

Uniwersytet Wrocławski
Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska

Mateusz Telązka

292220

**Współczesne zmiany środowiska przyrodniczego Arktyki
zapisane w budowie anatomicznej krzewinek**

(Contemporary changes in the Arctic environment recorded in the anatomical structure of
dwarf shrubs)

Praca magisterska

na kierunku geografia, specjalność geoekologia

Praca wykonana pod kierunkiem
dr hab. Piotra Owczarka, prof. UW. r.
w Zakładzie Geografii Fizycznej
Instytutu Geografii i Rozwoju
Regionalnego

Wrocław, 2022

Spis treści

1. Wstęp	7
1.1. Wprowadzenie	7
1.2. Cel pracy	8
2. Obszar badań.....	8
2.1. Położenie obszaru badań	9
2.2. Główne elementy rzeźby SW Spitsbergen	11
2.3. Geologia Spitsbergenu.....	13
2.4. Klimat Spitsbergenu	16
2.5. Flora Spitsbergenu	21
3. Materiał i metody badań	24
3.1. Zakres i metodyka badań	24
3.2. Budowa anatomiczna wierzby polarnej.....	25
3.3. Metoda dendrochronologiczna	26
3.4. Przygotowanie i analiza laboratoryjna próbek	28
3.5. Analiza warunków klimatycznych	29
4. Wyniki i analiza badań.....	31
4.1. Dendrochronologia <i>Salix polaris</i> z Ariedalen	31
4.1.1. Dendrochronologia <i>Salix polaris</i> , próbki JE(5)	33
4.1.2. Dendrochronologia <i>Salix polaris</i> , próbki JE(4)	34
4.1.3. Dendrochronologia <i>Salix polaris</i> , próbki JE(7)	36
4.2. Wpływ wybranych czynników klimatycznych na przyrosty roczne <i>Salix polaris</i>	38
5. Dyskusja.....	42
5.1. Problem w tworzeniu chronologii arktycznych.....	42
5.2. Reakcja klimatyczna krzewinek ze Spitsbergenu i innych części Arktyki	43
6. Podsumowanie	46

Bibliografia

Spis rycin

Spis tabel

Streszczenie

Niniejsza praca przedstawia wyniki badań dendrochronologicznych i dendroklimatologicznych dla *Salix polaris* z Ariedalen w Hornsundzie (SW Spitsbergen). Badania zostały wykonane na 18 próbkach wierzby polarnej, pozyskanych podczas wyprawy w latach 2011-2012. Wyniki podkreślają znaczenie lokalnych warunków klimatycznych w badaniach dendroklimatologicznych. Analiza dendrochronologiczna wykazała występowanie 4 lat wskaźnikowych: 2 lata pozytywne (2004, 2008) oraz dwóch lat negatywnych (2000, 2009). Dla analizowanego obszaru wykazano, że wierzba polarna wykazuje tendencje spadkowe szerokości przyrostów rocznych dla wielolecia 1991-2011. Analiza czynników klimatycznych wykazała, że wpływ na zmniejszanie przyrostów rocznych ma stale rosnąca średnia temperatura oraz brak wzrostu opadów, powodując zwiększony deficyt wilgotności. Wykazano, że ważną rolę odgrywają epizody odwilży podczas zimy. Badania ukazały, że wzrost temperatury niekoniecznie sprzyja wzrostowi *S. polaris*, ale raczej wskazuje na problem stresu suszy.

Słowa kluczowe: Dendrochronologia, dendroklimatologia, *Salix polaris*, Arktyka, globalne zmiany klimatu, krzewinki, Spitsbergen, Hornsund, przyrosty toczne

Abstract

This paper presents the results of dendrochronological and dendroclimatological studies for *Salix polaris* from Ariedalen in Hornsund (SW Spitsbergen). The research was carried out on 18 polar willow samples obtained during the expedition in 2011-2012. The results emphasize the importance of local climatic conditions in dendroclimatological studies. The dendrochronological analysis showed the presence of 4 index years: 2 positive years (2004, 2008) and two negative years (2000, 2009). For the analyzed area, it was shown that the polar willow shows a downward trend in the width of annual rings in the years 1991-2011. The analysis of climatic factors showed that the influence on the reduction of the annual growth rate is the constantly increasing average temperature and the lack of rainfall increase, causing the increased humidity deficit. Episodes of thaw during winter have been shown to play an important role. Studies have shown that the rise in temperature does not necessarily favor *S. polaris* growth, but rather indicates a problem of drought stress.

Key words: Dendrochronology, dendroclimatology, *Salix polaris*, Arctic, global climate changes, dwarf shrubs, Spitsbergen, Hornsund, annual rings

1. Wstęp

1.1. Wprowadzenie

Współczesne zmiany klimatu powodują gwałtowne przeobrażenia w ekosystemach światowych. Przyjmując jako punkt odniesienia tzw. „okres przedprzemysłowy”, definiując go jako lata 1720 – 1800, można przyjąć, że średnia sumaryczna dobowych wartości temperatur powierzchni Ziemi wzrosła o 0,7°C w 2010 roku. W zaledwie 5 lat (w 2015 r.) wzrost temperatur przekroczył 1°C (IPCC, 2013). Idąc dalej, stwierdzić można, że obecne wzrosty temperatury przekraczają średnie temperatury z okresu holoceniowego o ok. 1,2°C i o 0,3°C najcieplejszego stulecia tego okresu (Popkiewicz i in., 2019). Wynika z tego, że współczesne zmiany klimatu cechują się największym wzrostem temperatur od interglacjału eemskiego – ok. 125 000 lat temu.

Obszary arktyczne są najbardziej narażone na globalne zmiany klimatu. Analizowanie zmian klimatu w obszarach okołobiegunowych jest niezwykle istotne z punktu widzenia konstruowania modeli zmian klimatycznych oraz predykcji ich przebiegu w przyszłości na Ziemi. Reakcje środowiska polarno-arktycznego są najgwałtowniejsze na zmieniające się warunki klimatyczne. Zmiany ekosystemów Arktyki są ważnym indykatorem globalnych, długookresowych i trwałych trendów zmian klimatycznych (Głowacki, 2004). Dodać należy fakt, że Arktyka obecnie odnotowuje dwukrotnie wyższe wzrosty średnich temperatur – ok. 1,7°C niż reszta globu (Popkiewicz et al. 2019). Przez podniesienie średniej temperatury, obserwowane są liczne zmiany ekosystemów arktycznych. Wydłużeniu ulega czas trwania okresu ciepłego, a więc tym samym okresu wegetacyjnego. Roślinność zimnolubna zaczyna migrować w wyższe szerokości geograficzne, północna granica lasu, tzw. *treeline* lub *timberline* ulega stałym przemieszczeniom ku północy. Ponadto, okres zimy ulega skróceniu, co w połączeniu z dłuższym latem powoduje tajanie wieloletniej zmarzliny, powodując destabilizację gruntu, powstaniem licznych zabagnień oraz przepojeniem gruntu wodą. Zmarzlina uwalnia ogromne ilości metanu, powodując często podziemne wybuchy gazów, co obserwowane jest na powierzchni gruntu jako jamy, koliste zagłębienia czy kraterzyki w terenie. Uwwięzieni w zmarzlinie destruenci - bakterie, grzyby, mikroorganizmy – w procesie rozkładu martwej materii, poza dwutlenkiem węgla, emitują również nutrienty, jak azot i fosfor, będące istotnymi katalizatorami cyklu rozwojowego roślin. Przez postępujące rosnące temperatury, rozkład przyśpiesza, uwalniając do obiegu wyżej wymienione składniki odżywcze, co istotnie wpływa na większy rozwój flory (Ostroumov, Siebert 1996). Jest to tzw. efekt nawożenia CO₂,

będącym przykładem dodatniego sprzężenia zwrotnego – uwalniane nutrieny przyspieszają emisję CO₂ zawartego w glebie, wzrost roślin oraz średnich temperatur – cały proces samoistnie się napędza i zapętla.

Zapis instrumentalnych danych klimatycznych obszarów arktycznych, ze względu na stosunkowo niedawną eksplorację tych obszarów oraz nierównomierne rozmieszczenie stanowisk pomiarowych, jest ograniczony przestrzennie oraz czasowo. Istnieje zatem konieczność pozyskania wiarygodnych, pośrednich danych klimatycznych z przeszłości (proxy klimatyczne), aby otrzymać pełny obraz i w pełni zrozumieć przemiany klimatyczne w Arktyce. Jedną z metod pozyskania tych danych są analizy dendrochronologiczne szerokości słoików arktycznych krzewinek. Metoda ta obecnie (stan na 2022 r.) zyskuje dużą popularność i jest coraz częściej wykorzystywana do zobrazowania przeszłych warunków klimatycznych Arktyki oraz do ukazania obecnych, gwałtownych zmian klimatycznych. Krzewinki arktyczne, w szczególności *Salix polaris*, posiadają dobrze wykształcone, widoczne przyrosty roczne, które stanowią zapis panujących warunków środowiskowych na danym obszarze, co stanowi istotnie ważną cechę w badaniach dendroklimatologicznych. Istnieje wiele prac wykorzystujących krzewinki do badań środowiska przyrodniczego (Schweungruber et al. 2013, Buchwał et al. 2013, Owczarek 2009, 2010, Owczarek et al. 2014, Opała-Owczarek et al. 2018).

1.2. Cel pracy

Głównym celem pracy jest przedstawienie, na podstawie wybranych elementów budowy anatomicznej wierzby polarnej (*Salix polaris*), współczesnych zmian środowiska przyrodniczego SW Spitsbergenu. Wyznaczono cele poboczne, które zawarto w pytaniach badawczych: (1) Jaki jest wpływ zmian klimatycznych na strukturę przyrostów krzewinek? oraz (2) Czy można określić tempo (czas) zachodzących przemian na podstawie zróżnicowania szerokości przyrostów rocznych? Aby osiągnąć postawiony cel badawczy będą przeprowadzone badania dendrochronologiczne oraz anatomiczne (analizy mikroskopowe), przy użyciu preparatów mikroskopowych przekrojów poprzecznych krzewinek zebranych przez dr hab. Piotra Owczarka w czasie ekspedycji na Spitsbergen w latach 2011 – 2012.

2. Obszar badań

Archipelag Svalbardu położony jest między 74° a 81° szerokości geograficznej północnej oraz między 10°, a 35° długości geograficznej wschodniej. Pod względem podziału politycznego Svalbard jest, zgodnie z Traktatem Spitsbergeńskim z 1920 r., arktyczną

provincją, nad którą zwierzchnictwo sprawuje Norwegia¹. W skład archipelagu Svalbard wchodzi największa wyspa – Spitsbergen - oraz kilka innych wysp. Wyspy Spitsbergenu oblewane są od północy wodami basenu arktycznego, od wschodu przez Morze Barentsa, zaś od zachodu przez Morze Grenlandzkie (Marsz, Styszyńska 2007). Powierzchnia Svalbardu wynosi ok. 61 020 km² (NOS 2009). W skład archipelagu wchodzi liczne wyspy, spośród których największą jest Spitsbergen Zachodni (Vest-Spitsbergen), zwany w skrócie Spitsbergenem, którego powierzchnia wynosi ok. 37 673 km² (NOS 2009). Innymi sporymi wyspami są: Ziemia Północno-Wschodnia (Nordaustlandet), Wyspa Edge'a (Edgeoya), Wyspa Barentsa (Barentsoya) oraz Ziemia Księcia Karola (Prins Karls Forland) (Stankowski et al. 2013). Spitsbergen, o kształcie piramidy skierowanej ku południu, nazwę swoją zawdzięcza ukształtowaniu terenu i oznacza „Ostre Góry”, którego najwyższy szczyt, Newtontoppen, mierzy 1713 m n.p.m. Podział regionalny Svalbardu nawiązuje do wyspowego charakteru tego regionu i składa się z wysp lub ich grup (Norsk Polarinstittutt 2003): (1) Barentsoya-Edgeoya-Tusenoyane, (2) Bjornoya, (3) Prins Karls Forland, (4) Nordaustland, (5) Kvitoya, (6) Kong Karls Land, (7) Hopen, (8) Isfjord, (9) Spitsbergen północny oraz (10) Spitsbergen południowy.

Na północ od fiordu Hornsund leży Ziemia Wedela Jarlsberga, będąca sporym wyniesieniem o wysokości około 400 – 850 m n.p.m. Charakterystyczną cechą tego obszaru jest silne zlodowacenie (Marsz i Styszyńska 2007).

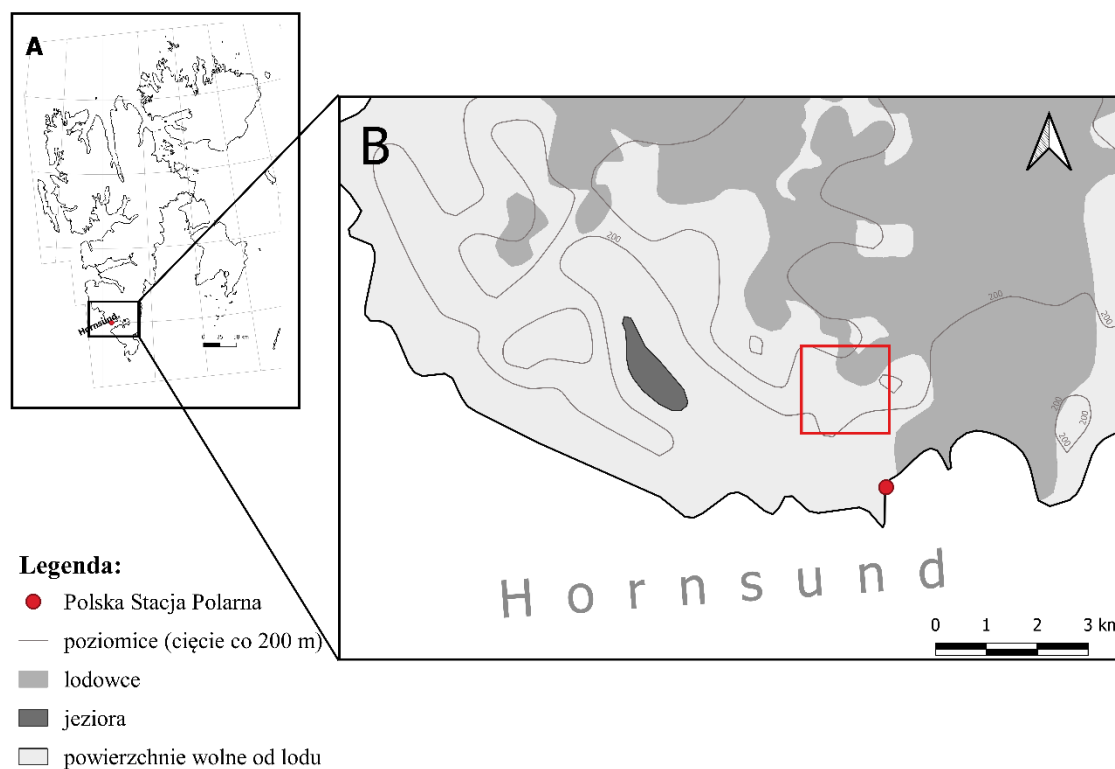
Obszar badań zlokalizowany jest w okolicy Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (77°00'N, 15°33'E), która położona jest nieopodal wejścia do fiordu Hornsund (ok. 4 km), dlatego odległość od Morza Grenlandzkiego jest niewielka, z kolei do Morza Barentsa (na wschodzie) odległość wynosi około 45 km (Marsz i Styszyńska 2007).

2.1. Położenie obszaru badań

Fiord Hornsund, położony jest w południowo-zachodniej części Spitsbergenu. Rozgranicza od południa Sorkappland z resztą wyspy. Na północno-zachodnim wybrzeżu fiord graniczy z Ziemią Wedela Jarlsberga, zaś na północno-wschodnim – z Ziemią Torella. Hornsund jest najdalej wysuniętym na południe fiordem Spitsbergenu (Ryc. 1). Obszar badań stanowiła dolna część doliny Arie, położonej na Ziemi Wedela Jarlsberga, na północno-zachodnim brzegu fiordu Hornsund. Ariedalen jest niewielką doliną, o powierzchni 2,3 km² (Owczarek et al. 2009). Otaczają ją wysokie ściany skalne – od zachodu Skoddefjellet i od wschodu Arieammen – zbudowane ze zmetamorfizowanych skał prekambryjskich i

¹ League of Nations, Treaty Series, 1920, Publication of Treaties International Engagements Registered with the Secretariat of the League of Nations, tom 2, nr 1, s. 371.

dolnopaleozoicznych, wchodzących w skład tzw. sukcesji Heckla Hoek (Manecki et al. 2013). Wg Puliny (2004), Ariedalen należy do grupy zlewni zlodowaconych w stopniu szczątkowym, co jest charakterystyczne dla dolin gór przybrzeżnych (Nawrot, Petlicki 2007). W górnej części doliny znajduje się lodowiec – Ariebreen, o powierzchni 0,36 km² (stan na 2007 r.) (Navarro et al. 2008). Dla porównania powierzchnia lodowca Arie w 1936 r. wynosiła 0,7 km² (Jania 1988). Ariebreen jest przykładem lodowca dolinnego, o długości 2 km i średnim nachyleniu profilu podłużnego wynoszącym 8°15'. Lodowiec ma formę prostą z regularnym czołem w kształcie łuku (Jania 1988). Ariebreen jest przykładem, typowego dla Spitsbergenu, lodowca politermalnego, w którym temperatura w górnej części lodowca jest poniżej temperatury punktu topnienia, zaś w części spągowej, w wyniku m.in. tarcia i ciśnienia, temperatura lodu jest znajduje się w punkcie topnienia (Jania 1993). Poniżej lodowca znajduje się niewielkie jezioro oraz wały lodowo-morenowe, które oddzielają zlodowaconą część doliny od niezlodowaconej (Owczarek et al. 2014). Cyrkulacja wód zachodzi tutaj wyłącznie w porze letniej, zaś w okresie zimowym cyrkulacja wód całkowicie ustaje (Pulina 2004). Występujące ciekę proglacjalne odwadniają lodowiec kanałami wewnątrz czołowych wałów lodowo-morenowych (Nawrot, Pętlicki 2007). W dolnej części doliny znajdują się trzy poziomy równin sandrowych, poprzeszczynanych płynącym ciekim – Arie River (Owczarek et al. 2014).



Ryc. 1 Obszar archipelagu Svalbard (A) oraz Ziemia Wedela Jarlsberga (B) wraz z zaznaczonym obszarem badań (czerwona ramka). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: *Geology, Svalbard*, 1:750 000, Norwegian Polar Institute.

2.2. Główne elementy rzeźby SW Spitsbergen

O morfologii terenu decyduje geologia wraz z tektoniką oraz klimat regionu. Główne jednostki geologiczne na Spitsbergenie mają układ południkowy, czego przejawem w terenie są układy pasm górskich i dużych dolin, które nawiązują do lineacji geologicznych struktur, przez co mają układ południkowy (Karczewski, Stanowski 2013). Podobnie fiordy w północnej części wyspy, z kolei fiordy części południowej i zachodniej mają układ równoleżnikowy, np. fiord Hornsund. Fiordy spitsbergeńskie nawiązują najprawdopodobniej do dawnych układów dolinnych, które były przekształcane przez strumienie lodowe podczas czwartorzędowych zlodowaceń (Karczewski, Stanowski 2013). Należy wspomnieć, że fiord Hornsund ma założenia tektoniczne – Bednarek et al. (1993) w swojej pracy wnioskuje w ten sposób, że względu na różną licznosc i wysokość teras po północnej i południowej stronie Hornsundu, co potwierdzają jego badania mezo- i mikrostruktur tektonicznych. Współczesne lodowce na Spitsbergenie tworzą system dendrytyczny lodowców typu spitsbergeńskiego (Karczewski, Stanowski 2013). Występujące na tym obszarze duże kopuły lodowe (tzw. fonny) mają charakter fjeldowy, w obrębie których występują ciągi nunataków, które poddawane są intensywnym procesom erozji, generując osady detrytyczne (Karczewski, Stanowski 2013). Granica wieloletniego śniegu na Spitsbergenie jest różna, w zależności od regionu. Na wschodzie jest to ok. 200 m n.p.m., zaś SW Spitsbergen ma granicę wieloletniego śniegu na wysokości ok. 800 m n.p.m. (Karczewski, Stanowski 2013).

