu akwizycji. Obrazowania przeprowadzone w trybie orbity zstępującej (77% wszystkich zdjęć) wykonane były między godziną 12:03 i 12:50 czasu UTC, zaś obrazowania w trybie orbity wstępującej między 17:58 i 18:41. Najmniejsza różnica pomiędzy czasem wykonania obrazowania, a czasem wykonania obserwacji zachmurzenia wyniosła zatem 2 minuty, zaś największa 50 minut. Średnia różnica wyniosła 26 minut. Szczegółowy rozkład różnic czasu

w minutach pomiędzy wykonaniem obserwacji zachmurzenia na stacji meteorologicznej, a czasem wykonania zobrazenia przedstawiono na rycinie 10. Uzyskane wyniki uznano za wystarczające do porównania ze sobą wartości widoczności AOI na zobrazeniach w stosunku do chwilowego zachmurzenia obserwowanego w Ny-Ålesund.

Liczbę zobrazeń zawierających się w poszczególnych klasach widoczności AOI zestawiono z danymi o wielkości zachmurzenia (tab. 8). Ich procentowy rozkład w podziale na kolejne oktanty zachmurzenia przedstawiono na rycinie 11. Jedynie 27 z 868 zobrazeń wykonano przy braku zachmurzenia, a 88 zdjęć przy śladowym zachmurzeniu wynoszącym 1 oktant. Stanowi to zaledwie 3,1% (0 oktantów) oraz 10,1% (1 oktant) wszystkich pozyskanych scen satelitarnych. Najwięcej zobrazeń wykonano w czasie prawie pełnego i pełnego zachmurzenia obserwowanego w Ny-Ålesund – odpowiednio 240 i 271 zdjęć dla oktantów 7 i 8. W ujęciu procentowym wartości te pokrywały 58,9% wszystkich zobrazeń. Udział zdjęć w pozostałych poziomach zachmurzenia nie przekroczył 30% (242 zdjęcia dla zachmurzenia o wartościach 2-6 oktantów).



Ryc. 10. Histogram różnic czasu (w minutach) pomiędzy wykonaniem zobrazeń Landsat 8 i godziną wykonania obserwacji zachmurzenia na stacji Ny-Ålesund

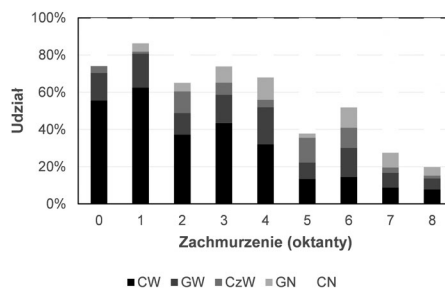
Histogram of the time differences (in minutes) between the acquisition of Landsat 8 imagery and the time when cloud cover observations were made at Ny-Ålesund station

Tabela 8. Występowanie zobrażeń satelitarnych w podziale na skalę zachmurzenia oraz klasę widoczności AOI
Occurrence of satellite imagery broken down by cloud scale and AOI visibility class

Klasa widoczności AOI / Zachmurzenie	0	1	2	3	4	5	6	7	8	Suma
Całkowicie widoczne	15	55	16	20	8	6	12	21	21	174
Głównie widoczne	4	16	5	7	5	4	13	19	16	89
Częściowo widoczne	1	1	5	3	1	6	9	7	4	37
Głównie niewidoczne	0	4	2	4	3	1	9	19	13	55
Całkowicie niewidoczne	7	12	15	12	8	28	40	174	217	513
Suma	27	88	43	46	25	45	83	240	271	868

Największy procent występowania zobrażeń użytecznych (klasa CW) w stosunku do ogółu liczby wykonanych zobrażeń w warunkach danego oktantu zachmurzenia uzyskano przy braku zachmurzenia lub zachmurzeniu śladowym (oktanty 0 i 1), odpowiednio: 56% i 63%. W warunkach zachmurzenia częściowego (oktanty 2-4), zobrażenia użyteczne stanowiły odpowiednio 37%, 43% i 32% całości pozyskanych scen. W warunkach dużego lub całkowitego zachmurzenia (oktanty 5-8) udział zobrażeń użytecznych wynosił jedynie 8-14%.