Obszar okolic fiordu Hornsund jest urozmaicony pod względem geomorfologicznym. Charakterystyczne są dwa główne elementy krajobrazu: nadmorskie niziny oraz tereny o rzeźbie górskiej, wśród których wskazać należy obszary o rzeźbie typowo wysokogórskiej (Giżejewski, Karczewski 2013). Niziny nadmorskie występują jako pas pomiędzy linią brzegową Hornsundu, a podstawą stoków gór, o zmiennej szerokości, od kilkunastu metrów, do kilku kilometrów (Giżejewski, Karczewski 2013). Stanowią one ok. 20% powierzchni okolic fiordu Hornsund. Nieodrodnym elementem nizin nadmorskich analizowanego obszaru są terasy morskie, które występują licznie i kaskadowo, wznosząc się ponad poziom morza, co stanowi dowód na ruchy izostacyjne obszaru Spitsbergenu (Giżejewski, Karczewski 2013). Co więcej, w ich podłożu występują platformy abrazyjne i zbudowane są z osadów morskich, najczęściej żwirów (Jahn 1959, Chmal 1987, Migoń, Kasprzak 2013). Terasy północnej części fiordu podzielono na 15 poziomów terasowych, o wysokościach od 2 do 230 m n.p.m. Część południowa liczy 17 poziomów, o wysokościach od 3 do 260 m n.p.m. Różnica w liczności oraz wysokości teras obu tych regionów wynika z różnego tempa podnoszenia izostycznego (Karczewski 2004). Na obszarach niezlodowaczonych zachodzą intensywne procesy

peryglacjalne (Giżejowski, Karczewski 2013). Powszechnym elementem rzeźby terenu są wały moren niwalnych występujące u podnóży stoków (Szczęsny 2004). Zbudowane są z niewysortowanego autochtonicznego materiału zwietrzelinowego, pochodzącego ze stoków i ścian skalnych, który daje początek transportowi niwalnemu (Giżejowski, Karczewski 2013). Powszechnie występują również stożki piargowe (występujące u podstaw stromych ścian skalnych) oraz pokrywy zwietrzelinowe, będące efektem wietrzenia mrozowego nunataków części zlodowaconych obszarów rejonu fiordu Hornsund (Giżejowski, Karczewski 2013). Transport wspomagany jest również poprzez soliflukcję również poprzez spływy gruzowe na stożkach, czego dowodem w terenie są występujące na nich rynny (French 2013). Duże zróżnicowanie form morfologicznych ukazują strefy marginalne lodowców kończących się na lądzie, np. lodowiec Ariebreen. Występują moreny boczne, denne oraz stożki sandrowe, poprzecinane ciekami rzeki Arie. Na obszarach teras tworzą się grunty strukturalne. Na płaskich powierzchniach teras występują struktury poligonalne i gleby kriogeniczne, na których występuje roślinność tundrowa (Giżejowski, Karczewski 2013). Cały obszar archipelagu Svalbard pokryty jest wieloletnią zmarzliną. W rejonie Hornsundu, w okresie letnim, warstwa czynna sięga do 2 m głębokości. Miejscami przez zmarzlinę przedzierają się termalne wody krasowe, które często odwadniają wielkie wodonośce wapienne położone pod lodowcami (Pulina 2004). Na terasach morskich zachodzą zjawiska kriogeniczne, które w morfologii terenu przejawiają się występowaniem różnego rodzaju gruntów strukturalnych (np. obszary tundry plamistej z otoczonymi wysepkami materiału ilastego) (Brazdil et al. 1988). Często formą kriogeniczną są również hydrolakkolity, w formie niskich pagórków torfowych z lodowym jądrem, które powstają poprzez stopniowe zamrażanie wody w podpowierzchniowych tunelach sufozyjnych, co prowadzi do wysklepiania się powierzchni tundry (Klementowski, Konecny 1988). W morfologii terenu masywów górskich analizowanego obszaru (np. pasmo Sofiekammen) widoczne są ślady powierzchniowych form krasowych. Sofiekammen zbudowane jest ze staropaleozoicznych skał węglanowych – głównie marmurów (Pulina 2004). Stoki górskie wokół doliny Arie reprezentowane są przez: stoki skalne, stoki usypiskowe oraz stoki z pokrywą gruzowo-blokowo-głazową. Typy te obrazują uwarunkowania litologiczne oraz istotę morfogenezy peryglacjalnej (Migoń, Kasprzak 2013). Na stokach skalnych występują zebra skalne, pomiędzy którymi biegną rynny korazyjne, będące liniami transportu zwietrzeliny w dół. Poniżej stoków skalnych znajdują się stoki usypiskowe, zbudowane z licznych stożków, na kształt których wpływ mają nie tylko procesy grawitacyjne, ale i sporadyczne spływy gruzowe, których śladami są rynny z wałami bocznymi, który rozcinają powierzchnie stożków (Owczarek 2010). Obecnie obserwujemy pogłębiającą

się ablacją lodowców Spitsbergenu, w tym także lodowca Ariebeen (Nawrot 2011), który od 1936 r. do 2007 r. zmniejszył swoją objętość o 53% (Pętllick et al. 2008), a średnie tempo recesji lodowca wynosi 7 m rocznie (Owczarek et al. 2014).

Współczesna rzeźba SW Spitsbergenu jest efektem różnorodnej budowy geologicznej, która poddawana była licznymi zlodowaceniami oraz ruchów izostatycznych, związanych z naprzemienną glacją i deglacją regionu.

2.3. Geologia Spitsbergenu

Archipelag Svalbardu mieści się w północno-zachodniej części szelfu Morza Barentsa, na obrzeżu kontynentalnej kry euroazjatyckiej, w bezpośrednim sąsiedztwie kontynentalnej kry grenlandzkiej. Historia geologiczna Svalbardu obejmuje w zasadzie wszystkie okresy, począwszy od proterozoiku, aż po czwartorzęd (Birkenmajer 1981).

Geologia archipelagu Svalbard jest bardzo urozmaicona, przedstawiając wszystkie okresy geologiczne. Najstarsze skały pochodzą z prekambriu oraz wczesnego paleozoiku i widoczne są jako pas wzdłuż zachodniego wybrzeża oraz w północnej części Nordaustlandet (Ziemia Północno – Wschodnia), Kvitøya (Wyspa Biała) oraz na Bjørnøya (Wyspa Niedźwiedzia). Skały te nazywane są serią Hecla Hoek. Istnieje szereg dowodów na występowanie w tym okresie orogenez oraz silnych zjawisk metamorficznych (Hisdal 1998). Powstałe łańcuchy górskie zostały zniszczone w wyniku erozji. W tym czasie Svalbard znajdował się w okolicach bieguna południowego (czego dowodem są odnalezione tillity, datowane na ok. 600 mln lat). Kambryjskie i ordowickie wapienie zawierają w sobie skamieniałe szczątki organizmów morskich, co świadczy o regresjach i transgresjach morskich w tych okresach.

Okres późnoordowicki i sylurski był bardzo dynamiczny pod względem geologicznym. Doszło do zderzenia dwóch płyt kontynentalnych, powodując ruchy górotwórcze (orogeneza kaledońska), fałdowania oraz uskoki (Aga 1986), prowadząc do metamorfizmu (Hisdal 1998). W późnym sylurze intruzje magmowe utworzyły skały intruzywne, głównie granity, które ze względu na dużą odporność na erozję, budują najwyższe partie gór Spitsbergenu (Hjelle 1993). Badania paleomagnetyczne wskazały, że w tym czasie Svalbard znajdował się w okolicach równika – ok. 423 mln lat temu (Hisdal 1998).

W dewonie, orogen kaledoński ulegał intensywnej erozji i denudacji. Równolegle, depozycji ulegały osady klastyczne (Birkenmajer 2013). Warstwy dewońskie składają się w większości ze zlepieńców, łupków oraz charakterystycznego dla tego okresu czerwonego piaskowca, którego czerwono-brunatny kolor wynika z dużej zawartości tlenków żelaza (Hisdal 1985). Ich zawartość oznacza, że znaczna część tych osadów powstała na pustynnych

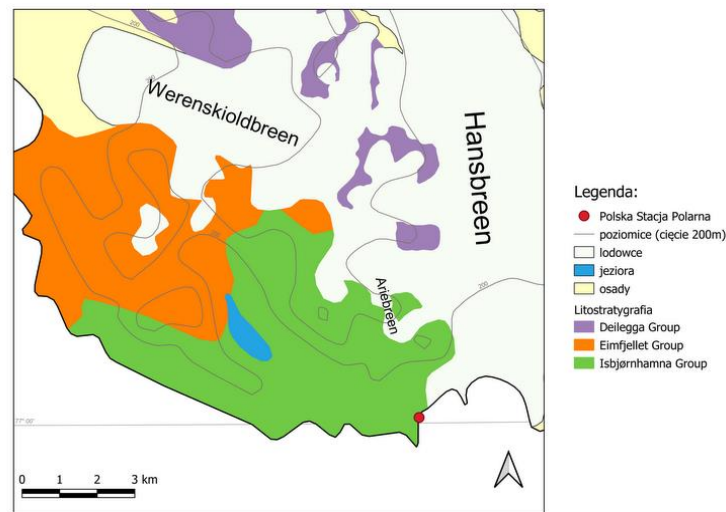
równinach, gdzie okazjonalnie występowały ulewne deszcze, tworząc okresowe jeziora oraz rzeki (Hjelle 1993).

W karbonie i permie płyta Svalbardu stała się częścią platformy Morza Barentsa (Birkenmajer 2013). Dominował teren płaski i pofałdowany (Hisdal 1998). Zmianie uległ klimat regionu z pustynnego, panującego w dewonie, na wilgotniejszy (Hisdal 1998). Dzięki większej wilgotności rozwinęły się bagna, a na nich bujna roślinność, a w konsekwencji pokłady węgla (Hjelle 1993). W karbonie oraz permie Svalbard podlegał licznym transgresjom i regresjom morskim (Ingólfsson 2022). Panujący w tym okresie klimat generował duże parowanie, czego skutkiem są powstałe pokłady gipsu, anhydrytu i dolomitu, które zawierają kopalne szczątki organizmów morskich (Aga 1986, Winsnes et al. 1962).

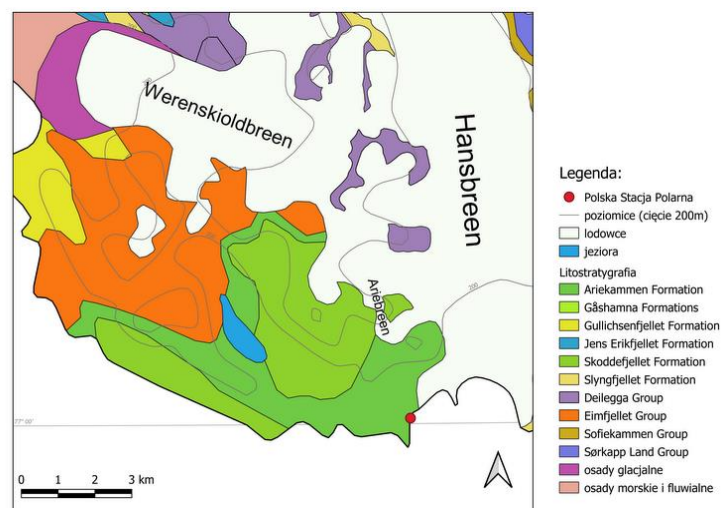
Podczas ery mezozoicznej klimat był umiarkowany i wilgotny, a platforma archipelagu przemieszczała się z 45°N do 65°N (Hjelle 1993). Obszar Svalbardu był nadal poddawany transgresjom i regresjom morskim, przez co występują osady morskie naprzemiennie z lądowymi i intruzjami wulkanicznymi (Elvevord et al. 2007). Na przełomie jury i kredy doszło do uaktywnienia stref uskokowych i wykształcenia pokryw lawowych (Birkenmajer 2013). Skały mezozoiczne Svalbardu to głównie łupki, mułowce i piaskowce, zawierające ślady kopalnych amonitów, belemnitów oraz małży (Hisdal 1998). W kredzie powstały pokłady węgla kamiennego w wyniku bliskości strefy spreadingu i tworzenia się ryftu między Spitsbergenem, a Grenlandią – tzw. linia de Geera (Birkenmajer 1981, Hjelle 1993, Birkenmajer 2013).

W kenozoiku, w okresie paleogenu i neogenu, doszło do zderzenia NW narożnika platformy Morza Barentsa z NE narożnikiem platformy Grenlandii (Birkenmajer 2013). Efektem tej kolizji było powstanie orogenu alpejskiego oraz fałdowań i nasunięć płaszczowinowych (Lowell 1972, Dallmann et al. 1993). Odmłodzeniu uległa rzeźba. Intensywne procesy geologiczne spowodowały osłabienie skorupy ziemskiej, którymi dochodziło do punktowych wypływów lawy (Ingólfsson 2022). W okresie neogeńskim intensywnej denudacji rzecznej ulegał orogen alpejski i jego wschodnie przedpole, czego skutkiem są powierzchnie zrównań na wysokości ok. 500 m n.p.m. (Birkenmajer 2013). W plejstocenie archipelag Svalbardu poddawany był naprzemiennym glacjałom i interglacjałom, które następowały po sobie co ok. 10 000 - 20 000 lat (Elvevold et al. 2007). Spitsbergen poddawany był najprawdopodobniej od 20 do 30 zlodowaceniom na przestrzeni 2 – 3 milionów lat (Elvevold et al. 2007). W okresie holocenijskim lodowce Spitsbergenu najprawdopodobniej zajmowały mniejszą powierzchnię niż obecnie, wskutek m.in. średniowiecznego optimum klimatycznego, po którym w XIV w. nastąpiło ochłodzenie – Little Ice Age – a lodowce zaczęły

się rozrastać (Hisdal 1998). Rozwój pokryw lodowcowych trwał do początku XX w., zaś po tym czasie nieustannie obserwujemy dynamiczną ablację pokryw lodowych na Spitsbergenie (Hjelle 1993).



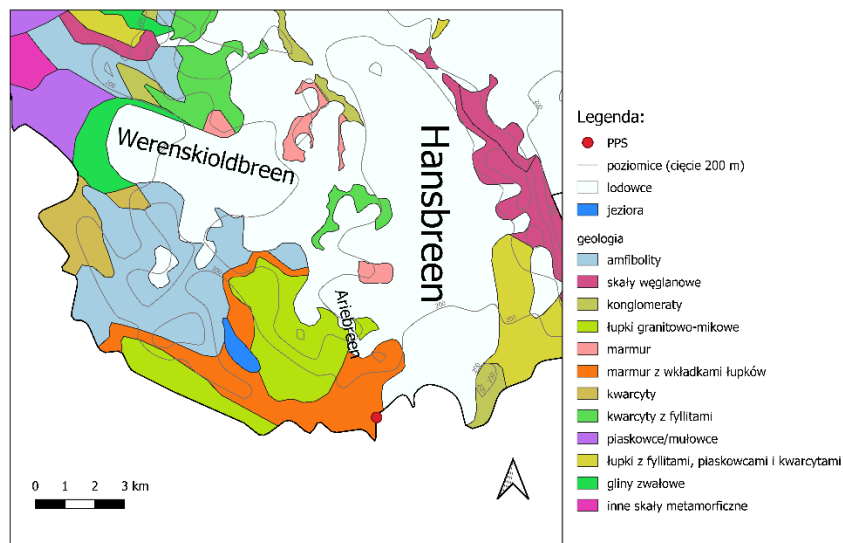
Ryc. 2 Grupy litostratygraficzne obszaru południowej części Ziemi Wedela Jarlsberga (SW Spitsbergen). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: *Geology, Svalbard*, 1:750 000, Norwegian Polar Institute.



Ryc. 3 Formacje litostratygraficzne obszaru południowej części Ziemi Wedela Jarlsberga (SW Spitsbergen). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: *Geology, Svalbard*, 1:750 000, Norwegian Polar Institute.

Obszar badań położony jest na Ziemi Wedela Jarlsberga, mieszczącej się na południe od fiordu Isfjorden i na północ od fiordu Hornsund. Ziemia Wedela Jarlsberga położona jest w obrębie terenów południowo-zachodnich (Gee, Tebenkov 2004), w ich południowej części i składa się z trzech grup litostratygraficznych (Ryc. 2): Isbjørnhamna, Eimfjellet i Deilegga (Birkenmajer 1991). Badania prowadzone były w pełni w obrębie grupy Isbjørnhamna, wchodzącej w skład tzw. sukcesji Hecla Hoek, składającej się ze skał metamorficznych, głównie z łupków metamorficznych granatowo-mikowych, paragnejsów z wkładkami marmurów oraz żył kwarcytowych (Ryc. 4) (Czerny et al. 1992). Grupa Isbjørnhamna składa

się z trzech formacji: Revdalen, Ariekammen i Skoddefjellet (Birkenmajer 1975). Rejon badań zlokalizowany jest na granicy dwóch formacji: Skoddefjellet oraz Ariekammen (Ryc. 3). Formacja Skoddefjellet składa się z paragnejsów i łupków łyszczykowych, ułożonych warstwowo (Ryc. 4) (Majka et al. 2010). Charakterystyczną cechą formacji Ariekammen jest występowanie skał węglanowych. Formacja składa się głównie z łupków łyszczykowych, mikowych i paragnejsów (Ryc. 4). Warto dodać, że w obrębie tej formacji występują niewielkie horyzonty żółtego marmuru (Majka et al. 2010).

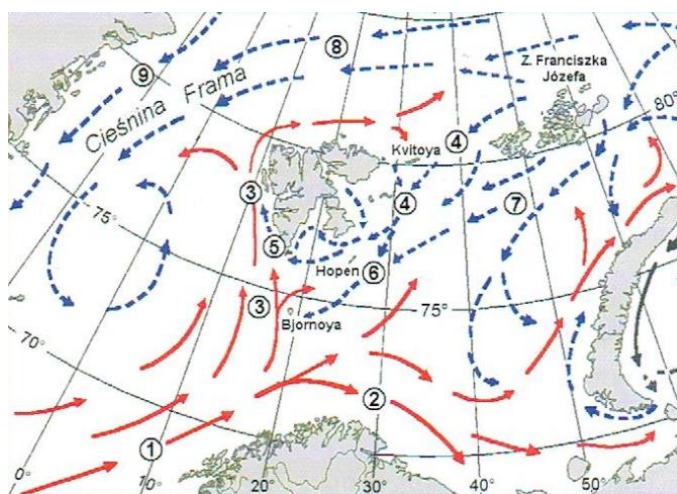


Ryc. 4 Rodzaje skał obszaru południowej części Ziemi Wedela Jarlsberga (SW Spitsbergen). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: *Geology, Svalbard, 1:750 000*, Norwegian Polar Institute

2.4. Klimat Spitsbergenu

Klimat Spitsbergenu, jak na obszar arktyczny, jest dość zróżnicowany przestrzennie. Głównym czynnikiem kształtującym klimat jest wysoka szerokość geograficzna, której skutkiem jest niewielka dostawa promieniowania słonecznego. Ważnym czynnikiem warunkującym klimat Spitsbergenu jest występowanie zjawiska dnia i nocy polarnej. Podczas trwania dnia polarnego, w okresie od połowy kwietnia do końca sierpnia, mamy do czynienia z całodobową dostawą energii cieplnej, zaś podczas nocy polarnej, trwającej od połowy października do końca lutego, dostawy energii słonecznej nie ma (Zwoliński 2013). Jednak decydujący wpływ na klimat całego archipelagu mają cyrkulacja prądów morskich północnego Atlantyku (NAO) oraz okołobiegunowa cyrkulacja atmosferyczna (AO) (Stankowski et al. 2013). Dzięki istnieniu tych dwóch cyrkulacji, w okolicach Svalbardu dochodzi do wymiany wód oceanicznych z wysokich i niskich szerokości geograficznych. Ponadto zbiegają się zimne masy powietrza z północy oraz wilgotne i ciepłe masy powietrza z niższych szerokości. Położenie na styku tak różnych mas powietrza powoduje powstawanie rozległych centrów

niżów barycznych, które, zwłaszcza zimą, powodują gwałtowne zmiany pogody i silne wiatry (Stankowski et. al. 2013). Ważną rolę dla klimatu Spitsbergenu, odgrywają dwa prądy morskie: Zachodnio- i Wschodniospitsbergeński. Prąd Zachodniospitsbergeński, będący odnogą Prądu Zatokowego (Golfsztromu) i dalej Prądu Północnoatlantyckiego, płynie na północ wzdłuż zachodnich, a następnie północnych wybrzeży Spitsbergenu i wpływa na nie ocieplająco, szczególnie w porze zimowej. Sprawia on, że temperatura jest tu wyższa nawet do kilkunastu °C, w porównaniu do analogicznych szerokości geograficznych w Ameryce Północnej, Europie i Azji. W północno-zachodniej części Spitsbergenu, Prąd Zachodniospitsbergeński rozdziela się. Część wód płynie dalej na północ do Morza Arktycznego przez Cieśninę Fram, a część płynie na wschód, opływając północne fragmenty Spitsbergenu i Ziemi Północno-Wschodniej. Następnie wody te „zawracają” ku południowi. W północno-zachodniej części Morza Barentsa, na wschód od Spitsbergenu, występują zimne i słodkie Powierzchniowe Wody Arktyczne, które płyną dalej na południe jako Prąd Wschodniospitsbergeński. Prąd ten rozdziela się w okolicy wyspy Hopen i płynie na zachód do Storfjordu oraz na południe, opływając Sorkapland, jako Prąd Sorkapski (Ryc. 5) (Marsz i Styszyńska 2007).



Ryc. 5 Powierzchniowe prądy morskie w rejonie Svalbardu. (Prądy: 1 – Norweski, 2 – Nordkapski, 3 – Zachodniospitsbergeński, 4 – Wschodniospitsbergeński, 5 – Sorkapski, 6 – Bjornoi, 7 – Perseya, 8 – transarktyczny, 9 – Wschodniogrenlandzki). Źródło: Marsz i Styszyńska 2007.

Na zróżnicowanie klimatyczne Spitsbergenu wpływ ma urozmaicona topografia i liczne bariery orograficzne – pasma górskie, szczyty oraz wzniesienia – które wpływają na lokalne warunki klimatyczne. Ważnym czynnikiem jest pokrycie terenu, zwłaszcza lodem, co ma wpływ na albedo, a co za tym idzie zdolnością do odbijania i absorbowania promieniowania słonecznego (Gjelten et al. 2016). Zróżnicowana topografia oraz obecność lodowców wpływają z kolei na występowanie lokalnych cyrkulacji fenowych oraz wiatrów katabatycznych, dodatkowo modyfikując klimat w skali mikro.