Do zbadania relacji pomiędzy stopniem zachmurzenia obserwowanym w Ny-Ålesund i stopniem widoczności AOI na zdjęciach satelitarnych wykorzystano nieparametryczną miarę jednostronnej korelacji rang Spearmana. Wyniki przedstawiono w tabeli 9.



Ryc. 11. Procentowy udział zobrażeń satelitarnych w podziale na klasy widoczności AOI w poszczególnych oktantach zachmurzenia (objaśnienia skrótów patrz ryc. 5).
Percentage of satellite imagery by AOI visibility class in individual cloud octants (CW – completely visible, GW – mainly visible, Thu – partially visible, GN – mainly invisible, CN – completely invisible).

Tabela 9. Wartości jednostronnej korelacji rang Spearmana (ρ) pomiędzy wielkością zachmurzenia na stacji Ny-Ålesund i stopniem widoczności AOI dla całego zbioru danych oraz w podziale na sezony wiosenny, letni i jesienny (podano również istotność statystyczną – p oraz ilość przypadków – N)
Spearman’s rank correlation (ρ) values between the magnitude of cloud cover at Ny-Ålesund station and the degree of visibility of the AOI for the entire dataset and by spring, summer and autumn seasons (statistical significance – p and number of cases – N – are also given)

Okres	ρ	p	N
Cały zbiór (III – X)	-0,493	< 0,001	868
Wiosna (III – V)	-0,595	< 0,001	340
Lato (VI – VIII)	-0,384	< 0,001	407
Jesień (IX – X)	-0,407	< 0,001	121

Wszystkie z obliczonych wartości korelacji są istotne statystycznie i wskazują na umiarkowaną zależność stopnia widoczności AOI od wielkości zachmurzenia w Ny-Ålesund. Dla całego badanego zbioru danych wartość ta wyniosła -0,493. Najwyższą wartość korelacji uzyskano dla zbioru z okresu wiosennego (marzec – maj) i wyniosła ona -0,595. Dla zbiorów z okresu letniego (czerwiec – sierpień) oraz jesiennego (wrzesień – październik) uzyskano zbliżone wartości wynoszące kolejno -0,384 oraz -0,407.

Podsumowanie i dyskusja

Celem niniejszej pracy była ocena przydatności zobrażeń satelitarnych programu Landsat 8 w monitoringu arktycznych lodowców, poprzez analizę zachmurzenia na kolejnych zdjęciach. Badania obejmowały wszystkie możliwe do pobrania zobrazenia satelitarne, począwszy od startu misji Landsat 8 (2013 r.) do końca 2020 r.. Obszar analizy zawierał strefę czołową lodowca Aavatsmarka, tj. 12,45 km². W sumie wykorzystano 868 zobrażeń, udostępnionych bezpłatnie przez USGS. Analizę stopnia przydatności zobrażeń satelitarnych wykonano w oparciu o oprogramowanie GIS, jak również wykorzystano szereg metod obliczeniowych. Zobrazenia przycięto do obszaru zainteresowania, poddano reklasyfikacji oraz obliczono udział zachmurzenia w powierzchni analizowanego terenu. Określenie stopnia przydatności opierało się jedynie o statystyczną analizę uzyskanych rezultatów. Warto nadmienić, że analizy zachmurzenia występującego na zdjęciach sa-

telitarnych nie były dotychczas szeroko wykorzystywane w badaniach glaciologicznych. Jedyne przykłady podjęcia próby badań zachmurzenia metodą teledetekcyjną dotyczą południowo-wschodniej Azji (Laborde et al., 2017) oraz Chin (Xiao et al., 2018).