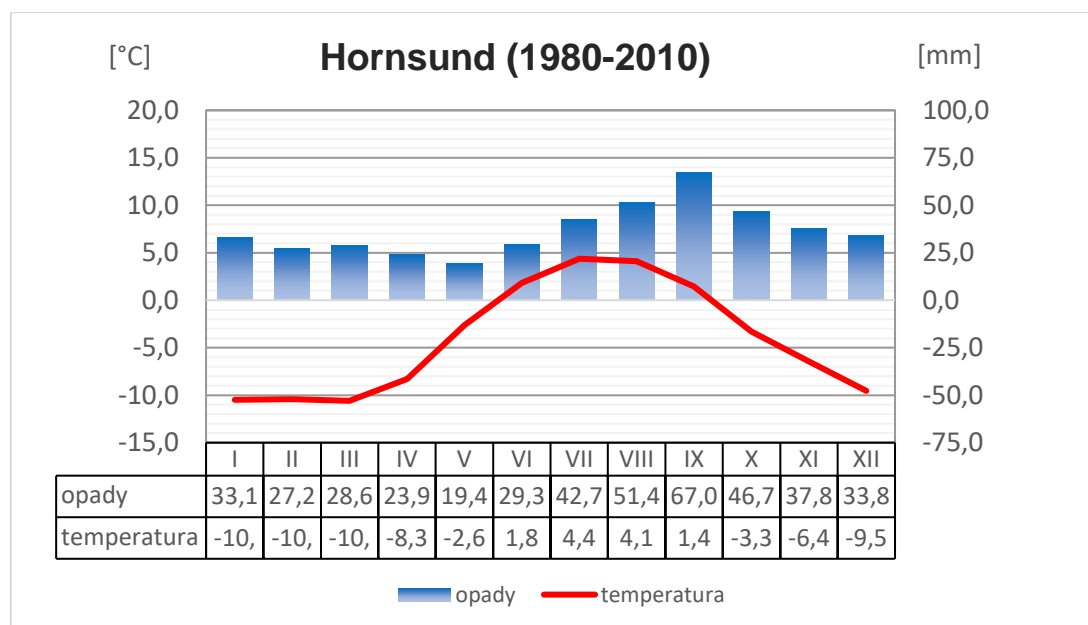
Klimat Hornsundu, jak i całego archipelagu Svalbard, modyfikowany jest poprzez cyrkulację cyklonalną i antycyklonalną. Cyklony przemieszczają się w kierunku wschodnim z okolic regionu Islandii. Czasami niżej te przemieszczają się w kierunku północnym, wzdłuż wschodnich wybrzeży archipelagu Svalbard. Z kolei antycyklony docierające do omawianych wysp, pochodzą z okolic centrum Morza Barentsa (Sobota 2021). Dynamiczna sytuacja cyrkulacji atmosferycznej, generuje gwałtowne poziome ruchy powietrza, dochodzące nawet do 40 m/s, w okolicach Hornsundu. Na dużą prędkość wiatru wpływ ma dodatkowo orografia, która powoduje w tych rejonach efekt tunelowy, zwłaszcza na fiordach i cieśninach (Kim et al. 2019).

Temperatura powietrza na Svalbardzie głównie modyfikowana jest poprzez wpływ prądów morskich. Najwyższe temperatury odnotowywane są na zachodnich wybrzeżach, za sprawą Prądu Zachodniospitsbergeńskiego (Walczowski, Piechura 2011). Najniższe temperatury w Hornsundzie, jak i całym archipelagu Svalbard, odnotowywane są w marcu i wynoszą około -10°C . Najcieplejszym miesiącem jest z kolei lipiec ze średnią temperaturą ok. $4,9^{\circ}\text{C}$ (ryc. 6). W zależności od położenia na archipelagu, roczna amplituda temperatury powietrza jest różna. Na zachodnich wybrzeżach wynosi ona około $14,8^{\circ}\text{C}$ na Hornsundzie, z kolei centralne części Spitsbergenu – około $20,7^{\circ}\text{C}$. Te spore różnice wynikają z kontynentalizmu oraz oddziaływania oceanu na wybrzeża, łagodząco wpływając na temperatury zimą, podwyższając je, a latem obniżając (Przybylak et al. 2017).

Roczne sumy opadów na Spitsbergenie nie przekraczają 400 mm i zazwyczaj oscylują w granicach 200 – 300 mm. Pomimo napływu wilgotnych mas powietrza, interior Spitsbergenu otrzymuje niewielkie ilości opadów, stąd określany jest mianem arktycznej pustyni (Zwoliński 2013). Występujące opady są niewielkie, lecz dość częste, jednak zdarzają się okresy braku opadów, trwające wiele dni, po których mogą wystąpić obfite opady, sięgające nawet kilkanaście milimetrów na dobę. Część wschodnia Spitsbergenu odnotowuje znacznie wyższe opady, które sięgają tu nawet 1000 mm (Zwoliński 2013).

Opady atmosferyczne w Hornsundzie są wyższe od średnich opadów całego archipelagu. Średnia roczna suma opadów wynosi tu ok. 440 mm (ryc. 6). Cechą charakterystyczną jest naprzemienne występowanie lat wybitnie wilgotnych, o opadach rzędu 600 mm oraz lat suchych o opadach rzędu ok. 230 mm. Najobfitsze opady odnotowywane są we wrześniu – ok. 67,0 mm, zaś najmniejsze w maju – 19,4 mm (Ryc. 6). Sporadycznie występujące epizody o dobowych opadach sięgających nawet 40 mm, występujących najczęściej przy pogodzie niżowej i napływie ciepłych mas powietrza z południa, powodują raptowną inicjację procesów geomorfologicznych, głównie na stokach, dodatkowo powodując

wzmoczoną ablacją lodowców (Migała, Wawrzyniak 2013). W strukturze opadów, przeważają opady w formie stałej. W okresie od stycznia do kwietnia, opady stałe stanowią ponad 60% ogólnej struktury opadów. W maju, listopadzie i grudniu w granicach 40-60%. Opady w formie ciekłej w okresie letnim (czerwiec, lipiec i sierpień) stanowią ponad 90% struktury opadów (Łupikasza 2007).



Ryc. 6 Klimatogram dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980 - 2010. Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.

Wg Migały i Wawrzyniaka (2013) na svalbardzkie długookresowe warunki pogodowe wpływ mają przede wszystkim cyrkulacja prądów morskich oraz cyrkulacja atmosferyczna, modyfikowana w dużym stopniu przez Niż Islandzki i Wyż Azorski. Czynniki te nie są zależne od obszaru Arktycznego, stąd nazywane są jako pozaarktyczne (Marsz i Styszyńska 2005). Z kolei warunki pogodowe, o zmienności sezonowej, kształtowane są przez szereg czynników lokalnej cyrkulacji atmosferycznej. Wśród tych czynników wymienić należy chociażby odległość od morza, obecność dużych mas lodu czy ukształtowanie terenu (Migała, Wawrzyniak 2013).

Na południu Spitsbergenu, m.in. w Hornsundzie, dominują zaklinowane klinami wyżu arktycznego cyklony, które powodują długotrwałe zaleganie chmur oraz układów frontalnych, co skutkuje podwyższonymi opadami w porównaniu do pozostałych części archipelagu (Niedźwiedź 1997). Występująca pogoda wyżowa powoduje w tym obszarze ocieplenie latem i wychłodzenie zimą. Ochłodzenie powoduje napływ mas powietrza z wyżu arktycznego z północnego-wschodu, głównie w grudniu, kiedy to dominują układy antycyklonalne. Ocieplenie

związane jest z napływem mas powietrza polarnokontynentalnego, związanego z rozbudową wyżu wschodnioeuropejskiego, zwłaszcza w maju (Migała, Wawrzyniak 2013).

Zachmurzenie Spitsbergenu określane jest jako umiarkowane, większe na południu niż na północy wyspy (Zwoliński et al. 2013). Zachmurzenie okolic Hornsundu wynosi ok. 5,8 oktana, co jest wartością wyraźnie niższą od otaczających Spitsbergen mórz, gdzie zachmurzenie wynosi ok. 6,5 oktana (Zwoliński et al. 2013). Średnie roczne promieniowanie całkowite wynosi ok. 2300 MJ/m², z czego najwięcej promieniowania dociera w maju i czerwcu (ok. 46%), jednak większość tej energii jest odbijana z powodu wysokiego albedo oraz zużywana na wytopianie pokrywy śnieżnej (Marsz, Styszyńska 2007). Zachmurzenie regulowane jest przez wiatr. Spitsbergen znajduje się w strefie przenosu strefowego, w którym dominuje przepływ powietrza ze wschodu na zachód. Wschodnie wiatry dominują zimą, z kolei latem frekwencja wiatrów wschodnich wyrównuje się z zachodnimi (Niedźwiedź 2007a). Orografia Hornsundu sprzyja wiatrom z kierunków wschodnich. Hornsund jest fiordem o układzie równoleżnikowym, toteż następuje tu wzmocnienie wiatrów wiejących zgodnie z osią obniżen topografii, stąd wiatry wschodnie i północno-wschodnie stanowią ok. 68% wszystkich kierunków w roku, z kolei wiatry południowe i południowo-zachodnie zaledwie ok. 5,6% (Marsz, Styszyńska 2007).

Sezonowość klimatyczna cechuje się niewielkim zróżnicowaniem stanów pogody, choć najbardziej dynamiczną z pór roku, pod względem struktury pogody, jest zima (Ferdynus 2005). Cechą charakterystyczną hornsundzkich pór roku jest to, że nie nawiązują do astronomicznych i termicznych pór roku, gdyż ich rozpoczęcie i koniec wykazują przesunięcie w czasie. Zima i jesień zaczynają się wcześniej, o około 3-4 tygodnie, z drugiej strony wiosna i lato rozpoczynają się później – odpowiednio o 5 i 2 tygodnie (Ferdynus 2004). Szybsze nadejście zimy i opóźnienie rozpoczęcia wiosny wiązać należy przede wszystkim z sezonowym kształtowaniem się warstwy lodu na Morzu Barentsa (Ferdynus 2005).

Procesem mającym największy wpływ na klimat Spitsbergenu jest cyrkulacja atmosferyczna, która ma bezpośredni wpływ na temperaturę powietrza, zachmurzenie i usłonecznienie, a w konsekwencji wielkość i rozkład opadów oraz ilość energii słonecznej dopływającej do powierzchni (Niedźwiedź 1993). Cyrkulacja atmosferyczna określana jest przez 3 wskaźniki syntetyczne: wskaźnik S (cyrkulacji południkowej), wskaźnik W (cyrkulacji strefowej) oraz wskaźnik C (cykliczności) (Niedźwiedź 2007b). Największe znaczenie ma cyrkulacja południkowa (wskaźnik S), w której, w zależności czy przeważa napływ powietrza z południa czy z północy, mamy do czynienia ze wzrostem lub spadkiem temperatury, a w konsekwencji opadów (Niedźwiedź 2007b). Cyrkulacja strefowa (wskaźnik W) odpowiada za

napływ powietrza z zachodu lub wschodu. W porze zimowej następuje napływ powietrza wschodniego - suchego i mroźnego, z nad pokrytych lodem Mórz Barentsa i Karskiego. W porze letniej powietrze zachodnie jest cieplejsze od wschodniego, ponieważ napływa z obszarów Morza Grenlandzkiego, które nie jest pokryte lodem morskim, z uwagi na to, że położone jest w strefie przepływu wód ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. Napływające powietrze zachodnie w skali całego roku powoduje podniesienie temperatury i wzrost opadów na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu (Niedźwiedź 2007b).

Największą rolę w kreowaniu klimatu Spitsbergenu mają 3 czynniki (Marsz, Styszyńska 2007). Po pierwsze są to zmiany częstości i intensywności cyrkulacji południkowej (wskaźnik S Niedźwiedzia). Po drugie zmiany temperatury powierzchni morza na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim (SST – Sea Surface Temperature). Po trzecie zmiany powierzchni lodowych na morzach otaczających Spitsbergen: Grenlandzkim, Barentsa oraz Karskim. Powyższe czynniki odpowiadają za ok. 80% zmienności temperatur powietrza dla wielolecia 1979-2006 (Marsz, Styszyńska 2007).

Od lat 80. XX w. obserwuje się wzrost średnich temperatur Arktyki, które określane jest jako „współczesne ocieplenie Arktyki”, które najintensywniej odczuwalne jest w okolicach Spitsbergenu (Zwoliński et al. 2013). Przede wszystkim obserwowane są gwałtowne wzrosty temperatur okresu zimy oraz wiosny i jesieni. Zimą średni wzrost temperatury powietrza wynosi ok. +0,229 °C/rok, wiosną - ok. +0,105 °C/rok, jesienią – ok. +0,103 °C/rok, zaś latem – ok. +0,06 °C/rok. Od lat 80. XX w. do 2010 r. średnia temperatura okolic Hornsundu wzrosła o ponad 3 °C (Zwoliński et al. 2013).

2.5. Flora Spitsbergenu

Na Spitsbergenie, podobnie jak w całej Arktyce, panują niekorzystne warunki dla rozwoju flory i fauny. Srogie czynniki środowiskowe obniżają liczbę gatunków, które mogłyby potencjalnie zasiedlić te tereny. Jednak organizmy żywe, występujące na tym obszarze, dobrze zaadaptowały się w niesprzyjającym klimacie. Wg Elvebakka (1999) cały archipelag Svalbardu leży w tzw. arktycznej bioklimatycznej podstrefie B, która to jest jedną z pięciu podstref bioklimatycznych występujących w Arktyce. Występująca roślinność tundrowa zajmuje ok. 10% powierzchni Svalbardu (Walker et al. 2005). Należy dodać, że postępujący na obszarach arktycznych wzrost średnich temperatur powoduje m.in. ablację lodowców, a w konsekwencji uwalnianie rozleglejszych obszarów spod lodu, które to zasiedlane są przez roślinność tundrową (Walker et al. 2005). Tundra tego obszaru jest mocno heterogeniczna i występuje

jako tundra plamista, tzn. widoczne są naprzemiennie występujące plamy fitocenoz mszystych, porostowych lub z dominującymi roślinami naczyniowymi (Borysiak 2013).

Niesprzyjające warunki środowiskowe wymusiły niejako na roślinności naczyniowej szereg strategii adaptacyjnych. Wśród nich Pirożnikow (1993) wymienia miniaturyzację organów lub ich redukcję. Ponadto rozwój osobników w formie poduchowej lub rozetowej, co umożliwia rozwój gęsto ułożonych pędów oraz kwiatów schowanych pomiędzy liśćmi (Pirożnikow 1993). Dostosowania te zapobiegają większej utracie ciepła i są ochroną przed silnym wiatrem. Stosunkowo wolny rozwój pojedynczych osobników oraz ich długowieczność są także jedną z form strategii adaptacyjnej flory Spitsbergenu (Pirożnikow 1993). Ważnym przystosowaniem roślinności arktycznej jest przewaga rozmnażania wegetatywnego (bezpłciowego) nad generatywnym (płciowym) (Szweykowska, Szweykowski 2003). Rozmnażanie generatywne jest niezwykle trudne w warunkach arktycznych, ponieważ ze względu na krótki okres wegetacji, trwający zwykle 3 – 4 miesiące, rozwój niezbędnych ku temu nasion jest trudny i wyczerpujący dla roślin. Z tego względu w wysokich szerokościach geograficznych dominuje rozwój wegetatywny, w którym nowe rośliny powstają z części organizmu matecznego – są klonami (Podbielkowski 1997, Kornaś, Medwecka – Kornaś 2002). Rozmnażanie wegetatywne (najczęściej poprzez fragmentację) pozytywnie wpływa na szybkość i dynamikę ekspansji danego organizmu w danej niszy ekologicznej (Szweykowska, Szweykowski 2003). Z drugiej strony rozmnażanie bezpłciowe negatywnie wpływa na dostosowanie się roślin do zmieniającego się środowiska, z tego względu, że nowopowstały klon zawiera ten sam genotyp, co organizm rodzicielski, a jego modyfikacja odbywa się jedynie poprzez mutacje (Szweykowska, Szweykowski 2008).

Roślinność Spitsbergenu jest stosunkowo uboga i młoda, co wynika z geograficznej izolacji regionu od kontynentu (Borysiak i Ratyńska 2004) oraz niedawnego wycofania zlodowacenia. Dla porównania tundra Wschodniej Syberii nie uległa zlodowaceniom, toteż flora tego obszaru nie została zniszczona przez lądolód i jest starsza, bardziej zróżnicowana i bogatsza (Podbielkowski 1987). Wyznaczenie typów zbiorowisk roślinnych jest niezwykle trudne, z uwagi na inicjalną fazę tych zbiorowisk, przez co zdefiniowanie gatunków charakterystycznych jest niełatwe (Dubiel, Olech 1992).

Sprzyjające warunki dla rozwoju roślinności w Hornsundzie występują na stosunkowo niewielkim obszarze wolnym od lodu, głównie w dolinach rzek lodowcowych, w przybrzeżnej strefie teras morskich oraz na zboczach górskich, które do tych teras schodzą (Dubiel 1993, Pirożnikow 1993, Borysiak i Ratyńska 2004). Flora Hornsundu, jak i całego archipelagu

Svalbard, należy do Holarktycznego królestwa roślinnego, regionu cyrkumpolarnego, w prowincji arktycznej (Kornaś i Medwecka – Kornaś 2002).

Z obszaru Svalbardu znanych jest 164 gatunków roślin naczyniowych (Ronning 1979), z czego w rejonie Hornsundu stwierdzono ich 92 (Kuc i Dubiel 1995). Dla porównania, na położonej na południe, w niższych szerokościach geograficznych (74°31'N 19°01'E), Wyspie Niedźwiedziej (Bjørnøya) sklasyfikowano 64 gatunki (Ronning 1959). Stosunkowo bogata flora rejonu Hornsundu wynika ze złożonych warunków środowiskowych.

Najpowszechniej występującą formą życiową roślin, wg botanicznej klasyfikacji form życiowych Raunkiæra (1934), są hemikryptofity (naziemnopączkowe), obejmujące ok. 49% gatunków. Nieco mniej liczną grupą są chamefity (niskopączkowe) – ok. 32%, kryptofity (skrytopączkowe) – ok. 18% oraz terofity (rośliny jednoroczne) – ok. 1% (Borysiak i Ratyńska 2004). Analizując formy życiowe flory regionu Hornsundu, zauważyć można strategie adaptacyjne, wykorzystywane przez arktyczne rośliny, tj. pąki tych roślin umieszczone są nisko nad gruntem, na gruncie lub płytce pod powierzchnią, dodatkowo pąki te są często chronione przez zdrewniałe pędy, żywe lub obumarłe liście lub śnieg (Podbielkowski 1997, Olech i Dubiel 1998, Borysiak i Ratyńska 2004). Powyższe przystosowania chronią roślinność przed niską temperaturą, jak i silnym wiatrem.

W fitocenozach o dominującym udziale roślin naczyniowych, jednymi z liczniej występujących gatunków są: wierzba polarna (*Salix polaris*), wierzba żyłkowana (*Salix reticulata*), skalnica naprzeciwlistna (*Saxifraga oppositifolia*) czy rdest żyworodny (*Polygonum viviparum*) (Pirożnikow 2013). Wydzielenie fitosocjologicznych jednostek i klasyfikacji pozycji syntaksonomicznej jest bardzo trudne ze względu na inicjalny charakter zbiorowisk roślinnych, co uniemożliwia wyróżnienie gatunków charakterystycznych (Dubiel, Olech 1992). Związane jest to z dużą aktywnością procesów glacialnych, które stale przeobrażają i modyfikują ekosystemy tundry spitsbergeńskiej (Borysiak 2013).

Stopień pokrycia terenu roślinnością oraz dominacja poszczególnych gatunków w budowaniu fitocenozy zależą od kilku czynników. Przede wszystkim jest to topografia terenu oraz grubość i/lub długość zalegania pokrywy śnieżnej (Pirożnikow 2013). Kolejnym ważnym faktorem są gleby – stopień jej wilgotności, zasolenia, kwasowości, zasobności w nutrieny oraz grubości warstwy aktywnej, podlegającej okresowemu zamarzaniu i odmarzaniu (Jónsdóttir 2005).

Flora regionu okolic Hornsundu jest zdominowana przez płożące krzewinki, nisko usytuowane przy powierzchni ziemi, mchy oraz porosty (Borysiak, Ratyńska 2004). Na Spitsbergenie możemy wyróżnić cztery strefy roślinne wg Ronninga (1996): *Papaver*

dahliaenum, *Salix polaris*, *Dryas octopetala* i *Casiope tetragona*. Obszar poboru próbek, leżący na północnych wybrzeżach fiordu Hornsund, znajduje się w strefie drugiej, gdzie występują licznie krzewinki z rodziny *Salicaceae*, w większości *Salix polaris* (Owczarek et al. 2009).

3. Materiał i metody badań

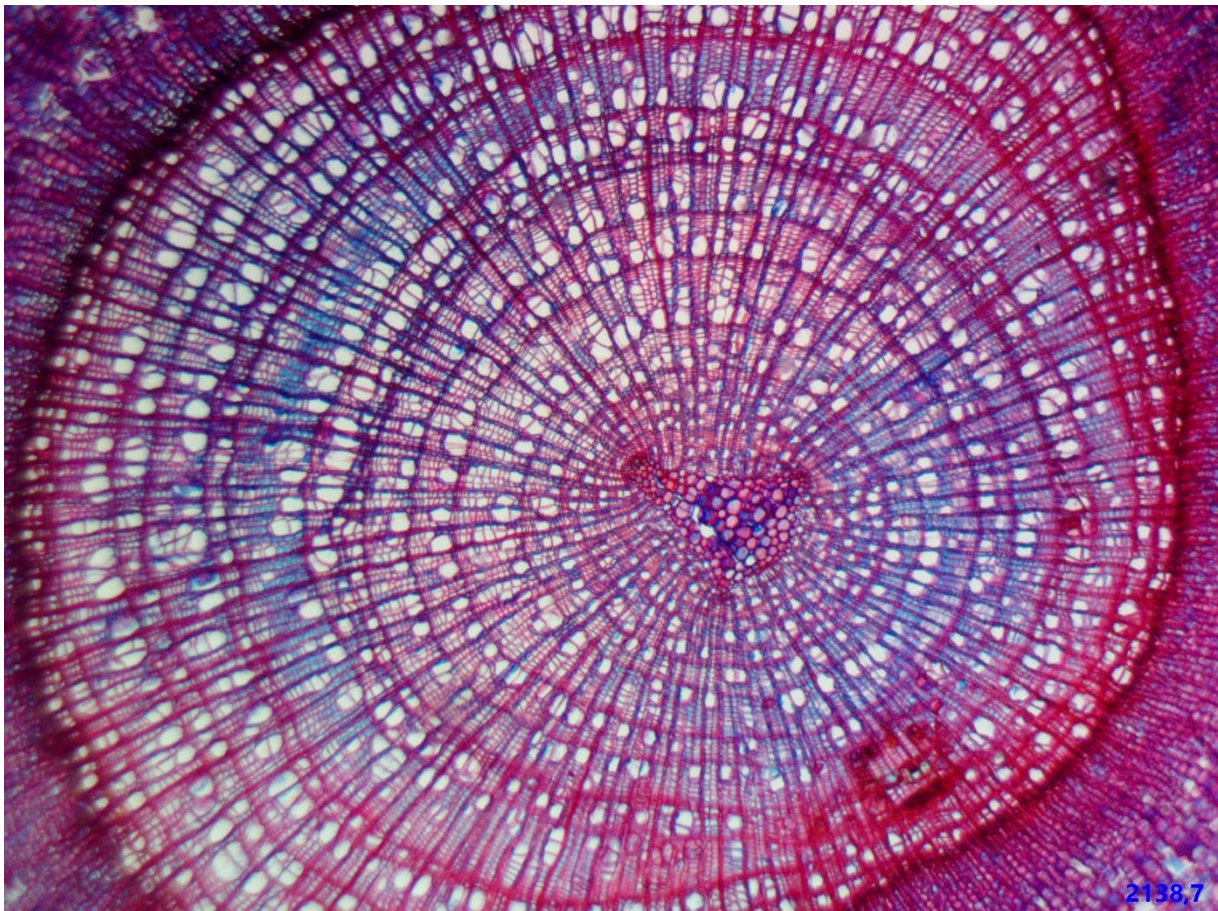
Materiał do badań pobrano w okolicy Polskiej Stacji Polarnej im. Stanisława Siedleckiego w Hornsundzie (SW Spitsbergen, Norwegia). Próbki zostały pobrane w 2011 r. przez prof. dr hab. Piotra Owczarka. Do analizy dendrochronologicznej wybrano wierzbę polarną (*Salix polaris*), należącą do rodziny wierzbowatych (*Salicaceae*). Wybór tej krzewinki na materiał badawczy podyktowany był jej cechami morfologicznymi. *Salix polaris* posiada dobrze wykształcone, wyraźne przyrosty roczne (Ryc. 7), które w łatwy sposób można policzyć i pomierzyć ich szerokości (Owczarek 2009). Zebrane w 2011 r. próbki zostały zakonserwowane w glicerynie, dzięki czemu możliwa była ich późniejsza preparatyka oraz analizy mikroskopowe na potrzeby pracy.