Spośród wszystkich scen satelitarnych dostępnych do pobrania, jedynie 176 (ok. 20%) zawierało teren w pełni widoczny, a więc nadawało się do dalszego wykorzystania. Aż 9,1% obrazowań pokrytych było chmurami w ponad 95%. Z punktu widzenia aplikacyjności analizowanych danych należy zatem uznać, że zachmurzenie znacząco obniża możliwość praktycznego wykorzystania danych z sensorów optycznych. Największą ilość danych satelitarnych zarejestrowano w latach 2018–2020, co było efektem wprowadzenia akwizycji scen w trybie orbity wstępującej. W podziale miesięcznym największą liczbę obrazowań zarejestrowano w okresie letnim. Dominującą klasą obrazowań były sceny całkowicie pokryte chmurami. Ich udział w stosunku do wszystkich pozyskanych obrazów w poszczególnych miesiącach wahał się od 42% do 70%. Sceny z AOI całkowicie widocznym (tzw. obrazowania użyteczne) w każdym roku występowały najliczniej w okresie wiosennym, co jest warunkowane występowaniem działalności cyklonalnej na Svalbardzie. Sytuacja najkorzystniejsza z punktu widzenia możliwości bieżącego monitoringu lodowca Aavatsmarka została zaobserwowana w latach 2018 i 2019. Dla tych lat odnotowano najwięcej wykonanych obrazowań użytecznych, a ich czasowy rozkład był wyrównany, tj. okresy pomiędzy kolejnymi scenami z w pełni widocznym AOI były najkrótsze. Na przestrzeni trzech analizowanych lat, w których sceny wykonywane były w dwóch trybach orbity, zaobserwowano, że choć wprowadzenie akwizycji w trybie wstępującym zwiększa prawdopodobieństwo uzyskania większej liczby regularnych obrazowań użytecznych (jak miało to miejsce w latach 2018 i 2019), to ich rozkład czasowy w dalszym ciągu może być niekorzystny z punktu widzenia ciągłego monitoringu powierzchni lodowca (jak miało to miejsce w roku 2020). Możliwość pozyskania obrazowań satelitarnych, które będą względem siebie różniły się jak najmniejszym, regularnym czasem pozyskania może być szczególnie istotna np. w prowadzeniu analiz sezonowej ewolucji zasięgu występowania poszczególnych stref glacialnych na lodowcu. Informacje o ich czasowo-przestrzennym rozkładzie mogą z kolei stanowić istotny element w badaniach bilansu masy, zagadnieniach związanych z kształtowaniem się odpływu proglacialnego czy strukturze hydrotermalnej lodowców.

Występowanie obrazowań w kolejnych klasach widoczności AOI porównano również z wartościami zachmurzenia obserwowanego na stacji meteorologicznej w osadzie Ny-Ålesund, oddalonej w linii prostej o ok. 30 km od lodowca Aavatsmarka. Stwierdzono umiarkowane korelacje pomiędzy ich wartościami. Lokalne warunki zachmurzenia na Svalbardzie są w dużym stopniu modyfikowane urozmaiconą orografią, co nie pozwala na otrzymanie jednoznacznych relacji pomiędzy stopniem zachmurzenia występującym nad danym obszarem, a wartościami z obserwacji na stacjach meteorologicznych położonych nawet w niewielkim oddaleniu od niego. Dane meteorologiczne nie mogą zatem stanowić kryterium wyboru zdjęć potencjalnie użytecznych. Z punktu widzenia aplikacyjności analiz teledetekcyjnych, opartych o zdjęcia z sensorów optycznych, w warunkach zróżnicowanego topoklimatu Svalbardu istniałoby bowiem duże ryzyko wykluczenia okresów, w których pomimo dużego zachmurzenia obserwowanego na stacji meteorologicznej, możliwe jest pozyskanie obrazowań użytecznych (tj. z AOI widocznym).

Jednym z głównych technicznych ograniczeń była konieczność pobierania całego pakietu obrazowań satelitarnych – tj. zestawu wszystkich kanałów spektralnych i termicznych, przy czym w pracy wykorzystano jedynie kanał QA. W przypadku jednego zestawu

danych, rozmiar archiwum wynosił około 900 MB, co przy 868 obrazowaniach wymusiło potrzebę pobrania około 800 GB danych. Pobranie takiej ilości danych stanowiło jeden z najbardziej czasochłonnych elementów wykonanej analizy. Każde pobrane archiwum musiało zostać następnie wypakowane do postaci pojedynczych plików. Rozmiar wszystkich plików wyniósł około 1,8 TB. W każdym z kompletów danych usunięto zbędne pliki, zmniejszając wagę do jednego oczekiwanego obrazowania (ok. 150 MB), a następnie przycięto do AOI uzyskując wagę mierzoną w KB. W kontekście zastosowania tej metody dla dużych lodowców, czas niezbędny do zgromadzenia danych i ich wstępnej obróbki może być bardzo długi. Dla większych czap lodowych i rozległych lądolodów taka analiza wydaje się niewykonalna.

Istotną z punktu widzenia obciążenia obliczeniowego i wciąż rozwijającą się alternatywą może być w takich przypadkach wykorzystanie platform do obliczeń dokonywanych w chmurze (on-line), np. Google Earth Engine. Umożliwiają one bowiem wyeliminowanie konieczności pobierania dużych pakietów danych oraz częściowo automatyzują proces przetwarzania danych.

Piśmiennictwo

- Berthier, E., Raup, B., & Scambos, T. (2003). New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery. *Journal of Glaciology*, 49(167), 503-511. <https://doi.org/10.3189/172756503781830377>
- Bhardwaj, A., Joshi, P.K., Snehmani, Sam, L., Singh, M.K., Singh, S., & Kumar, R. (2015). Applicability of Landsat 8 data for characterizing glacier facies and supraglacial debris. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 38, 51-64. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.12.011>
- Bindschadler, R. (2002). History of lower Pine Island Glacier, West Antarctica, from Landsat imagery. *Journal of Glaciology*, 48(163), 536-544. <https://doi.org/10.3189/172756502781831052>
- Błaszczyk, M., Jania, J.A., & Hagen, J.O. (2009). Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes. *Polish Polar Research*, 30, 85-142.
- Chudley, T., & Willis, I. (2019). Glacier surges in the north-west West Kunlun Shan inferred from 1972 to 2017 Landsat imagery. *Journal of Glaciology*, 65(249), 1-12. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.94>
- Liu, G., Guo, H., Yan, S., Song, R., Ruan, Z., & Lv, M. (2017). Revealing the surge behaviour of the Yangtze River headwater glacier during 1989-2015 with TanDEM-X and Landsat images. *Journal of Glaciology*, 63(238), 382-386. <https://doi.org/10.1017/jog.2017.4>
- Hagen, J.O., Liestøl, O., Roland, E., & Jørgensen, T. (1993). Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen, *Norsk Polarinst. Meddelelser*, 129, 1-141. Pobrane z: <https://brage.npolar.no/npolar-xmlui/handle/11250/173065>
- Halberstadt, A.R.W., Gleason, C.J., Moussavi, M.S., Pope, A., Trusel, L.D., & DeConto, R.M. (2020). Antarctic Supraglacial Lake Identification Using Landsat-8 Image Classification. *Remote Sensing*, 12(8), 1327. <https://doi.org/10.3390/rs12081327>
- Hall, D.K., Chang, A.T., & Siddalingaiah, H. (1988). Reflectances of glaciers as calculated using Landsat-5 Thematic Mapper data. *Remote Sensing of Environment*, 25(3), 311-321. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(88\)90107-1](https://doi.org/10.1016/0034-4257(88)90107-1)
- Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., Farinotti, D., Huss, M., Dussaillant, I., Brun, F., & Kääb, A. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592(7856), 726-731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>