3.1. Zakres i metodyka badań

Przedmiotem badań były próbki roślin rosnących – krzewinek *Salix polaris* (Wahlenb.). Próby zebrane zostały w 2011 r. w dolnym odcinku dna doliny Arie, na obszarze wyniesionych teras morskich częściowo przekształconych przez procesy fluwioglacjalne. Do badań wybrano 18 przekrojów mikrotomowych wierzb polarnych.

Cechą charakterystyczną arktycznych krzewinek jest mnogość cech utrudniających poprawne wydatowanie ich przyrostów rocznych, a w konsekwencji analizę i interpretację otrzymanych wyników. Cechami utrudniającymi są bardzo wąskie przyrosty, przyrosty brakujące (missing rings), przyrosty wyklinowujące się oraz częściowo brakujące. Te cechy są konsekwencją surowego klimatu, który wymusił w krzewinkach wykształcenie licznych cech i mechanizmów obronnych przed m.in. zimą, w celu przetrwania danego osobnika. W celu uniknięcia błędów interpretacyjnych, związanych z wyżej wymienionymi cechami, próbki zostały poddane seryjnemu próbkowaniu (serial sectioning), wykonując kilka przekrojów w obrębie jednego osobnika. Przekroje wykonane zostały mikrotomem saneczkowym GLS1, o grubości ok. 15-20 μm . Tak cienkie cięcie umożliwia pomiar grubości ścian komórkowych, ze względu na występujący wówczas prześwit. Próbki do analiz mikroskopowych wykonane zostały przy pomocy standardowych metod preparatyki drewna (Schweingruber, Poschold 2005, Gartner, Schweingruber 2013). W ostatnim etapie badań wykonano fotografie i analizy przekrojów krzewinek przy użyciu programu graficznej obróbki zdjęć mikroskopowych OSM

3.65 (On Screen Measuring Analysis Software SCIEM). Otrzymane wyniki pomiarów mikroskopowych, wgrane zostały do programu Microsoft Office Excel, a następnie po analizie utworzono krzywe dendrochronologiczne zbiorcze oraz dla poszczególnych osobników.



Ryc. 7 Mikrofotografia *Salix polaris* – wyraźne granice między przyrostami. Źródło: archiwum prywatne.

3.2. Budowa anatomiczna wierzby polarnej

Salix polaris, powszechnie znana jako wierzba polarna, należy do rodziny wierzbowatych - Salicaceae (Mirb.). Jest to gatunek posiadający najszerszą amplitudę ekologiczną w Arktyce, a dla wielu obszarów jest jedynym przedstawicielem roślin naczyniowych (Węgrzyn, Wietrzyk 2015). Duża zdolność adaptacyjna możliwa jest dzięki licznym dostosowaniom i strategiom przetrwania, co jest efektem liczych czynników stresowych, ograniczające produkcję biomasy i wzrost, którymi wierzba polarna musi się zmagać (Grime 1979, Owczarek, Opała 2016). Czynnikiemami tymi są przede wszystkim niskie temperatury i opady, ale również niska zawartość nutrientów w glebie, krótki okres wegetacji, przymrozki w porze letniej, uszkodzenia mechaniczne organów rośliny, spowodowane mrozem i/lub transportem eolicznym (Grime 1979).

S. polaris to półpierzścieniowonaczyniowa krzewinka, posiadająca dobrze wykształcone i widoczne przyrosty roczne, których granice zbudowane są z jednego lub więcej rzędów komórek (Owczarek, 2009). Jest to liściasty, płożący krzew, najczęściej nieprzekraczający 8 cm wysokości (Påhlsson, 1985). Wierzba polarna posiada długie pędy, jednak na powierzchni gruntu widoczne są jedynie krótkie łodygi wraz z ciemnozielonymi, owalnymi i drobnymi liśćmi (Owczarek, 2009). Większość rośliny znajduje się płytko pod powierzchnią ziemi (ok. 5-10 cm), w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny (Påhlsson, 1985). Pod powierzchnią znajdują się zdrewniałe gałęzie i system korzeniowy. Preferuje płaskie tereny o zwirowym podłożu i wilgotne zagłębienia, jednak spotkać można ją w różnych miejscach (Rønning, 1996). Cechą charakterystyczną *S. polaris*, a także innych krzewinek, są tzw. *missing rings* (słoje brakujące), które są efektem trudnych warunków klimatycznych w danym roku (np. zimne lato, ujemna temperatura podczas okresu wegetacyjnego, brak opadów) czy urazów mechanicznych (Pirożnikow 1996). Średnio udział słoju brakującego w *Salix polaris* wynosi średnio ok. 25% (Buchwał 2014).

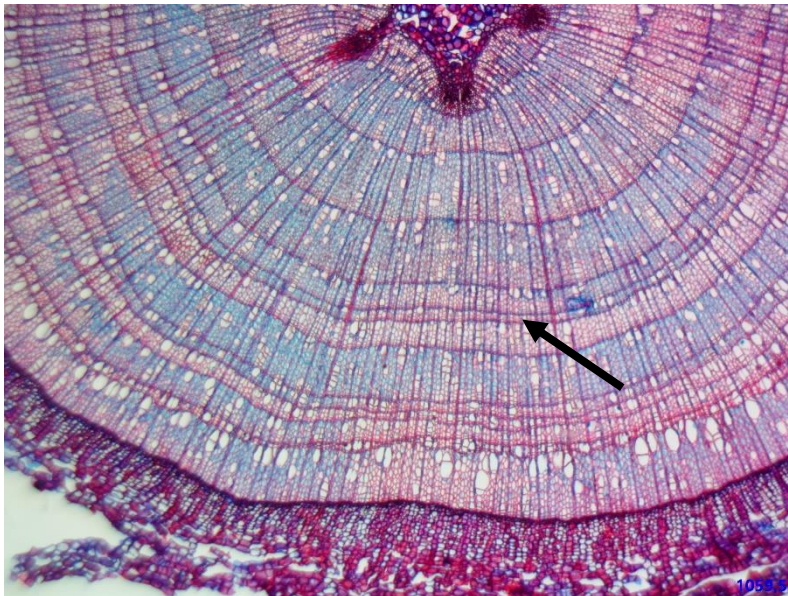
Wierzba polarna rozmnaża się w dwojaki sposób, w zależności od warunków. W latach sprzyjających rozwija się generatywnie, tzn. rozmnaża się wytwarzając nasiona, z drugiej strony w latach niesprzyjających rozmnaża się wegetatywnie, tworząc nowe osobniki z fragmentów rośliny macierzystej (Hrynkiewicz-Sudnik et al. 1990). *S. polaris* wytwarza tkankę ochronną w postaci miększej warstwy ochronnej, okrywającej łodygi i korzenie rośliny, co jest charakterystyczne dla rodzaju *Salix* (Kurczyńska 2002). Wierzba polarna posiada stosunkowo grubą korę, która stanowi nawet 50% średnicy pędu (Owczarek et al. 2020), co jest efektem surowego klimatu. Ochrona przed niedogodnymi warunkami środowiska, objawiająca się przede wszystkim w niskiej temperaturze, długiej zimie oraz niewielkich opadach, jest ważniejsza niż możliwość przedłużenia fotosyntezy, stąd wytwarzana jest gruba kora, na rzecz dłuższego rozwoju na szerokość (Myśków 2014). Miększa warstwa kory chroni roślinę przed uszkodzeniami spowodowanymi mrozem, parowaniem wody oraz wnikaniem patogenów (Myśków, Tulik 2014). Postępujące zmiany klimatu skutkują spadkiem grubości kory (IPCC 2014), co wpływa na podatność wierzby polarnej na mróz oraz wpływ patogenów (Iturrate-Garcia et al. 2017).

3.3. Metoda dendrochronologiczna

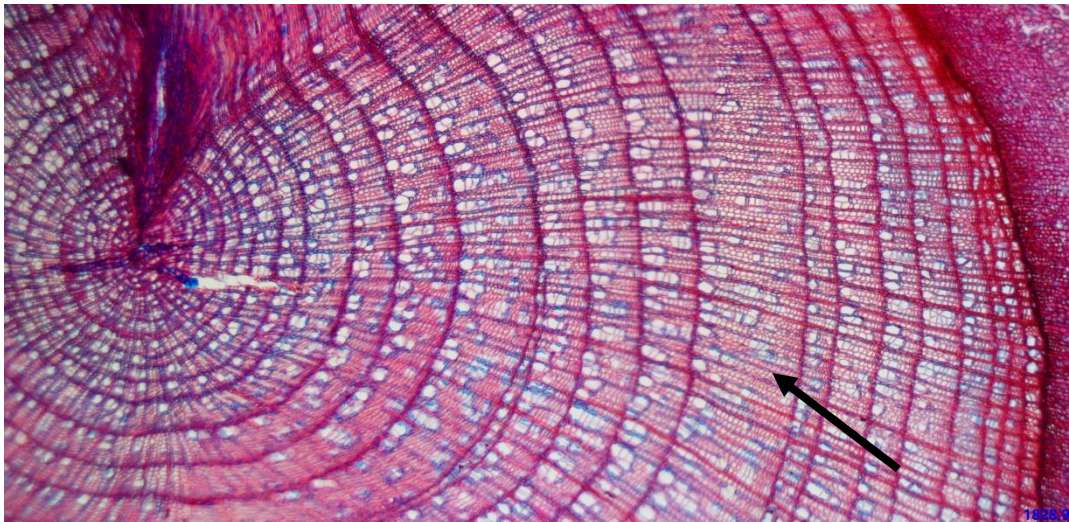
Dendrochronologia to metoda badawcza umożliwiająca określenie wieku bezwzględnego, opierająca się na analizie szerokości corocznych przyrostów roślin, wytwarzanych w ich zdrewniałych częściach (Zielski, Krąpiec 2009). Zmiany szerokości przyrostów rocznych są

naturalnym zapisem warunków środowiskowych, panujących w miejscu wzrostu danej rośliny. Tworząc szeregi czasowe poszczególnych roślin i analizując zmienność przyrostów rocznych, można odtworzyć warunki środowiskowe panujące w przeszłości. Wśród czynników warunkujących szerokość przyrostów rocznych, najważniejszą rolę odgrywają czynniki klimatyczne, głównie temperatura oraz opady (Zielski, Krąpiec 2009). W mniejszym, choć równie ważnym stopniu są uwarunkowania siedliskowe i genetyczne.

Wierzba polarna posiada dobrze widoczne granice przyrostów rocznych, co potwierdzają analizy laboratoryjne i mikrofotografie (Ryc. 7). Spośród 18 analizowanych próbek, odnotowano różne szerokości przyrostów rocznych – od ekstremalnie wąskich (Ryc. 8), wynoszących 0,03 mm (32 μm), do stosunkowo szerokich (Ryc. 9), wynoszących 1,07 mm (1069 μm).



Ryc. 8 Mikrofotografia *Salix polaris*, próbki JE(6). Przykład wąskich przyrostów rocznych. Źródło: archiwum prywatne.



Ryc. 9 Mikrofotografia *Salix polaris*, próbki JE(5A). Przykład szerokiego przyrostu rocznego. Źródło: archiwum prywatne.

Wiek poszczególnych osobników ustalony został na podstawie pomierzonej liczby przyrostów rocznych, mając na uwadze rok poboru krzewinek – 2011. Następnie do otrzymanych wartości należało dodać 5-10 lat, które przyjmuje się jako czas potrzebny wierzbie polarnej na zasiedlenie danego stanowiska (Zielski, Krąpiec 2009). Uśredniając dodatkowy wiek, do prób dodano 7 lat, przewidzianych na kolonizację terytorium. W konsekwencji najstarszy badany osobnik miał 45 lat (38 przyrostów + 7 lat kolonizacji), zaś najmłodszy był w wieku 18 lat (11 przyrostów + 7 lat kolonizacji).

3.4. Przygotowanie i analiza laboratoryjna próbek

Próbki pobrane zostały przez Dr hab. Piotra Owczarka w 2011 r., w dolinie Ariedalen, w sąsiedztwie Polskiej Stacji Polarnej im. Stanisława Siedleckiego na Ziemi Wedela Jarlsberga w południowo-zachodniej części Spitsbergenu. Następnie przechowywane były w roztworze gliceryny z etanolem, w celu konserwacji próbek. Następnie fragmenty krzewinek umieszczone zostały w mikrotomie saneczkowym i pocięte na skrawki mikrotomowe o grubości 15-20 mikronów. Przy każdym cięciu należało pamiętać o stałym nawilżaniu próbki przy pomocy pędzelka, aby ją zmiękczyć i nie doprowadzić do jej przerwania i zawijania. Następnie wycięty krążek umieszczono na szkiełku mikroskopowym. W kolejnym etapie preparatyki próbki zostały zabarwione barwnikiem, będącym mieszaniną w stosunku 1:1 dwóch płynów – astrablue (0,5 g astrablue, 2g kwasu octowego, 100 ml wody destylowanej) oraz sefraniny. Kilka kropli roztworu barwiącego umieszczono na próbce i pozostawiono ją na 2-3 minuty, celem wybarwienia i uzyskania odpowiedniego kontrastu, co umożliwi lepszą widoczność i lepszą jakość zdjęć mikroskopowych. Następnie próbki przemyto spirytusem w celu usunięcia

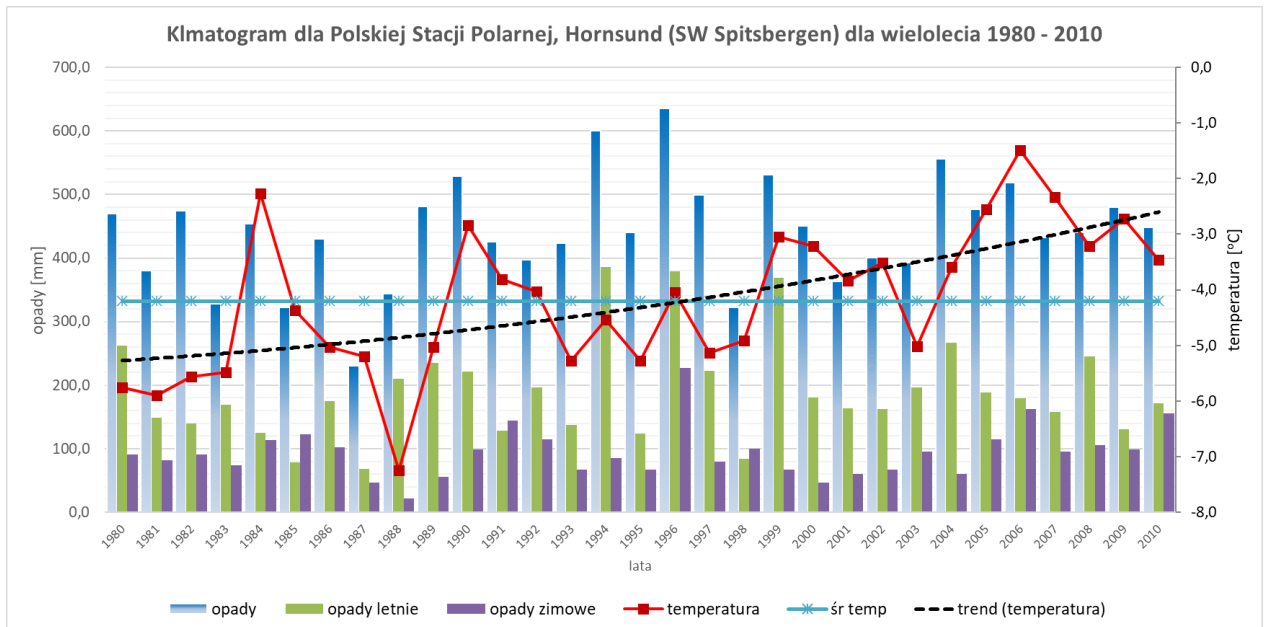
barwnika oraz odwodnienia próbek. Po wybarwieniu próbek niebieskie odcienie przybierają komórki żywe, niezdrewniałe, zaś czerwony komórki martwe, zdrewniałe. W kolejnym kroku na każdą z próbek nałożono po kropli balsamu kanadyjskiego i dociśnięto szkiełkiem nakrywkowym. Próbki pozostawione zostały do wyschnięcia na 24 h.

Tak spreparowanym próbkom zostały wykonane zdjęcia mikroskopowe przy użyciu programu LevenhukLite i mikroskopu firmy Levenhuk. Z uwagi na wielkość preparatów, w obrębie jednej próbki konieczne było wykonanie kilku zdjęć, które następnie zostały złączone w jedno w programie graficznym GIMP. W kolejnym etapie wykonano analizę mikroskopową, używając programu OSM 3.65 (On Screen Measurement Analysis Software SCIEM), dzięki któremu pomierzono szerokości przyrostów rocznych w mikrometrach. Otrzymane dane zaimportowano do programu Microsoft Excel, gdzie dokonano analizy danych. Celem analizy było wyeliminowanie przyrostów fałszywych i brakujących, tzw. *missing rings*, dzięki cięciu seryjnemu (*serial sectioning*). Następnie stworzono chronologie zbiorcze oraz dla poszczególnych osobników.

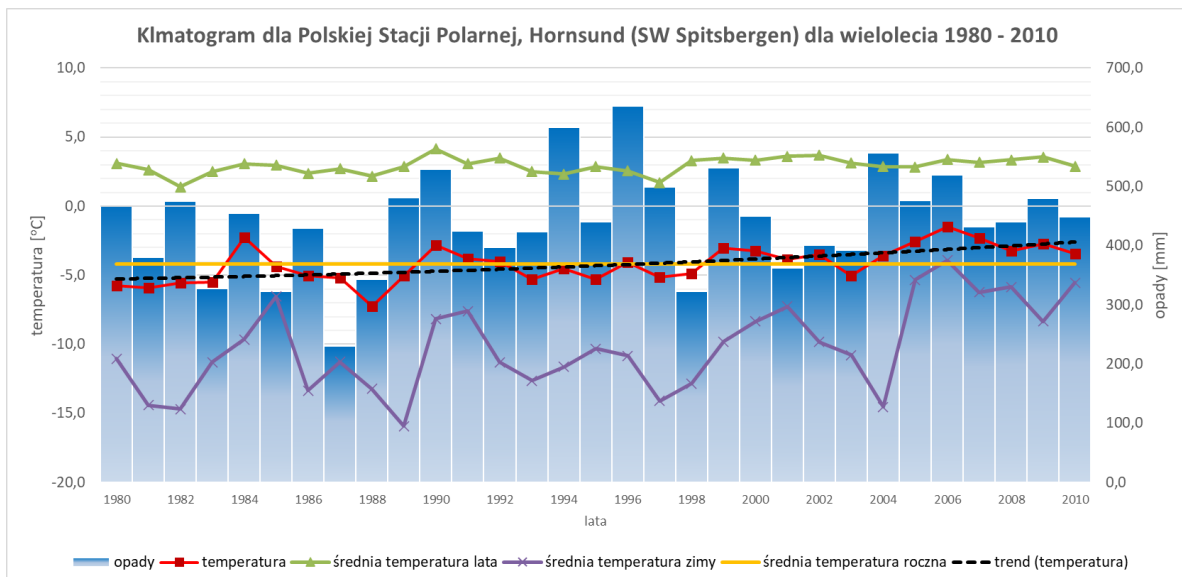
3.5. Analiza warunków klimatycznych

Klimat archipelagu Svalbard zaliczany jest do klimatów polarnych. Przeanalizowano dane meteorologiczne dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie dla wielolecia 1980 -2010. Dane pochodzą z Instytutu Geofizyki PAN, ze stacji meteorologicznej przy Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen). Szczegółowej analizie poddano ilość i rozkład opadów rocznych, letnich i zimowych, wysokość średniej temperatury rocznej, temperatury dla lata oraz dla zimy oraz usłonecznienie roczne oraz dla lata. Za okres „lata” przyjęto miesiące: czerwiec, lipiec, sierpień oraz wrzesień (ze względu na dodatnia średnią temperaturę miesięczną (Ryc.6)), zaś dla „zimy” - listopad, grudzień, styczeń oraz luty. W kolejnym etapie analizy warunków klimatycznych, wykonano klimatogramy oraz wykresy usłonecznienia dla wielolecia 1980-2010. Dla analizowanego wielolecia średnie opady roczne wynosiły 441 mm. Średnie opady lata w wieloleciu wynosiły 190,4 mm, zaś zimy 94 mm. W analizowanym przedziale czasowym, najwyższe opady odnotowano w 1996 r. (635,9 mm), zaś najniższe w 1987 r. (230,2 mm), co przedstawia ryc. 9. Najwyższe opady przypadają na sierpień oraz wrzesień i wynoszą odpowiednio ok. 51 mm oraz 67 mm. Najniższe opady występują w kwietniu oraz maju i wynoszą odpowiednio ok. 24 mm oraz 19 mm (Ryc. 6). Średnia temperatura dla wielolecia wynosiła ok. -4,2 °C. Najniższą średnią roczną temperaturę odnotowano w 1988 r. (-7,3 °C), zaś najwyższą w 2006 r. (-1,5 °C). Z pozyskanych danych obliczony został trend dla średnich rocznych temperatur, wskazując na stale rosnące średnie temperatury powietrza w Hornsundzie

(Ryc. 10). Temperatury lata w analizowanym wieloleciu utrzymują się na w miarę stałym poziomie i ulegają niewielkim fluktuacjom rocznym (wahania między 1,4 °C, a 4,2 °C), w porównaniu z temperaturami zimy, które ulegają dużym wahaniom wartości (wahania między -15,9 °C, a -3,9 °C), co zobrazowano na Ryc. 11.