- Ihlen, V. (2019). Landsat 8 (L8) Data Users Handbook. EROS, version 5.0. Pobrane z: <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-data-users-handbook> (08.06.2023)
- IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press
- IPCC. (2019). IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press.
- Jawak, S., Joshi, M., Luis, A., Pandit, P.H., & Somadas, A.T. (2019). Mapping velocity of the potsdam glacier, east antarctica using landsat-8data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 13, 1753-1757. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1753-2019>
- Jia, B., Hou, S., & Wang, Y. (2021). A Surging Glacier Recognized by Remote Sensing on the Zangser Kangri Ice Field, Central Tibetan Plateau. *Remote Sensing*, 13(6), 1220. <https://doi.org/10.3390/rs13061220>
- Kääb, A., Lefauconnier, B., & Melvold, K. (2005). Flow field of Kronebreen, Svalbard, using repeated Landsat 7 and ASTER data. *Annals of Glaciology*, 42, 7-13. <https://doi.org/10.3189/172756405781812916>
- Kovalskyy, V., & Roy, D. (2015). A One Year Landsat 8 Conterminous United States Study of Cirrus and Non-Cirrus Clouds. *Remote Sensing*, 7(1), 564-578. <https://doi.org/10.3390/rs70100564>
- Laborde, H., Douzal, V., Piña, H.A.R., Morand, S. & Cornu, J.F. (2017). Landsat-8 cloud-free observations in wet tropical areas: a case study in South East Asia. *Remote Sensing Letters*, 8(6), 537-546. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2017.1297543>
- Lankauf, K.R. (2002). *Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku*. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Pobrane z: http://rcin.org.pl/Content/1546/PDF/Wa51_3557_r2002-nr183_Prace-Geogr.pdf (08.06.2023)
- Laska, M., Barzycka, B., & Luks, B. (2017). Melting Characteristics of Snow Cover on Tidewater Glaciers in Hornsund Fjord, Svalbard. *Water*, 9(10), 804. <https://doi.org/10.3390/w9100804>
- López-Puigdollers, D., Mateo-García, G., & Gómez-Chova, L. (2021). Benchmarking Deep Learning Models for Cloud Detection in Landsat-8 and Sentinel-2 Images. *Remote Sensing*, 13(5), 992. <https://doi.org/10.3390/rs13050992>
- Masek, J.G., Wulder, M.A., Markham, B.L., McCorkel, J.T., Crawford, C.J., Storey, J.C., & Jenstrom, D. (2020). Landsat 9: Empowering open science and applications through continuity. *Remote Sensing of Environment*, 248, 111968. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111968>
- Oishi, Y., Ishida, H., & Nakamura, R. (2018). A new Landsat 8 cloud discrimination algorithm using thresholding tests. *International Journal of Remote Sensing*, 39, 9113-9133. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1506183>
- Norges Svalbard- og Ishavs-undersøkelser & Orvin, A.K. (1958). *The place-names of Svalbard, dealing with new names 1935-55* (Supplement 1). Oslo: I kommisjon hos Universitetsforlaget.
- Przybylak, R., Kejna, M., & Arażny, A. (2011). Air Temperature and Precipitation Changes in the Kaffiøyra Region (NW Spitsbergen) from 1975 to 2010. *Papers on Global Change*, 18, 7-22. <https://doi.org/10.2478/v10190-010-0001-10>
- Sahu, R., & Gupta, R.D. (2019a). Surface velocity dynamics of Samudra Tapu Glacier, India from 2013 to 2017 using Landsat-8 data. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, IV-5/W2, 75-81. <https://doi.org/10.5194/isprs-annals-iv-5-w2-75-2019>
- Sahu, R., & Gupta, R.D. (2019b). Spatiotemporal variation in surface velocity in Chandra basin glacier between 1999 and 2017 using Landsat-7 and Landsat-8 imagery. *Geocarto International*, 36, 1591-1611. <https://doi.org/10.1080/10106049.2019.1659423>

- Simmons, D. (1986). Flow of the Brunt Ice Shelf, Antarctica, Derived from Landsat Images, 1974-85. *Journal of Glaciology*, 32(111), 252-254. <https://doi.org/10.3189/S0022143000015586>
- Sobota, I. (2005). Zarys hydrografii Kaffiøyry. W: M. Grześ, I. Sobota (red.), *Kaffiøyra. Zarys śródowiska geograficznego Kaffiøyry (NW Spitsbergen)* (s. 13-16). Toruń: Oficyna Wydawnicza TURPRESS.
- Sobota, I., & Lankauf, K.R. (2010). Recession of Kaffiøyra Region Glaciers, Oscar II Land, Svalbard. *Bulletin of Geography – physical geography series*, 3, 27-45. <https://doi.org/10.2478/bgeo-2010-0002>
- Sobota, I. (2013). *Współczesne zmiany kriosfery północno-zachodniego Spitsbergenu na przykładzie regionu Kaffiøyry*. Toruń: Wydawnictwo Naukowe UMK.
- Sobota, I., Weckwerth, P., & Nowak, M. (2016). Surge dynamics of Aavatsmarkbreen, Svalbard, inferred from the geomorphological record. *Boreas*, 45(2), 360-376. <https://doi.org/10.1111/bor.12160>
- Sobota, I. (2021). Glaciers. W: I. Sobota (red.), *Atlas of Changes in the Glaciers of Kaffiøyra (Svalbard, the Arctic)* (s. 77-89). Toruń: Wydawnictwo Naukowe UMK.
- Wang, H., Yang, R., Li, X., & CAO, S. (2017). Glacier parameter extraction using Landsat 8 images in the eastern Karakorum. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 57(1), 012004. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/57/1/012004>
- Waechter, A., Copland, L., & Herdes, E. (2015). Modern glacier velocities across the Icefield Ranges, St Elias Mountains, and variability at selected glaciers from 1959 to 2012. *Journal of Glaciology*, 61(228), 624-634. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J147>
- Williams, R. (1987). Satellite Remote Sensing of Vatnajökull, Iceland. *Annals of Glaciology*, 9, 127-135. <https://doi.org/10.3189/S0260305500000501>
- Williams, R., Hall, D., & Benson, C. (1991). Analysis of glacier facies using satellite techniques. *Journal of Glaciology*, 37(125), 120-128. <https://doi.org/10.3189/S0022143000042878>
- Xiao, C., Li, P., & Feng, Z. (2018). Spatio-temporal differences in cloud cover of Landsat-8 OLI observations across China during 2013-2016. *Journal of Geographical Sciences*, 28, 429-444. <https://doi.org/10.1007/s11442-018-1482-0>
- Yalcin, M., & Polat, N. (2020). The Impact of Glacier Surface Temperature on the Glacier Retreat of Ağrı Mountain. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 48(10), 1433-1441. <https://doi.org/10.1007/s12524-020-01167-8>

Summary

In many parts of the world, glaciers are the main source of water supply for hundreds of millions of people, a source of electricity generation or an element responsible for the local structure of flora and fauna. It is recognized that the dynamics of the mass balance of glaciers are an early response to the currently observed climate change, associated with long-term industrial and post-industrial activities. Due to the location of glaciers and difficult direct access to them, research expeditions are exposed to high costs associated with ensuring safety and logistics, as well as supplying them with equipment necessary to conduct research. The example of the COVID-19 pandemic drew attention to additional, previously unforeseen difficulties with the organization of research expeditions. In relation to the above, remote methods of obtaining data on glaciers, including widely used remote sensing methods, are becoming extremely important. The polar areas that accumulate most of the ice on the Earth are observed with selected satellites much more often than areas located in moderate and low latitudes. This is due to the overlapping

of successive acquisition paths towards the poles. The shortened time interval between acquisitions creates potentially high possibilities of using this data.

Landsat and Sentinel satellites are optical sensors. They acquire images passively, which means that they record solar radiation reflected and re-emitted by the Earth's surface. One of the greatest limitation in the use of this type of sensors is the cloud cover, which obscures the area and prevents further analysis. In the most cases, working with images that contain cloud cover is impossible or very difficult. Cloud cover also limits the possibilities of correct georeferencing of images, which may be an additional factor reducing their suitability for use. The main aim of the work is to evaluate the usefulness of Landsat 8 images in monitoring the frontal zone of the Aavatsmarkbreen by analyzing the cloud cover on the imagery covering its area.