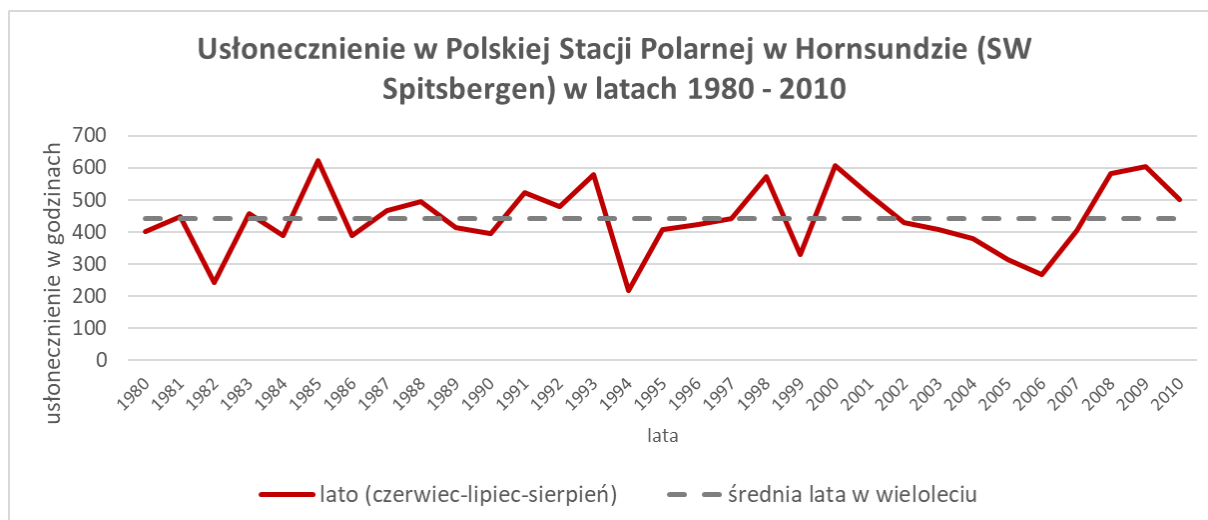
Ryc. 10 Rozkład temperatury, opadów rocznych, letnich i zimowych dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980-2010. Źródło: opracowanie własne, na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.



Ryc. 11 Rozkład średniej temperatury rocznej, lata i zimy oraz średnich opadów dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980-2010. Źródło: opracowanie własne, na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.

Analizując warunki klimatyczne południowo-zachodniego Spitsbergenu należy również zwrócić uwagę na usłonecznienie, czyli na sumaryczny czas, w którym promienie słoneczne

bezpośrednio padają na powierzchnię terenu na danym obszarze. Wartości tego wskaźnika zależny są przede wszystkim od szerokości geograficznej, pory roku (a co za tym idzie długości trwania dnia), topografii terenu oraz zachmurzenia. Średnie roczne usłonecznienie lata dla PSP w Hornsundzie, za które przyjęto miesiące: czerwiec, lipiec oraz sierpień, w wieloleciu 1980 – 2010 wynosiło ok. 442 h. W ujęciu rocznym, najwyższe wartości usłonecznienia lata (czerwiec – sierpień) odnotowano w latach: 1985 (623,1 h), 1993 (578,3 h), 1998 (573,3 h), 2000 (607,5 h), 2008 (581,6 h) oraz 2009 (604,3 h) (Ryc. 12). Najniższe wartości tego parametru przypadają na lata: 1982 (243,1 h), 1994 (216,8 h), 1999 (330,4 h), 2004 (379,2 h), 2005 (313,0 h), 2006 (266,8 h) (Ryc. 12). W analizowanym okresie widoczne są wahania poziomu usłonecznienia. Spośród wyżej wymienionych czynników mających wpływ na usłonecznienie, jedynie zachmurzenie podlega modyfikacjom i dynamicznym zmianom. Stąd to zachmurzeniu należy przypisywać fluktuacje usłonecznienia w wieloleciu. Warto wspomnieć, że w Hornsundzie występuje zjawisko dnia i nocy polarnej, które znacząco wpływa na rozkład i wartość usłonecznienia w skali roku. Noc polarna trwa ok. 104 dni – od 31 października do 11 lutego, z kolei dzień polarny trwa ok. 117 dni – od 24 kwietnia do 18 sierpnia (Marsz, Styszyńska 2013).



Ryc. 12 Rozkład średniego usłonecznienia dla lata (czerwiec-lipiec-sierpień) w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980-2010. Źródło: opracowanie własne, na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.

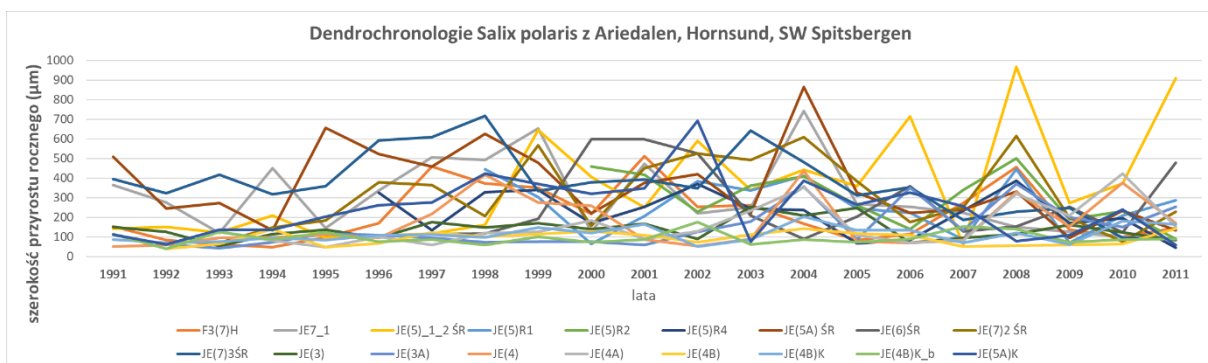
4. Wyniki i analiza badań

4.1. Dendrochronologia *Salix polaris* z Ariedalen

Po przeprowadzonej preparatyce próbek, poddano je analizom i pomiarom szerokości słoików. Wykonane zostały mikroskopowe cyfrowe zdjęcia przekrojów. Szerokości słoików

mierzone zostały wzdłuż od jednego do trzech promieni w próbce, używając programu OSM 3.65 oraz PAST4. W kolejnym kroku wykonano chronologie próbek oraz przy użyciu metody „serial sectioning” wyeliminowano przyrosty fałszywe oraz wykryto przyrosty brakujące (missing rings). Po analizie wyników stwierdzono, że udział przyrostów brakujących wynosi ok. 10%, co jest wartością niższą od średniej dla *S. polaris* w ogóle, która wynosi ok. 25% (Buchwał 2014).

Analizując chronologie zbiorcze dla badanych próbek trudno jest na pierwszy rzut oka stwierdzić występowanie lat wskaźnikowych, tzn. lat definiujących rok, w którym wystąpiły wybitnie korzystne lub niekorzystne warunki dla rozwoju i wzrostu wierzby polarnej (Ryc. 13). Lata wskaźnikowe odznaczają się więc występowaniem ekstremalnie szerokich lub ekstremalnie wąskich słoików w porównaniu do wartości średnich. W chronologii zbiorczej nie stwierdzono wyraźnych korelacji pomiędzy danym czynnikiem klimatycznym, a wielkością przyrostów rocznych osobników (Ryc. 13). Jednak w chronologiach indywidualnych, można wskazać lata wskaźnikowe, w których przyrosty osiągały zarówno duże, jak i niewielkie wartości (Ryc. 14, 15, 16). Przedstawione na Ryc. 13 chronologie sporządzone zostały dla 18 analizowanych próbek. Dla przekrojów, dla których wykonano więcej niż jeden pomiar, obliczono wartości średnie (próbki z przyrostkiem „ŚR”). Szerokości przyrostów rocznych wahały się od stosunkowo szerokich – 1069 μm , do bardzo wąskich – 32 μm . Średni przyrost dla wszystkich próbek w analizowanym okresie wyniósł 229 μm . Próbkami o najszerszych średnich przyrostach były: JE(5A)ŚR (362 μm) oraz JE(5)_1_2ŚR (354 μm). Najwęższe przyrosty charakteryzowały próbki: JE(4B) – 93 μm oraz JE(4B)K_b – 96 μm . Latami o najszerszych przyrostach były lata: 2004 (369 μm) oraz 2008 (320 μm). Po przeanalizowaniu wyników, określono występowanie trzech lat wskaźnikowych: dwóch dodatnich – 2004 i 2008 r. – oraz jeden ujemny – rok 2000 (Ryc. 13). Szczegółowym analizom poddano trzy osobniki, dla których sporządzono indywidualne dendrochronologie zawarte poniżej (Ryc. 14, 15, 16).

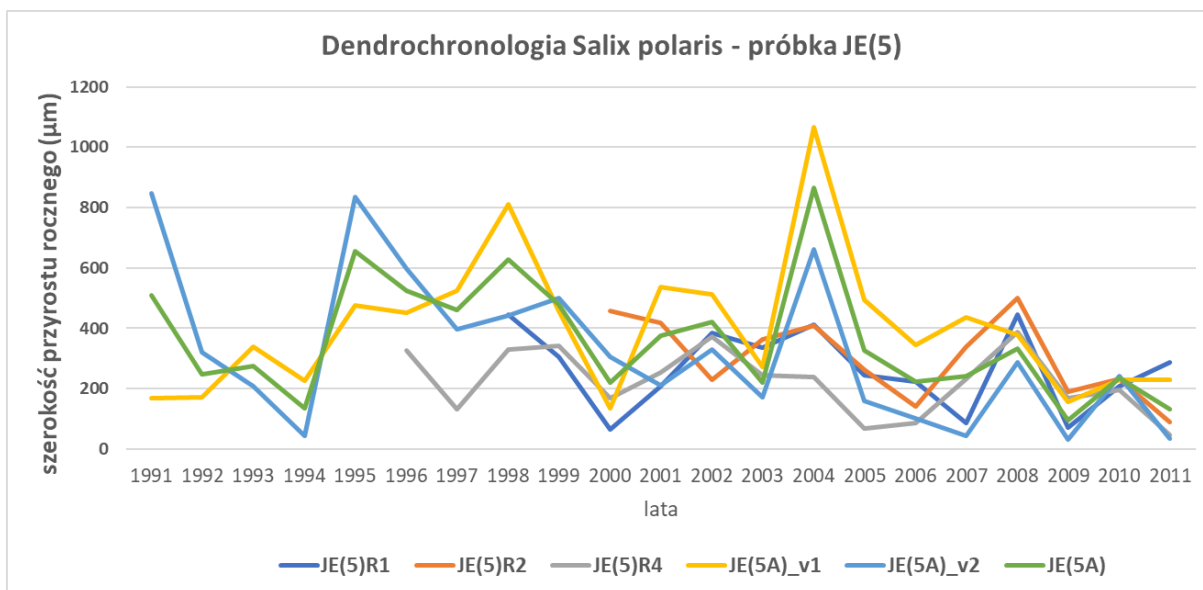


Ryc. 13 Dendrochronologie dla *Salix polaris* z Ariedalen, Hornsund (SW Spitsbergen). Źródło: opracowanie własne.

4.1.1. Dendrochronologia *Salix polaris*, próbki JE(5)

Dla *S. polaris* JE(5) sporządzona została indywidualna chronologia. Osobnik został poddany tzw. cięciu seryjnemu, w wyniku którego uzyskano 6 przekrojów (Ryc. 14). Stwierdzono występowanie 2 przyrostów brakujących – w 2008 r. dla próbek JE(5)R1 oraz JE(5)R4. Średni przyrost roczny dla wszystkich pomiarów w wieloleciu 1991 – 2011 wynosi 332 μm . Najszerszy przyrost nastąpił w 2004 r., dla próbki JE(5A)_v1 i wynosi 1067 μm (Tab.1). Najwęższy przyrost nastąpił w 2009 r., dla próbki JE(5A)_v2 i wynosi 32 μm (Tab.1).

Szczegółowa analiza próbki JE(5) wykazała występowanie czterech lat wskaźnikowych – 2000, 2004, 2008 oraz 2009 (Ryc. 14). Lata 2004 oraz 2008 określone zostały jako lata pozytywne, z kolei lata 2000 oraz 2009 jako negatywne. Rok 2004 cechuje się najszerszymi przyrostami rocznymi w całej chronologii próbki JE(5) – średni przyrost w tym roku dla wszystkich przekrojów wynosi 608 μm . Również w tym roku odnotowano najszerszy przyrost roczny w dendroskali – 1067 μm , dla próbki JE(5A)_v1. Porównując szerokości przyrostów z roku 2004 z rokiem poprzednim (2003), odnotowano średni wzrost szerokości przyrostów rocznych o ok. 150%, z kolei porównując rok 2004 ze średnią wielolecia (332 μm) odnotowano wzrost o ok. 83%. Drugim pozytywnym rokiem wskaźnikowym jest rok 2008, którego średni przyrost roczny wynosi 388 μm . Porównując rok 2008 z rokiem 2007, odnotowano średni wzrost szerokości przyrostów rocznych o ok. 185%, z kolei porównując ze średnią z wielolecia (332 μm) odnotowano wzrost o ok. 17%. Rok 2000 określono jako negatywny rok wskaźnikowy, ze względu na wyraźnie widoczny spadek szerokości przyrostów rocznych średnio o 32%, w porównaniu ze średnią z wielolecia (332 μm). Średnia szerokość przyrostu rocznego dla roku 2000 wynosi 225 μm . Porównując rok 2000 z rokiem 1999, odnotowano spadek szerokości przyrostów rocznych o ok. 59%. Drugim negatywnym rokiem wskaźnikowym jest rok 2009, którego średni przyrost w wieloleciu wynosi 119 μm , co jest wartością o 64% mniejszą od średniej z wielolecia (332 μm). Również w tym roku odnotowano najmniejszy przyrost roczny w dendroskali – 32 μm , dla próbki JE(5A)_v2. Porównując rok 2009 z rokiem 2008, odnotowano spadek szerokości przyrostów rocznych o ok. 70%.



Ryc. 14 Dendrochronologia *Salix polaris* - próbka JE(5). Źródło: opracowanie własne.

Tab. 1 Dokładne pomiary szerokości przyrostów rocznych dla *Salix polaris* JE(5). (gwiazdką oznaczono przyrosty brakujące). Źródło: opracowanie własne.

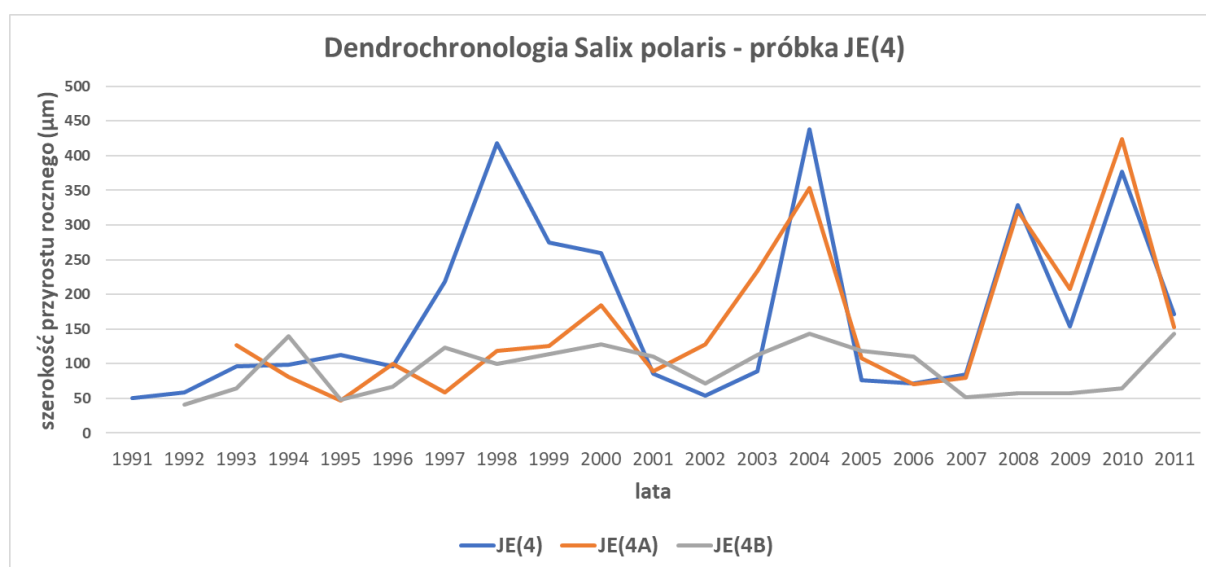
Pomiary <i>Salix polaris</i> – krzewinka nr JE(5)						
ROK	JE(5)R1	JE(5)R2	JE(5)R4	JE(5A)_v1	JE(5A)_v2	JE(5A)
2011	287	90	46	230	36	133
2010	208	232	196	229	242	236
2009	70	189	170	157	32	95
2008	444*	500	388*	378	287	333
2007	86	339	233	437	44	241
2006	223	140	85	346	101	224
2005	244	263	67	493	159	326
2004	411	408	237	1067	661	864
2003	337	362	245	271	171	221
2002	384	229	371	512	331	422
2001	207	419	254	538	212	375
2000	64	459	169	134	304	219
1999	304		341	459	501	480
1998	446		329	811	442	627
1997			133	524	397	461
1996			327	450	597	524
1995				477	835	656
1994				227	43	135
1993				340	209	275
1992				173	320	247
1991				170	847	509

4.1.2. Dendrochronologia *Salix polaris*, próbki JE(4)

Dla *S. polaris* JE(4) sporządzona została indywidualna chronologia. Osobnik został poddany tzw. cięciu seryjnemu, w wyniku którego uzyskano 3 przekroje (Ryc. 15).

Stwierdzono występowanie czterech przyrostów brakujących: w 2005 r. dla próbki JE(4), w 2006 r. dla próbek JE(4) i JE(4A) oraz w 2007 r. dla próbki JE(4B) (Tab. 2). Średni przyrost roczny dla wszystkich pomiarów w wieloleciu 1991 – 2011 wynosi 141 μm . Najszerszy przyrost nastąpił w 2004 r., dla próbki JE(4) i wynosi 438 μm . Najwęższy przyrost nastąpił w 1992 r., dla próbki JE(4B) i wynosi 41 μm (Tab.2).

Szczegółowa analiza próbki JE(4) wykazała występowanie trzech lat wskaźnikowych – 2004, 2008 oraz 2009 (Ryc. 15). Lata 2004 oraz 2008 określone zostały jako lata pozytywne, z kolei rok 2009 jako negatywny. Rok 2004 cechuje się najszerszymi przyrostami rocznymi w całej chronologii próbki JE(4) – średni przyrost w tym roku dla wszystkich przekrojów wynosi 311 μm . Również w tym roku odnotowano najszerszy przyrost roczny w dendroskali – 438 μm , dla próbki JE(4). Porównując szerokości przyrostów z roku 2004 z rokiem poprzednim (2003), odnotowano średni wzrost szerokości przyrostów rocznych o ok. 157%, z kolei porównując rok 2004 ze średnią wielolecia (141 μm) odnotowano wzrost o ok. 121%. Drugim pozytywnym rokiem wskaźnikowym jest rok 2008, którego średni przyrost roczny wynosi 235 μm . Porównując rok 2008 z rokiem 2007, odnotowano średni wzrost szerokości przyrostów rocznych o ok. 200%, z kolei porównując ze średnią z wielolecia (141 μm) odnotowano wzrost o ok. 67%. Negatywnym rokiem wskaźnikowym jest rok 2009, którego średni przyrost w wieloleciu wynosi 140 μm , co jest wartością porównywalną do średniej z wielolecia (141 μm). Porównując rok 2009 z rokiem 2008, odnotowano spadek szerokości przyrostów rocznych o ok. 29%.



Ryc. 15 Dendrochronologia Salix polaris - próbka JE(4). Źródło: opracowanie własne.

Tab. 2 Dokładne pomiary szerokości przyrostów rocznych dla *Salix polaris* JE(4). (gwiazdką oznaczono przyrosty brakujące). Źródło: opracowanie własne.