The Aavatsmarkbreen is a tidewater glacier located in the Kaffiøyra region, in the north-west part of Spitsbergen (Svalbard). On the basis of modern research capabilities it has an area of 73 km² and terminates in the Hornbæk Bay with about 4 km wide and 40 m high ice cliff (Lankauf 2002, Sobota 2021). Since the end of the Little Ice Age, area of the frontal part of Aavatsmarkbreen decreased by about 72%. The Area Of Interest extent was presented on the Figure 4. It covers the terminus zone of the Aavatsmarkbreen and was defined using a 300 m buffer (i.e. 10 Landsat 8 OLI pixels) to the west, north and south of the maximum extent of tongue observed in 2013-2020 period (late surge phase, 9th July 2015) and 1000 m to the east (up-glacier direction) of minimum extent in the same period (1st October 2020). AOI covers area of 12.45 km², i.e. 13,838 of 30 m Landsat 8 OLI pixels.

Dataset used in the current work consists of all of the Landsat 8 scenes available for download at USGS service that meet following criteria: (A) were acquired from the beginning of the mission (2013) to the end of 2020, and (B) cover the entire area of interest (AOI). Such specified dataset consists of 868 images. Detailed characteristic of it, concerning time and geometry (WRS-2 path and row) of acquisition is given in table 1 and table 2. AOI visibility on each image was calculated using Quality Assessment Band (QA) which constitute an integral part of the Landsat 8 dataset. QA consists of several pixels with values containing information about their content and thus also possible cloudiness. Pixels which correspond to a high concentration of ice or snow and "clean terrain" were used. For each image, a reclassification was performed, in which pixels with the values 2720, 2724, 2728, 2732 appropriate for the "clean terrain" attribute and 3744, 3748, 3752, 3756 corresponding to a high concentration of snow and ice with a low probability of cloudiness were considered as visible terrain. Details of pixels values was presented in table 4. The ratio of the number of such pixels to all pixels overlapping the AOI was then calculated. For each image, the percentage of visible terrain was obtained. These values are grouped into AOI visibility classes.

Of all the satellite scenes available for download, only 176 (approx. 20,0%) contained fully visible terrain, and therefore suitable for further use. As many as 59.1% of the images were covered with clouds in over 95%. The largest amount of satellite data was recorded in 2018-2020, which was the result of the introduction of the ascending scenes of the Landsat 8 program. Similarly, the distinction of the total visibility class largely contributed to the years 2018-2020, but the annual percentage value of the share of the Fully visible class in relation to the total number of imagery in the analysed years did not show major deviations. In the monthly division, the largest number of images was recorded

in the summer, while the value of the share of completely visible scenes at that time was the lowest (it did not exceed 15% of all scenes). The dominant class were scenes completely covered with clouds, whose variability in individual months ranged from just over 42% to more than 70%. In the annual distribution of useful imagery, the most stable situation occurred in 2018-2020 (Fig. 8). Fully useful scenes covered mainly the spring period (March, April and May), which determines the cyclone activity in Svalbard (Fig. 7). At almost equal intervals, scenes of the Fully visible class were recorded. Based on the basic knowledge of Svalbard's climate, the results obtained were considered reliable, but the usefulness status of satellite imagery was found to be unsatisfactory. A valuable addition to the presented study was the comparison of the results of the visibility of the area on the analysed images to the course of meteorological conditions with the weather station located in Ny-Ålesund, located about 30 km from the AOI. The share of all imagery was compared with the daily and monthly cloudiness recorded at the Station.

In conclusion, the work focused on the analysis of satellite images, for which cloudiness is the main factor limiting the potential possibilities of their use in the described glaciological studies. It is also worth remembering that one area was included in the work – the frontal zone of the Aavatsmarkbreen. The study omitted glaciers from other areas of the Earth where climatic conditions could have influenced different results.