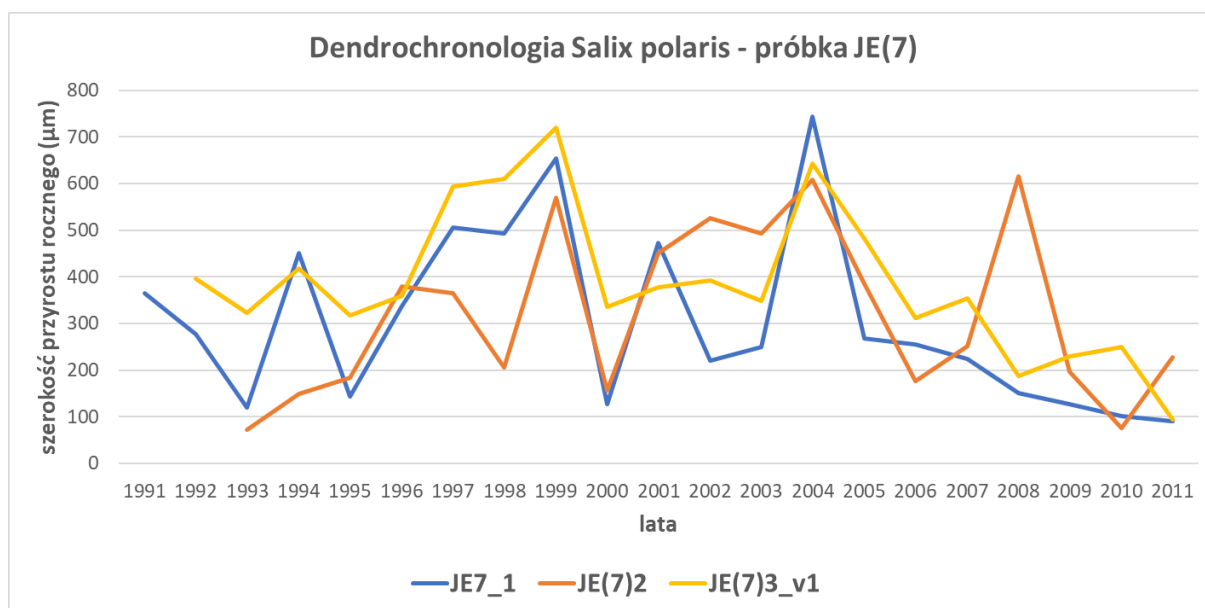
Pomiary <i>Salix polaris</i> - próbka JE(4)			
ROK	JE(4)	JE(4A)	JE(4B)
2011	171	153	143
2010	377	424	64
2009	154	208	58
2008	329	320	57
2007	84	80*	52
2006	72*	70*	110
2005	76*	109	118
2004	438	353	143
2003	89	234	113
2002	54	128	72
2001	86	89	110
2000	259	184	128
1999	275	125	114
1998	418	119	100
1997	218	59	123
1996	96	100	67
1995	113	47	48
1994	98	81	140
1993	96	127	64
1992	59		41
1991	50		

4.1.3. Dendrochronologia *Salix polaris*, próbki JE(7)

Dla *S. polaris* JE(7) sporządzona została indywidualna chronologia. Osobnik został poddany tzw. cięciu seryjnemu, w wyniku którego uzyskano 3 przekroje (Ryc. 16). Stwierdzono występowanie jednego przyrostu brakującego w 2000 r., dla próbki JE7_1 (Tab. 3). Średni przyrost roczny dla wszystkich pomiarów w wieloleciu 1991 – 2011 wynosi 336 μm . Najszerszy przyrost nastąpił w 2004 r., dla próbki JE7_1 i wynosi 743 μm . Najwęższy przyrost nastąpił w 1993 r., dla próbki JE(7)2 i wynosi 71 μm (Tab.1).

Szczegółowa analiza próbki JE(7) wykazała występowanie dwóch lat wskaźnikowych – 2000 oraz 2004 (Ryc. 16). Rok 2004 cechuje się najszerszymi przyrostami rocznymi w całej chronologii próbki JE(7) – średni przyrost w tym roku dla wszystkich przekrojów wynosi 665 μm . Również w tym roku odnotowano najszerszy przyrost roczny w dendroskali – 743 μm , dla próbki JE7_1. Porównując szerokości przyrostów z roku 2004 z rokiem 2003, odnotowano średni wzrost szerokości przyrostów rocznych o ok. 102%, z kolei porównując rok 2004 ze średnią wielolecia (336 μm) odnotowano wzrost o ok. 98%. Rok 2000 określono jako negatywny rok wskaźnikowy, ze względu na wyraźnie widoczny spadek szerokości przyrostów

rocznych średnio o 39%, w porównaniu ze średnią z wielolecia (336 μm). Średnia szerokość przyrostu rocznego dla roku 2000 wynosi 206 μm . Porównując rok 2000 z rokiem 1999, odnotowano spadek szerokości przyrostów rocznych o ok. 69%.



Ryc. 16 Dendrochronologia *Salix polaris* - próbka JE(7). Źródło: opracowanie własne.

Tab. 3 Dokładne pomiary szerokości przyrostów rocznych dla *Salix polaris* JE(4). (gwiazdką oznaczono przyrosty brakujące). Źródło: opracowanie własne.

Pomiary <i>Salix polaris</i> - próbka JE(7)			
ROK	JE7_1	JE(7)2	JE(7)3_v1
2011	90	228	94
2010	102	75	249
2009	127	197	230
2008	151	616	188
2007	223	252	354
2006	255	177	312
2005	268	385	482
2004	743	608	643
2003	250	493	348
2002	220	526	393
2001	472	450	378
2000	127*	157	335
1999	653	569	719
1998	493	206	610
1997	506	364	594
1996	337	379	360
1995	144	184	318
1994	450	149	418
1993	119	71	323
1992	276		396
1991	364		

4.2. Wpływ wybranych czynników klimatycznych na przyrosty roczne *Salix polaris*

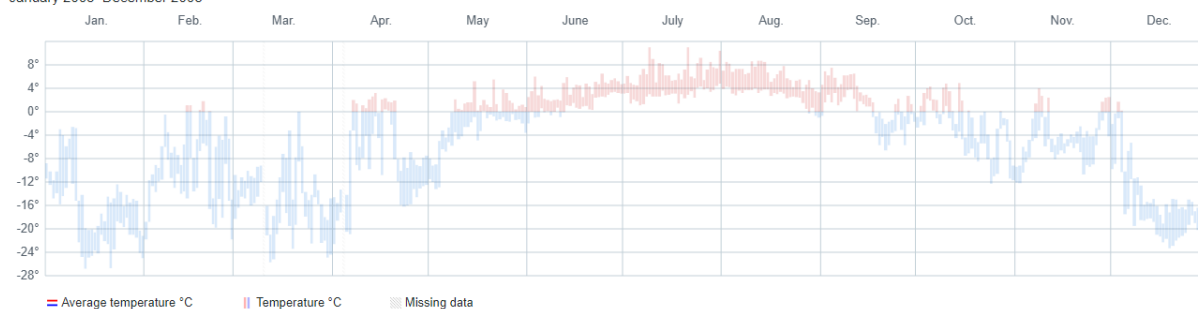
S. polaris, pomimo swojej odporności na niesprzyjające warunki klimatyczne, w których żyje, jest niezwykle wrażliwa na różnorodne fluktuacje klimatyczne, występujące na obszarze Arktyki, zarówno w skali regionalnej całego archipelagu Svalbard, jak i lokalnej. Szerokość przyrostu rocznego wierzby polarnej zależy od wielu czynników, jednak w największej mierze od temperatury i opadów. Stosunkowo wysokie temperatury nie powodują zwiększenia przyrostów rocznych, ze względu na względnie suchy typ klimatu Spitsbergenu, charakterystyczny dla niemal całej Arktyki. Aby przyrosty roczne były szerokie, jednocześnie muszą wystąpić wysokie opady i temperatury.

W sekwencjach przyrostowych analizowanych okazach wierzby polarnej, uwidaczniają się cztery wyraźnie widoczne lata wskaźnikowe, wyróżniające się od lat sąsiadujących – dwa lata pozytywne (2004, 2008) oraz dwa lata negatywne (2000, 2009). W analizowanych krzywych dendrochronologicznych dostrzec można również okres negatywny dla wzrostu krzewinek – lata 2005 – 2007. W tym okresie wyraźnie widoczne jest zmniejszenie wartości szerokości przyrostów rocznych analizowanych próbek (Ryc. 13, 14, 15, 16). Aby móc w pełni zrozumieć wpływ czynników klimatycznych na wzrost *S. polaris* ważne są warunki nie tylko analizowanego roku, ale również roku poprzedniego. Rok 2000 zaznacza się wyraźnym zmniejszeniem przyrostów rocznych, widocznym na większości badanych próbek (Ryc. 13). Powodem negatywnej reakcji roślin mogły być znacznie zmniejszone opady w porze letniej w porównaniu z rokiem 1999 (Ryc. 10). W 1999 r. opady letnie wynosiły ok. 370 mm, z kolei w 2000 r. ok. 180 mm – jest to spadek o 51%. Oprócz spadku opadów, w roku 2000 odnotowano utrzymujące się wysokie temperatury, podobne do tych w 1999 r. Należy więc sądzić, że negatywny rok 2000 spowodowany był zmniejszonymi opadami w porze letniej, przy jednoczesnych wysokich wartościach temperatur ($-3,2^{\circ}\text{C}$) znacznie powyżej średniej z wielolecia ($-4,2^{\circ}\text{C}$).

W 2004 r., mamy wyraźnie widoczne wzrosty wartości szerokości przyrostów rocznych w analizowanych próbach krzewinek (Ryc. 14, 15, 16). Panujące w tym roku warunki klimatyczne wydają się być dogodne ku temu. W porównaniu z 2003 rokiem, w 2004 r. odnotowano wyraźny wzrost rocznych sum opadów, zwłaszcza opadów letnich (ok. 270 mm w 2004 r.; ok. 196 mm w 2003 r.). Podobnie z temperaturą - odnotowano wyraźny wzrost w 2004 r. ($-3,6^{\circ}\text{C}$) w porównaniu z 2003 r. ($-5,0^{\circ}\text{C}$) (Ryc. 10). W 2003 r. nie odnotowano zwiększonych wartości przyrostów rocznych, co mogło być spowodowane utrzymującą się przez kilkanaście dni dodatnią temperaturą w kwietniu, a następnie gwałtownym, dużym ochłodzeniem, którego amplituda wyniosła ok. 16°C (Ryc. 17).

Temperature

January 2003–December 2003



Ryc. 17 Rozkład średnich dobowych temperatur dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2003 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute <https://www.yr.no/>

W 2004 r. nie odnotowano takiej sytuacji. W tym roku utrzymująca się pokrywa śnieżna do początku czerwca, zaczęła wytapianie od połowy maja, co zaskutkowało dostawą wilgoci do gleby (Ryc. 18). W dalszej części roku nastąpiły dogodne warunki hydrologiczne w postaci letnich opadów, zwłaszcza w lipcu i sierpniu (Ryc. 19). Te warunki wpłynęły więc korzystnie na wzrost wierzby polarnej co miało swoje odzwierciedlenie rozwoju szerokiego przyrostu rocznego.

Snow depth

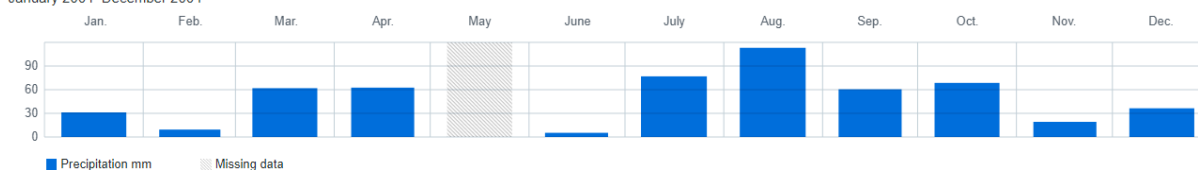
January 2004–December 2004



Ryc. 18 Miąższość pokrywy śnieżnej przy Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2004 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute <https://www.yr.no/>

Precipitation

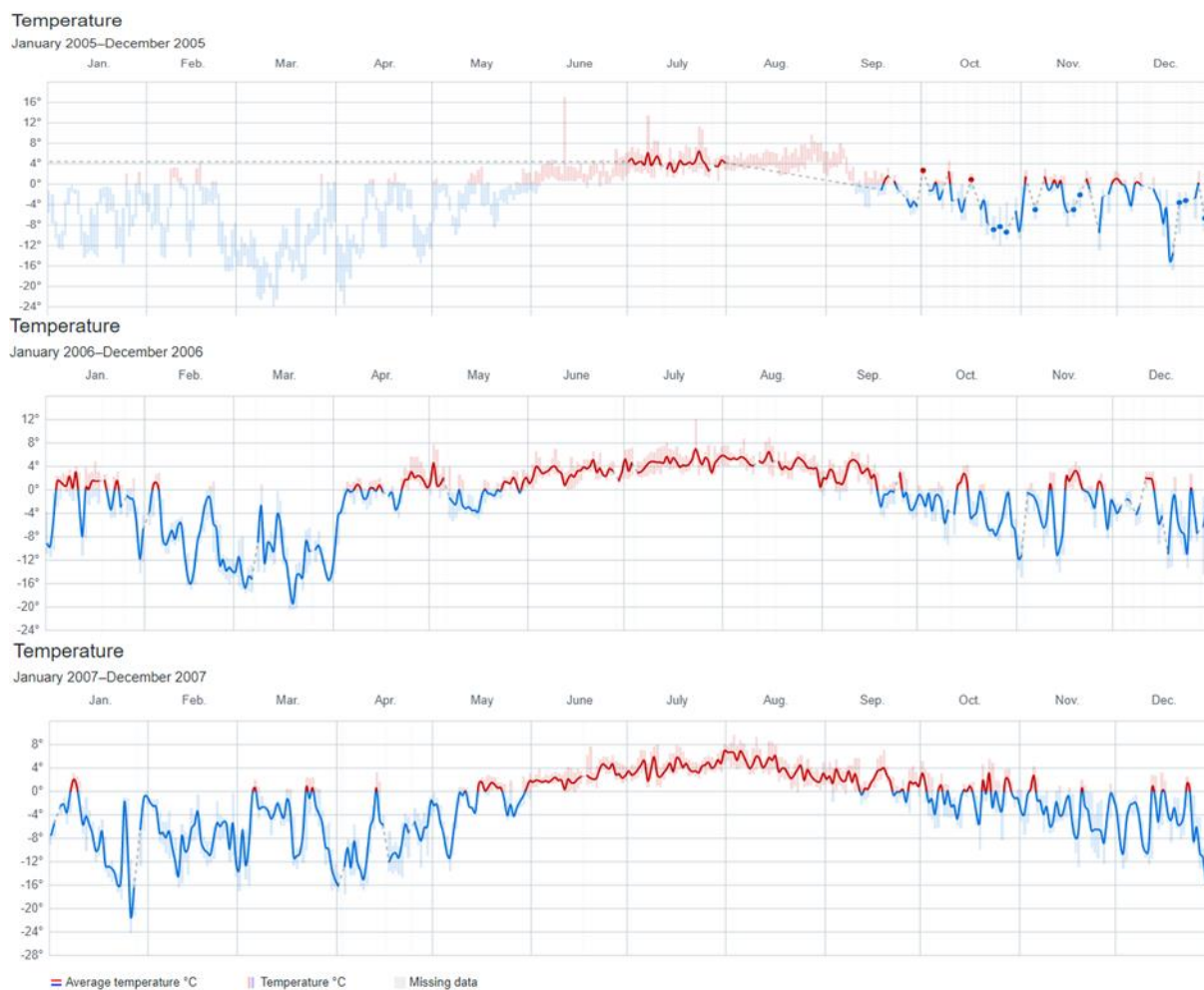
January 2004–December 2004



Ryc. 19 Rozkład miesięcznych sum opadów dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2004 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute <https://www.yr.no/>

Lata 2005 – 2007 określone zostały jako lata negatywne, ze względu na obniżenie wartości szerokości przyrostów rocznych analizowanych krzewinek (Ryc. 13, 14, 15, 16). Od 2005 r. średnia temperatura Hornsundu osiągnęła najwyższe wartości nie odnotowywane dotąd nigdy wcześniej – w 2005 (-2,6 °C), 2006 (-1,5 °C), 2007 (-2,3 °C) (Ryc. 10). Jednocześnie znacznemu wzrostowi temperatur nie towarzyszył wzrost sum opadów letnich, a wręcz przeciwnie – opady uległy spadkowi w porównaniu z 2004 r. – w 2005 (188 mm), 2006 (180

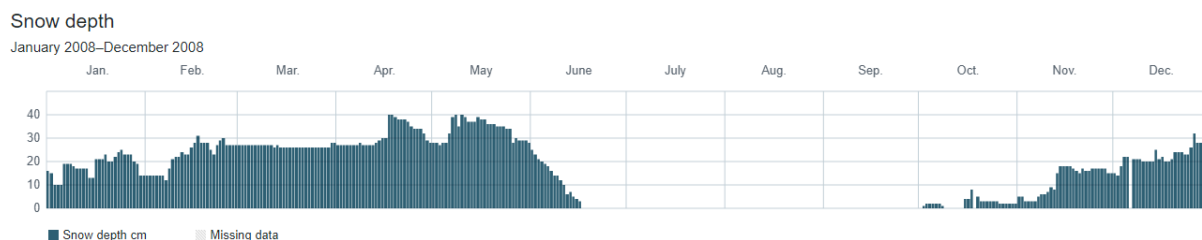
mm), 2007 (150 mm) (Ryc. 10). Wysokie temperatury powodują zwiększone parowanie, a więc dodatkową utratę wilgoci, co w suchym klimacie Spitsbergenu wpływa negatywnie na roślinność. Ponadto w latach 2005-2007 nastąpiły okresy odwilży w styczniu, marcu oraz kwietniu. W 2005 oraz 2007 r. okresy dodatnich temperatur w okresie zimowym trwały stosunkowo krótko – do kilku dni, z kolei w 2006 r. okresy odwilży trwały kilka tygodni w styczniu oraz kwietniu i maju (Ryc. 20). Po okresach dodatnich temperatur nastąpiły nagłe, wyraźne i spore okresy ochłodzenia. Działanie mrozu po okresach cieplejszych mogły zaskutkować uszkodzeniami mechanicznymi krzewinek, co dodatkowo mogło negatywnie wpłynąć na wzrost roślin.



Ryc. 20 Rozkład średnich temperatur dobowych dla lat 2005, 2006 oraz 2007 dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen). Źródło: Norwegian Meteorological Institute <https://www.vr.no/>

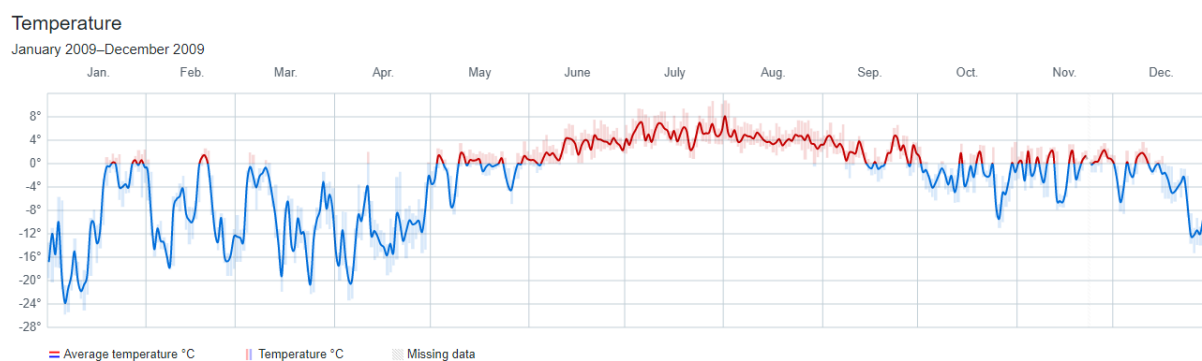
Rok 2008 został zaklasyfikowany jako rok pozytywny. W porównaniu z latami sąsiednimi, rok 2008 cechuje się większymi przyrostami rocznymi w analizowanych próbkach (Ryc. 14, 15, 16). Opady letnie w 2008 r. wynoszą ok. 245 mm, zaś w roku poprzedzającym ok. 157 mm (Ryc. 10). Ważnym czynnikiem decydującym najprawdopodobniej o wzroście

szerokości przyrostów rocznych był spadek temperatur w porównaniu z latami 2005-2007, przy jednoczesnym wzroście opadów. Ponadto utrzymująca się stosunkowo miększa pokrywa śnieżna w pierwszej połowie roku uległa całkowitemu roztopieniu w połowie czerwca, zapewniając dostawę wilgoci do podłoża (Ryc. 21), co mogło pozytywnie wpłynąć na wzrost krzewinek.



Ryc. 21 Grubość pokrywy śnieżnej dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2008 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute <https://www.yr.no/>

W 2009 r. odnotowano wyraźne spadki szerokości przyrostów rocznych analizowanych krzewinek (Ryc. 14, 15, 16). W tym roku nastąpił wzrost średnich temperatur powietrza do ok. $-2,7^{\circ}\text{C}$, przy jednoczesnym spadku średnich sum opadów letnich do poziomu ok. 130 mm, co jest najniższą wartością opadów letnich zanotowanych w XXI w. w analizowanym wieloleciu (Ryc. 10). Dodatkowo negatywnie na roślinność mógł wpłynąć rozkład temperatur w całym roku. W październiku oraz listopadzie występowały naprzemienne okresy dodatnich i ujemnych średnich temperatur dobowych (Ryc. 22).



Ryc. 22 Rozkład średnich temperatur dobowych dla 2009 r. dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen). Źródło: Norwegian Meteorological Institute <https://www.yr.no/>

Oprócz wyżej wymienionych czynników klimatycznych, ważnym czynnikiem jest wieloletnia zmarzlina, a dokładniej data jej rozmarzania, a w konsekwencji obecność warstwy czynnej. Tajanie wieloletniej zmarzliny dostarcza wilgoć do gleby, która do tej pory uwięziona była w postaci lodu w glebie.

Aspektem nieklimatycznym, choć istotnym, jest wpływ fauny na rozwój wierzby polarnej. Spitsbergen jest środowiskiem skąpym w roślinność, toteż występujący tam roślinożercy żywią się w zasadzie każdą rośliną (Van der Wal 2000). W okolicach analizowanego obszaru badań występują dwa gatunki zwierząt, które żywią się *S. polaris*. Pierwszym z nich jest renifer svalbardzki (*Rangifer tarandus platyrhynchus*), którego pożywieniem jest wierzba polarna, zwłaszcza na początku okresu wegetacyjnego (Van der Wal 2000). Drugim gatunkiem jest ptak – pardwa górska (*Lagopus muta hyperborea*), która jest jedynym ptakiem zamieszkującym Svalbard przez cały rok (Pedersen et al. 2007). Głównym pożywieniem pardwy górskiej w okresie od marca do kwietnia jest wierzba polarna, która stanowi ważny budulec tkanki tłuszczowej na wiosnę (Pedersen et al. 2007). Żerowanie roślinożerców może negatywnie wpłynąć na rozwój *S. polaris*.

5. Dyskusja

5.1. Problem w tworzeniu chronologii arktycznych

Na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat sporym zainteresowaniem naukowców cieszą się obszary Arktyczne, ze względu na największy wpływ globalnych zmian klimatu na te obszary (IPCC 2013). Badacze próbują rozpoznawać informacje o środowisku zapisane w tkankach arktycznych krzewinek. Przydatność krzewinek dla tego typu badań została przedstawiona w licznych pracach naukowych, np. Schmidt et al. 2006, Schweingruber et al. 2013, Owczarek 2009, Buchwał et al. 2013, Owczarek et al. 2014, Owczarek, Opała 2016). Należy jednak zaznaczyć, że arktyczne krzewinki, w porównaniu do drzew, odznaczają się występowaniem licznych cech utrudniających datowanie przyrostów (a w konsekwencji interpretację pozyskanych danych), takich jak przyrosty brakujące, przyrosty wyklinowujące się czy przyrosty ekstremalnie wąskie. Na przyrosty roczne krzewinek arktycznych wpływ ma wiele czynników, nie tylko klimatycznych, ale i nieklimatycznych. Wśród czynników klimatycznych należy wymienić temperaturę oraz opady. Ponadto usłonecznienie, nasłonecznienie oraz odległość od morza. Istotną rolę odgrywa zjawisko tzw. rain-on-snow (ROS, śnieg na deszczu), które polega na wystąpieniu opadów w okresie jesienno-zimowym przy dodatnich temperaturach powietrza (podczas odwilży) na pokrywą śnieżną, a następnie niskie temperatury zamieniają wilgoć w twarda skorupę lodową, która pokrywa podłoże, w tym krzewinki. Deszcze mogą usunąć zdolność izolacyjną pokrywy śnieżnej (Rennert et al. 2009), ze względu na jej przyspieszoną ablację, co w porze letniej może doprowadzić do przesuszenia gleb (Kohen et al. 2015) oraz mechanicznych uszkodzeń roślinności. Ważnym czynnikiem nieklimatycznym

jest topografia terenu, która warunkuje lokalne warunki mikroklimatu, np. tereny położone w pobliżu podnóży gór, będą odnotowywały wzmożone zachmurzenie, wskutek obecnej w pobliżu bariery orograficznej i w ten sposób powstanie chmur orograficznych. Ponadto nachylenie terenu odgrywa znaczną rolę we wzroście krzewinek. Roślinność na stoku narażona jest na oddziaływanie grawitacyjnych ruchów masowych – w klimacie Arktyki najczęściej jest to soliflukcja – które wpływają na duże dekoncentryczności przyrostów rocznych (Owczarek 2009). Żerowanie zwierząt może również negatywnie wpłynąć na rozwój roślinności, a tym samym na negatywny odzew w postaci większej liczby przyrostów brakujących bądź ekstremalnie wąskich (Zaltan, Gajewski 2006). Roślinożercy żerując na roślinności, podskubują ją, powodując stres krzewinki, przez co uszkodzona roślina uruchamia strategię przetrwania, kosztem rozwoju na długość i szerokość.

W ciągu ostatnich lat pojawiła się znaczna ilość badań dendrochronologicznych roślin arktycznych, ze względu na ich dużą wrażliwość na współcześnie występujące gwałtowne zmiany klimatu Arktyki. Aby móc uzyskać pełny obraz wpływu zmian klimatu i określić główne czynniki mające wpływ negatywny bądź pozytywny na rozwój roślin arktycznych, należy zsynchronizować te chronologie. Jednak ich synchronizacja jest niezwykle trudna, ze względu na wpływ lokalnych warunków, nawet w skali mikrotopograficznej (np. wpływ niewielkich lobów soliflukcyjnych) (Owczarek 2009). Ważnym jest określenie właściwych przyrostów i wykluczenie tych fałszywych, co sprawia największą trudność naukowcom. Ich eliminacja jest możliwa dzięki zastosowaniu metod dendrologicznych, jak cięcie seryjne, a dodatkowo w obrębie każdego cięcia wykonanie kilku pomiarów promieni, w różnych kierunkach. Z wyżej wymienionych elementów wynikają obecne trudności w tworzeniu chronologii roślin arktycznych.

5.2. Reakcja klimatyczna krzewinek ze Spitsbergenu i innych części Arktyki

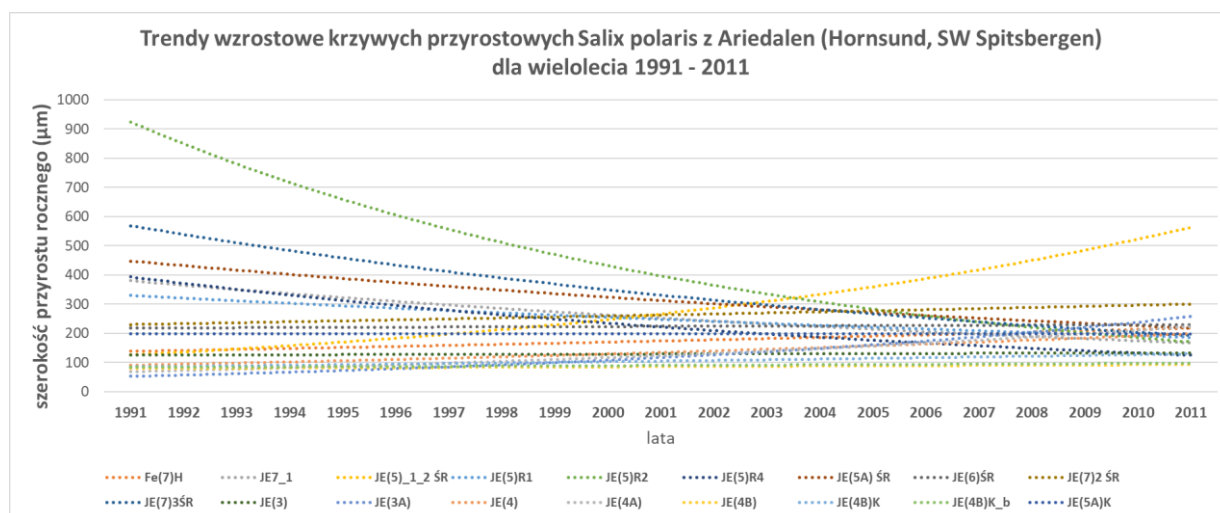
Wyniki badań jasno wskazują, że wzrost krzewinek jest ściśle uzależniony nie tylko od wysokości temperatury czy opadów letnich, ale również przede wszystkim od relacji opadów z temperaturą powietrza, długością zalegania pokrywy śnieżnej oraz usłonecznienia. Przeprowadzone analizy ukazują, że 17 spośród 18 badanych krzewinek wykazują trend spadkowy, jeśli chodzi o wielkość przyrostów rocznych (Ryc. 23). Badania wykazały, że powyższa zależność spowodowana jest wzrostem średnich temperatur powietrza, przy jednoczesnej stagnacji trendu opadowego dla pory letniej (Ryc. 24), stąd deficyt wilgoci w powietrzu i glebie rośnie, co negatywnie wpływa na wzrost wierzby polarnej. Ograniczenie wzrostu krzewinki, potwierdza obecny w wielu rejonach Arktyki trend tzw. brązowienia tundry

(tundra browning). W zależności od regionu Arktyki, ale również od regionu na samym archipelagu Svalbard, reakcja klimatyczna *S. polaris* może być zupełnie odmienna, co może mieć związek ze zróżnicowaniem klimatycznym samego Svalbardu, jak i innych regionów Arktyki. Analizując próby, relacja temperatury z opadami letnimi nie jest tak oczywista, na co wskazują badania innych autorów zajmujących się podobną tematyką.

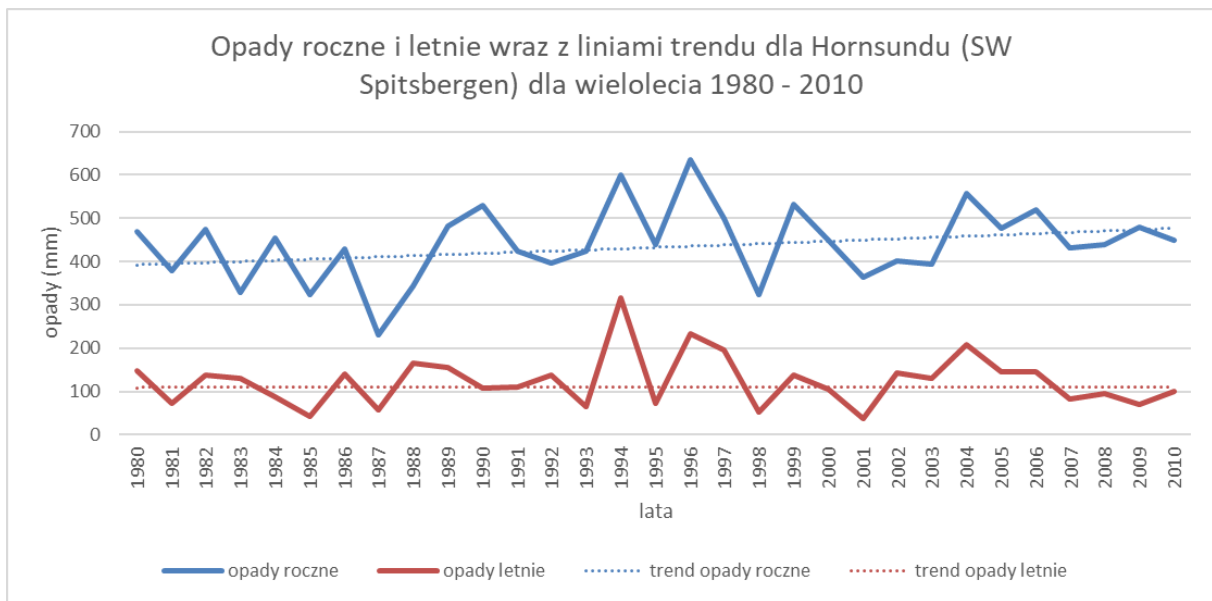
Owczarek et al. (2019) ukazali dominujący wpływ temperatury okresu wiosenno-letniego oraz stresu suszowego na tempo wzrostu *S. polaris* z wyspy Niedźwiedziej (Bjornoya). Podobną zależność stwierdzono dla wierzby polarnej z obszaru południowego Spitsbergenu, jednak uwzględniają również czynnik opadowy (Owczarka i Opała 2016). Również Buchwał et al. (2019) podkreśliła istotną reakcję wzrostową na temperatury lata dla obszarów północnej Grenlandii oraz środkowego Spitsbergenu. Ponadto badania te wykazały istotną zależność z wielkoskalową cyrkulacją atmosferyczną, jak NAO oraz AO. Dla porównania, zależność ta nie występuje dla badanego obszaru południowo-zachodniego Spitsbergenu, co potwierdza duże klimatyczne zróżnicowanie regionalne Arktyki, jak i samego Spitsbergenu. Badania Buchwał et al. (2013) ze środkowego Spitsbergenu wykazują podobnie, tj. głównym wyznacznikiem rocznego wzrostu krzewinek jest temperatura lata. Opała-Owczarek et al. (2018) podkreśla znaczenie wilgotności gleby i roli opadów atmosferycznych w kształtowaniu przyrostów rocznych dla wierzb polarnych z rejonu archipelagu Svalbard. Podobne znaczenie wilgoci wykazał Blok et al. (2011) dla obszaru północno-wschodniej Syberii. Również badania Opała-Owczarek (2020) wykazały istotne znaczenie opadów w kształtowaniu wzrostu krzewinek *Salix uva-ursi* z regionu Zatoki Hudsona w Kanadzie. Badania te podkreśliły również istotne znaczenie pokrywy śnieżnej w kształtowaniu szerokości przyrostów rocznych analizowanej roślinności, która może opóźnić wegetację. Praca Weijers'a et al. (2018) zdaje się potwierdzać negatywny wpływ na długość okresu wegetacyjnego. Z kolei Vaganov et al. (1999) przedstawia pozytywne skutki zalegającej pokrywy śnieżnej na rozwój roślinności. Qin et al. (2016) dowodzi, że pozytywne i negatywne skutki zalegającej pokrywy śnieżnej mogą się wzajemnie niwelować i nie dawać ani negatywnego, ani pozytywnego odzewu w przyrostach rocznych. Badania Buchwał et al. (2020) wykazały wpływ występowania lodu morskiego na rozwój krzewinek *Betula nana* i *Salix polaris* z rejonów Alaski, Arktyki Kanadyjskiej, Grenlandii, Spitsbergenu i Syberii. Praca Owczarek et al. (2020) podkreśla kluczową rolę opadów w kształtowaniu rozwoju krzewinek arktycznych oraz coraz bardziej nasilający się stres suszy dla roślin obszaru Wyspy Niedźwiedzia (Bjornoya). Wyniki badań Peetersa et al. (2019) wykazały wpływ zjawiska „rain-on-snow” na przyrosty roczne krzewinek Spitsbergenu. Badania te przypisują brązowienie tundry właśnie temu zjawisku, podobnie jak badania Owczarka i Opały

(2016). Praca Opały-Owczarek et al. (2016) z obszaru Tromso (północna Norwegia) wykazuje, że aktywność procesów geomorfologicznych bezpośrednio związanych z lokalnym ukształtowaniem powierzchni może istotnie osłabić sygnał klimatyczny, zawarty w przyrostach rocznych krzewinek. Autorzy podkreślają również znaczenie temperatury czerwcowej i średniej temperatury lata dla rozwoju *Betula pubescens*. Zaltan i Gajewski (2006) w swoich badaniach wykazali negatywny wpływ żerowania reniferów na rozwój krzewinek.

Jak ukazano powyżej krzewinki arktyczne, ze względu na swoją wrażliwość na czynniki klimatyczne, są świetnym rejestratorem zmian klimatycznych zachodzącym w środowisku arktycznym. Jednak, aby móc w pełni rzetelnie przeprowadzić analizy dendroklimatologiczne z ich użyciem należy uwzględnić wpływ licznych innych elementów środowiskowych, zarówno tych klimatycznych, jak i nieklimatycznych, w szczególności wpływ warunków lokalnych.



Ryc. 23 Linie trendowe szerokości przyrostów rocznych *Salix polaris* z Ariedalen (Hornsund, SW Spitsbergen) dla wielolecia 1991-2011. Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 24 Linie trendowe sum opadów rocznych i letnich w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980 - 2010. Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.

6. Podsumowanie

Przedstawione wyniki badań dendrochronologicznych krzewinek *S. polaris*, pochodzących z doliny Arie z SW Spitsbergenu wskazują na ich duży potencjał w badaniach dendroklimatycznych w Arktyce. *S. polaris*, podobnie jak inni przedstawiciele rodziny *Salicaceae*, wytwarzają wyraźnie widoczne przyrosty roczne, oddzielone od siebie dobrze widocznymi granicami, składającymi się z jednego lub więcej rzędów komórek, co umożliwia pomiar szerokości przyrostów rocznych, a tym samym przeprowadzenie analiz dendrochronologicznych. Na podstawie szerokości przyrostów rocznych i ich korelacji z warunkami klimatycznymi, możliwe jest określenie wpływu obecnych zmian klimatycznych na roślinność obszarów Arktycznych. Ma to istotne znaczenie zarówno dla określenia produktywności tundry jak i przeobrażeń/transformacji innych komponentów środowiska przyrodniczego w warunkach globalnego ocieplenia. Powyższa zależność może odpowiedzieć na pytanie o przyszłość Arktyki. Przeprowadzone badania ukazują negatywną odpowiedź wierzby polarnej na obecne zmiany klimatyczne, tj. coraz węższe przyrosty roczne (Ryc. 23). Dochodzi do tzw. „brązowienia tundry”, które spowodowane jest przez gwałtowny i stały wzrost średnich temperatur rocznych oraz przez mniej więcej stałą ilość opadów w wieloleciu dla okresu letniego (Ryc. 24). Skutkuje to wzrostem różnicy pomiędzy temperaturą, a opadami, co z kolei prowadzi do postępującego deficytu obszaru Ariedalen w wodę. Wierzba polarna stwarza możliwość wykorzystania jej do badań dendrochronologicznych, jednak należy brać pod uwagę nie tylko opady czy temperaturę w określaniu wpływu zmian klimatu na krzewinkę,

ale również szereg innych elementów klimatycznych, geomorfologicznych czy zoologicznych, zwłaszcza w skali lokalnej. Przeprowadzone badania pozwoliły na wytypowanie 4 lat wskaźnikowych – 2000 oraz 2009, jako lata negatywne, w których nastąpiła redukcja przyrostów oraz lat 2004 i 2008, określonych jako lata pozytywne, gdzie znacznie zwiększyły się szerokości przyrostów rocznych, w porównaniu do lat sąsiednich. Analiza szerokości przyrostów rocznych oraz elementów klimatycznych wykazały, że przyczyną negatywnego trendu wzrostowego jest stagnacja opadów letnich, przy jednoczesnym wzroście średnich temperatur powietrza w Hornsundzie.

Bibliografia

- Aga O. J., (red.), 1986, *The Geological History of Svalbard*, Statoil, Stavanger s. 121.
- Bednarek J., Rudowski S., Zalewski S. M., 1993, The tectonic area of the offshore area within Hornsund region, Spitsbergen, W: Repelewska-Pękalowa J., Pękala K. (red.), *XX Polar Symposium. Man Impact on Polar Environment*, Lublin, s. 293-297.
- Birkenmajer K., 1975, Caledonides of Svalbard and plate tectonics, *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, nr 24, s. 1-10.
- Birkenmajer K., 1975, Caledonides of Svalbard and plate tectonics, *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, tom 24, s. 1-19.
- Birkenmajer K., 1981, *The Geology of Svalbard, the Western Part of the Barents Sea, and the Continental Margin of Scandinavia*, W: Nairn A. E. M., Churkin M., Stehli F. G. (red.), *The Arctic Ocean*, Springer, Boston. url:https://doi.org/10.1007/978-1-4757-1248-3_6
- Birkenmajer K., 1991, The Jarlsbergian unconformity (Proterozoic/Cambrian boundary) and the problem of Varangian tillites in South Spitsbergen, *Polish Polar Research*, tom 12, s. 269–278.
- Birkenmajer K., 2013, Środowisko geograficzne Spitsbergenu. Środowisko geograficzne. Szkic struktury i historii geologicznej, W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M., (red.), *Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 21-27.
- Birkenmajer K., Morawski T., 1960, Dolerite intrusions of Wedel-Jarlsberg Land, Spitsbergen, *Studia Geologica Polonica*, 4: 103-123.
- Blok D., Sass-Klaassen U., Schaepman-Strub G., Heijmans M. M. P. D., Sauren P., Berendse F., 2011, What are the main climate drivers for shrub growth in Northeastern Siberian tundra?, *Biogeosciences*, tom 8, s. 1169–1179. url: <https://doi.org/10.5194/bg-8-1169-2011>.

- Borysiak J., 2013, Środowisko geograficzne Spitsbergenu. Świat roślin i zwierząt., W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M., (red.), Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 40-47.
- Borysiak J., 2013, Środowisko geograficzne Spitsbergenu. Świat roślin i zwierząt, W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M. (red), Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 40-47.
- Borysiak J., Ratyńska H., 2004, Stan badań nad szatą roślinną Spitsbergenu ze szczególnym uwzględnieniem rejonów Bellsund, Hornsund i Kaffioyra, W: Kostrzewski A., Pulina M., Zwoliński Z. (red.), Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Lonhyearbyen, s. 249-260.
- Brazdil R., Klementowski J., Prosek P., 1988, Flora and fauna, W: Brazdil R. (red.), Results of investigations of the geographical research expedition Spitsbergen 1988, Univerzita J. E., Brno, s. 87-114.
- Buchwał A., Weijers S., Blok D., Elberling B., 2019, Temperature sensitivity of willow dwarf shrub growth from two distinct High Arctic sites, International Journal of Biometeorology, tom 63, s. 167-181.
- Buchwał A., 2014, Constraints on dendrochronological dating of *Salix polaris* from central Spitsbergen, Czech Polar Reports, tom 4, nr 1, s. 73-79.
- Buchwał A., Rachlewicz G., Fonti P., Cherubini P., Gartner H., 2013, Temperature modulates intra-plant growth of *Salix polaris* from a high Arctic site (Svalbard), Polar Biology, tom 36, s. 1305-1318.
- Buchwał A., Sullivan P. F., Macias-Fauria M., Welker J. M., 2020, Divergence of Arctic shrub growth associated with sea ice decline, PNAS, tom 117, nr 52, s. 33334-33344. [url:https://doi.org/10.1073/pnas.2013311117](https://doi.org/10.1073/pnas.2013311117)
- Chmal H., 1987, Pleistocenesea level changes and glacial history of the Hornsund area, Svalbard, Polar Research, tom 5, s. 269-270.
- Czerny J., Lipień G., Manecki A., Piestrzyński A., 1992, Geology and oremineralization of the Hecla Hoek Succession (Precambrian) in front of Werenskioldbreen, sputh Spitsbergen, Studia Geologica Polonica, tom 98, s. 67-113.
- Dallmann W. K., Andersen A., Bergh S. G., Maher H. D., Ohta Y., 1993, Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen Svalbard, Norsk Polarinstitut, Meddelelser, nr 128, s. 1-46.
- Dubiel E., 1993, Distribution of vascular plants in Sorkapp Land (Spitsbergen), XX Polar Symposium, Lublin, s. 135-140.

- Dubiel E., Olech M., 1992, Ornithocoprophilous plant communities on the southern slope of Arikammen (Hornsund region, Spitsbergen), *Landscape, life word and man in High Arctic*, Institute of Ecology, Polish Academy of Science, Warszawa, s. 167-175.
- Elvebakk A., 1999, Bioclimatic delimitation and subdivision of Arctic, W: Nordal I., Razzhivin V.Y. (red.), *The species concept in the High North – A Panarctic Flora Initiative*, The Norwegian Academy of Science and Letters, Oslo, s. 81-112.
- Elvevold S., Dallmann W., Blomeier D., 2007, *Geology of Svalbard*, Norwegian Polar Institute.
- Elvevold S., Dallmann W., Blomeier D., 2007, *Svalbards Geologi*, Norsk Polarinstitut Polarmiljosenteret, nr 9296, Tromso, s. 37.
- Ferdynus J., 2004, Roczna struktura stanów pogody w Hornsundzie (SW Spitsbergen), *Polish Polar Studies*, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, s. 81–94.
- Ferdynus J., 2005, Sezony pogodowe w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w latach 1980 – 2003, *Problemy Klimatologii Polarnej*, Akademia Morska, Gdynia, nr 15, s. 83-90.
- French H. M., 2013, *The Periglacial Environment*, 3rd Edition, Wydawnictwo Wiley, s. 480.
- Gärtner H., Schweingruber F. H., 2013, *Microscopic Preparation Techniques for Plant Stem Analysis*.
- Gee D. G., Tebenkov A. M., 2004, Svalbard: a fragment of the Laurentian margin, W: Gee D. G., Pease V. (red.), *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*, Geological Society, London, *Memoirs*, tom 30, s. 191–206.
- Giżejowski J., Karczewski A., 2013, Środowisko geograficzne otoczenia Polskiej Stacji Polarnej im. Stanisława Siedleckiego – Hornsund. Rzeźba terenu, W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M. (red.), *Dawne i współczesne geoeosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 65-69.
- Gjelten H. M., Nordli O., Isaksen K., Forland E. J., Sviashchennikov P. N., Wszyński P., Prokhorova U. V., Przybylak R., Ivanov B. V., 2016, Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of Western Spitsbergen, *Polar Research*, tom 35, URL:<http://dx.doi.org/10.3402/polar.v35.29878>
- Głowacki P., 2004, Polska stacja polarna w Hornsundzie, W: Kostrzewski A., Pulina M., Zwoliński Z. (red.), *Glacjologia, geomorfologia, sedimentologia środowiska polarnego Spitsbergenu*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec – Poznań – Longyearbyen, s. 16-21.
- Grime J.P., 1979, *Plant strategies, vegetation processes and properties*, Wydawnictwo Wiley.
- Hisdal V., 1985, *Geography o Svalbard*, Norsk Polarinstitut Polarhandbok, nr 2, Oslo, s. 83.

- Hisdal V., 1998, Svalbard. Nature and History, Norsk Polarinstitut Polarhandbok, nr 12, Oslo, s. 125.
- Hjelle A., 1993, The Geology of Svalbard, Norsk Polarinstitut Polarhandbok, nr 7, Oslo, s. 163.
- Hryniewicz-Sudnik J., Sękowski B., Wilczkiewicz M., 1990, Rozmnażanie drzew i krzewów liściastych, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Ingólfsson Ó., 2022, Outline of the Physical Geography and Geology of Svalbard, url: https://notendur.hi.is/oi/svalbard_geology.htm [dostęp: 2022-04-25].
- IPCC, 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, s. 151.
- Iturrate – Garcia M., Heijmans M. M. P. D., Schewingruber F.H., Maximov T. C., Niklaus P. A., Schaepman – Strub G., 2017, Shrub growth rate and bark responses to soil warming and nutrient addition – A dendroecological approach in a field experiment, *Dendrochronologia*, tom 45, s. 12-22. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2017.07.001>
- Jahn A., 1959, Postglacjalny rozwój wybrzeży Spitsbergenu, *Czasopismo Geograficzne*, tom 30, s. 245-262.
- Jania J., 1988, Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen, W: Jania J., Pulina M. (red.), *Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego: 1980-1984*, Katowice, s. 12-47.
- Jania J., 1993, *Glaciologia. Nauka o lodowcach*, Wydawnictwo Naukowe PWN, s. 359.
- Jónsdóttir I. S., 2005, Terrestrial ecosystems on Svalbard: heterogeneity, complexity and fragility from an arctic Island perspective, *Biology and Environment: Proceedings of the Royal Academy*, tom 105B, s. 155-165.
- Karczewski A., Stanowski W., 2013, Środowisko geograficzne Spitsbergenu. Rzeźba, W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M. (red.), *Dawne i współczesne geoekosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 31-34.
- Kejna M., 2021, *Climate of Svalbard*, W: Sobota I. (red.), 2021, *Atlas of changes in the glaciers of Kaffioyra (Svalbard, the Arctic)*, Nicolaus Copernicus University, Toruń, s. 19-29.
- Kim D-H., Kim H. M., Hong J., 2019, Evaluation of wind forecast over Svalbard using the high-resolution Polar WRF with 3DVAR, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, nr 51, tom 1, s. 471-489. <https://doi.org/10.1080/15230430.2019.1676939>
- Klementowski J., Konecny M., 1988, Genesis and development of hydrolaccoliths in the region between Werenskiold and Hans Glaciers during 1974-1985, W: Brazdil R. (red.), *Results of*

investigations of the geographical research expedition Spitsbergen 1988, Univerzita J. E., Brno, s. 272-284.

Kohen J., Ye H., Jones J., 2015, Trends and variability in rain-on-snow events, *Geophysical Research Letters*, tom 42, nr 17, s. 7115-7122. url: <https://doi.org/10.1002/2015GL065320>

Kornaś J., Medwecka – Kornaś A., 2002, *Geografia roślin*, PWN, Warszawa.

Kuc M., Dubiel E., 1995, The vascular plants of the Hornsund area (SW Spitsbergen), *Fragmenta Floristica et Geobotanica*, tom 40, s. 797-824.

Kurczyńska E., 2002, Epiderma wielokrotna łądyg wierzby - szczególny przypadek powtarzania fenotypu epidermalnego, *Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego*, Katowice, s. 120.

Lowell J. D., 1972, Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone, *Geological Society of America, Bulletin*, nr 83, s. 3091-3102.

Łupikasza E., 2007, Opady atmosferyczne, W: Marsz A. A., Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie*, Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni, s. 186-196.

Majka J., Czerny J., Mazur S., Holm D. K., Manecki M., 2010, Neoproterozoic metamorphic evolution of the Isbjørnhamna Group rocks from south-western Svalbard, *Polar Research*, tom 29, nr 3, s. 250-264. url: <https://doi.org/10.3402/polar.v29i3.6086>

Maneck A., Czerny J., Kieres A., Manecki M., Rajchel J., 1993, Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, 1:25 000, *Akademia Górniczo-Hutnicza*, Kraków.

Marsz A. A., Styszyńska A. (red.), 2007, *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie*, Wydawnictwo Akademii Morskiej, Gdynia, s. 376.

Marsz A., Styszyńska A., 2005, Czynniki „arktyczne” i „pozaarktyczne” kształtujące zmienność przebiegu rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie (1890-2003)., *Polish Polar Studies. XXXI Sympozium Polarne*, Kielce, s. 115-125.

Migała K., Wawrzyniak T., 2013, Środowisko geograficzne otoczenia Polskiej Stacji Polarnej im. Stanisława Siedleckiego – Hornsund. *Klimat.*, W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M. (red.), *Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 57-100.

Migoń P., Kasprzak M., 2013, Środowisko geograficzne otoczenia Stacji Polarnej im. Stanisława Baranowskiego – Lodowiec Werenskiolda. *Rzeźba*, W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M. (red.), *Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 104-114.

- Myśków E., 2014, Occurrence of Atypical Phellem in Representatives of Cornus, *International Journal of Plant Sciences*, tom 175, nr 3. <https://doi.org/10.1086/674447>
- Myśków E., Tulik M., 2014, Wtórne tkanki okrywające u drzew leśnych, *Sylwan*, tom 158, nr 3, s. 192-202.
- Navarro F., Grabciec M., Puczko D., Jonsell U., Nawrot A., 2008, Internal structure of Ariebreen, Spitsbergen, from radio-echo sounding data, *The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers*, Extended abstracts of Workshop and GLACIODYN (IPY) Meeting, Utrecht University.
- Nawrot A., 2011, Operation of the small glaciated catchment geosystem (Arie, Spitsbergen), *Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań*.
- Nawrot A., Petlicki M., 2007, Assumption and realization of Arie catchment measuring system, *Spitsbergen, Landform Analysis*, tom 5, s. 60-62.
- Niedźwiedź T., 1993, The main factors forming the climate of the Hornsund (Spitsbergen), *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, tom 94, s. 49-63.
- Niedźwiedź T., 1997, Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951-1995)., *Problemy Klimatologii Polarnej*, nr 7, s. 9-17.
- Niedźwiedź T., 2007a, Cyrkulacja atmosferyczna, W: Marsz A. A., Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie*, Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni, s. 45-63.
- Niedźwiedź T., 2007b, Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej T. Niedźwiedzia występujących w rejonie Spitsbergenu, W: Marsz A. A., Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie*, Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni, s. 371-376.
- Norsk Polarinstitut, 2003, *The Place Names of Svalbard*, Norsk Polarinstitut Rapportserie, tom 122, Norwegian Polar Institute, s. 537.
- Olech M., Dubiel E., 1998, Szata roślinna jako składnik ekosystemów lądowych Arktyki, *Kosmos. Problemy Nauk Biologicznych*, Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika, tom 47, nr 4, s. 439-448.
- Opała M., Migąła K., Owczarek P., 2016, Two centuries-long dendroclimatic reconstruction based on Low Arctic *Betula pubescens* from Tromsø Region, Northern Norway, *Polish Polar Research*, tom 37, nr 4, s. 457-476. url:<http://dx.doi.org/10.1515/popore-2016-0024>
- Opała-Owczarek M., Owczarek P., Łupikasza E., Boudreau S., Migąła K., 2020, Influence of climatic conditions on growth rings of *Salix uva-ursi* Pursh from the southeastern shore of

Hudson Bay, Subarctic Canada, Arctic, Antarctic and Alpine Research, tom 52, nr 1, s. 87-102.
[url:https://doi.org/10.1080/15230430.2020.1722397](https://doi.org/10.1080/15230430.2020.1722397)

Opała-Owczarek M., Owczarek P., Migąła K., 2019, Chronologia przyrostów rocznych wierzby polarnej (*Salix polaris*) z Wyspy Niedźwiedziej (Bjornoya) i jej potencjał w badaniach dendroklimatycznych, XXIX Seminarium Meteorologii i Klimatologii Polarnej, Wrocław.

Opała-Owczarek M., Pirożnikow E., Owczarek P., Szymański W., Luks B., Kępski D., Szymanowski M., Wojtuń B., Migąła K., 2018, The influence of abiotic factors on the growth of two vascular plant species (*Saxifraga oppositifolia* and *Salix polaris*) in the High Arctic, *Catena*, tom 163, s. 219–232. [url:https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.12.018](https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.12.018)

Ostroumov V. E., Siegert C., 1996, Exobiological aspects of mass transfer in microzones of permafrost deposits, *Advances in Space Research*, tom 18, nr 12, s. 79-86.

Owczarek P., Nawrot A., Migąła K., Malik I., Korabiewski B., 2014, Flood-plain responses to contemporary climate change in small High – Arctic basin (Svalbard, Norway), *Boreas*, tom 43, nr 2, s. 384-402.

Owczarek P., 2009, Dendrogeomorphological potencial of Salicaceae from SW Spitsbergen, Svalbard, W: Kaczka R., Malik I., Owczarek P., Gärtner H., Helle G., Heinrich I. (red.), *TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, tom 7, Scientific Technical Report, s. 181–186.

Owczarek P., 2010, Dendrochronological dating of geomorphic processes in the High Arctic, *Landform Analysis*, tom 14, s. 45-56.

Owczarek P., Nawrot A., Pętliski M., 2009, Współczesny rozwój doliny Arie w świetle badań dendrochronologicznych, SW Spitsbergen, *Seria Geografia*, nr 88, tom V, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

Owczarek P., Opała – Owczarek M., Migąła K., 2020, Post-1980s shift in the sensitivity of tundra vegetation to climate revealed by the first dendrochronological record from Bear Island (Bjørnøya), western Barents Sea, *Environmental Research Letters*, nr 2, s. 1-12. DOI: 10.1088/1748-9326/abd063

Owczarek P., Opała M., 2016, Dendrochronology and extreme pointer years in the tree-ring record (AD 1951–2011) of polar willow from southwestern Spitsbergen (Svalbard, Norway), *Geochronometria*, tom 43, nr 1, s. 84-95. url: <https://doi.org/10.1515/geochr-2015-0035>

Påhlsson L., 1985, List of vegetation types and land forms in the Nordic countries with the plant species of the vegetation types in Latin, the Nordic languages and English, Nordic Council of Ministers, Oslo, s. 66.

- Pedersen A. O., Jepsen J. U., Yoccoz N. G., Fuglei E., 2007, Ecological correlates of the distribution of territorial Svalbard rock ptarmigan (*Lagopus muta hyperborea*), *Canadian Journal of Zoology*, tom 85, nr 1. <https://doi.org/10.1139/z06-197>
- Peeters B, Pedersen Å. Ø., Loe L. E., Isaksen K., Veiberg V., Stien A., Kohler J., Gallet J. C., Aanes R., Hansen B. B., 2019, Spatiotemporal patterns of rain-on-snow and basal ice in high Arctic Svalbard: detection of a climate-cryosphere regime shift, *Environmental Research Letters*, tom 14, nr 1. [url:https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaefb3](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaefb3)
- Pętlicki M., Lapazaran J., Głowacki P., Machio F., 2008, Ice volume changes of Ariebreen, Spitsbergen, during 1936-1990-2007, Workshop on the dynamics and mass budget of Arctic glaciers, GLACIODYN (IPY) Meeting, Obsergurgl.
- Piechura J., Beszczynska-Moller A., Osiński R., 2001, Volume, heat and salt transport by the West Spitsbergen Current, *Polar Research*, nr 20, s. 233-240.
- Pirożnikow E., 1993, Populations of *Saxifraga oppositifolia* L., W: Spitsbergen tundra in different ecological conditions, *Polish Polar Research*, tom 14, s. 355-382.
- Pirożnikow E., 1996, Strategie adaptacyjne roślin w warunkach pustyń arktycznych, Białystok.
- Pirożnikow E., 2013, Środowisko geograficzne Spitsbergenu. Roślinność., W: Zwoliński Z. Kostrzewski A., Pulina M. (red.), Dawne i współczesne geokosystemy Spitsbergenu, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 79-81.
- Podbielkowski Z., 1987, *Fitogeografia części świata. Tom I: Europa, Azja, Afryka*, PWN, Warszawa.
- Podbielkowski Z., 1997, *Wielka Encyklopedia Geografii Świata. Szata roślinna. Tom VIII.*, Wydawnictwo Kurpisz, Poznań.
- Przybylak R., Araźny A., Ulandowska-Monarcha P., 2017, The influence of atmospheric circulation on the spatial diversity of air temperature in the area of Forlandsundet (NW Spitsbergen) during 2010 – 2013, *International Journal of Climatology*, nr 38, tom 1, s. 230-251. <https://doi.org/10.1002.joc.5172>
- Pulina M., 2004, Otoczenie fiordu Hornsund. Zlewnia Fuglebekken, W: Kostrzewski A., Pulina M., Zwoliński Z. (red.), *Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu. Warsztaty Glacjologiczne Spitsbergen 2004, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec – Poznań – Longyearbyen.*
- Pulina M., 2004, Zjawiska krasowe południowego Spitsbergenu, W: Kostrzewski A., Pulina M., Zwoliński Z. (red.), *Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu. Warsztaty Glacjologiczne Spitsbergen 2004, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec – Poznań – Longyearbyen.*

- Qin L., Yuan Y., Zhang R., Wei W., Yu S., Fan Z., Chen F., Zhang T., Shang H., 2016, Tree-ring response to snow cover and reconstruction of century annual maximum snow depth for northern Tianshan Mountains, China, *Geochronometria*, tom 43, s. 9–17.
[url:https://doi.org/10.1515/geochr-2015-0026](https://doi.org/10.1515/geochr-2015-0026).
- Raunkiær C., 1934, *The Life Forms of Plants and Statistical Plant Geography*, Oxford University Press, Oxford, s. 632.
- Rennert K. J., Roe G., Putkonen J., Bitz C. M., 2009, Soil Thermal and Ecological Impacts of Rain on Snow Events in the Circumpolar Arctic, *Journal of Climate*, tom 22, nr 9, s. 2302-2315.
[url: https://doi.org/10.1175/2008JCLI2117.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2117.1)
- Rønning O. I., 1959, The vascular flora of Bear Island, *Acta Borealia, Acta Scientia*, tom 15, s. 1-35.
- Rønning O. I., 1979, *Svalbards flora*, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Rønning O.I., 1996, *The Flora of Svalbard*, Norwegian Polar Institute, Oslo, s. 184.
- Schweingruber F. H., Poschold P., 2005, Growth rings in herbs and shrubs: life span, age determination and stem anatomy, *Forest Snow and Landscape Research*, tom 79, nr 3, s. 195-415.
- Schwiengruber F. H., Hellmann L., Tegel W., Braun S., Nievergelt D., Buntgen U., 2013, Evaluating the wood anatomical and dendroecological potential of Arctic dwarf shrub communities, *IAWA Journal*, tom 34, s 485-497.
- Stankowski S., Bartoszewski S., Birkenmajer K., Borysiak J., Bukowska – Jania E., Karczewski A., Skiba S., Zwoliński Z., 2013, Środowisko geograficzne Spitsbergenu, W: Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M. (red), *Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 19-55.
- Szczyński R., 2004, Rzeźby i osady polodowcowe wybranych fragmentów południowego Spitsbergenu, W: Kostrzewski A., Pulina M., Zwoliński Z. (red.), *Glacjologia, geomorfologia i sedimentologia środowiska polarnego Spitsbergenu. Warsztaty Glacjologiczne Spitsbergen 2004*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec – Poznań – Longyearbyen, s. 124-128.
- Szweykowska A., Szweykowski J. (red.), 2003, *Słownik botaniczny*, Wiedza Powszechna, Warszawa, s. 1136.
- Szweykowska A., Szweykowski J., 2008, *Botanika. Morfologia. Tom I*, PWN, Warszawa.
- Thannheiser D., 1996, Spitzbergen, *Geographische Rundschau*, tom 5, s. 268-274.

- Vaganov E. A., Kirilyanov A. V., Schweingruber F. H., Silkin P. P., 1999, Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. *Nature*, tom 400, s. 149–51. [url:https://doi.org/10.1038/22087](https://doi.org/10.1038/22087).
- Van der Wal R., Madan N., van Lieshout S., 2000, Trading forage quality for quantity? Plant phenology and patch choice by Svalbard Reindeer, *Oecologia*, tom 123, s. 108–115 <https://doi.org/10.1007/s004420050995>
- Walczowski W., Piechura J., 2011, Influence of the West Spitsbergen Current on the local climate, *International Journal of Climatology* nr 31, tom 7, s. 1088-1093, <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2338>
- Walker D. A., Reynolds M. K., Daniels F. J. A. et al., 2005, The circumpolar vegetation map, *Journal of Vegetation Science*, tom 16, s. 267-282.
- Wawrzyniak T., Osuch M., 2020, A 40-year High Arctic climatological dataset of the Polish Polar Station Hornsund (SW Spitsbergen, Svalbard), *Earth System Science Data*, tom 12, s. 805-815.
URL: <https://doi.org/10.5194/essd-12-805-2020>
- Weijers S., Myers-Smith I. H., Löffler J., 2018, A warmer and greener cold world: Summer warming increases shrub growth in the alpine and high arctic tundra, *Erdkunde*, tom 72, nr 1, s. 63–85. [url:https://doi.org/10.3112/erdkunde.2018.01.04](https://doi.org/10.3112/erdkunde.2018.01.04).
- Węgrzyn M., Wietrzyk P., 2015, Phytosociology of snowbed and exposed ridge vegetation of Svalbard, *Polar Biology*, nr 38, s. 1905-1917.
- Winsnes T.S., Heintz A., Heintz N., 1962, Aspects of the Geology of Svalbard, *Norsk Polarinstitutt Meddelelser*, nr 87, Oslo.
- Zaltan R., Gajewski K., 2006, Dendrochronological potential of *Salix alaxensis* from the Kuujua River area, western Canadian Arctic, *Tree-Ring Research*, tom 62, nr 2, s. 75–82.
- Zielski A., Krąpiec M., 2009, *Dendrochronologia*, PWN, Warszawa, s. 328.
- Zwoliński Z., 2013, Środowisko geograficzne Spitsbergenu. *Klimat.*, W: Zwoliński Z. Kostrzewski A., Pulina M. (red.), *Dawne i współczesne geokosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s.19-55.
- Zwoliński Z., Kostrzewski A., Pulina M. (red), *Dawne i współczesne geokosystemy Spitsbergenu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.

Spis rycin

<i>Ryc. 1 Obszar archipelagu Svalbard (A) oraz Ziemia Wedela Jarlsberga (B) wraz z zaznaczonym obszarem badań (czerwona ramka). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: Geology, Svalbard, 1:750 000, Norwegian Polar Institute.</i>	10
<i>Ryc. 2 Grupy litostratygraficzne obszaru południowej części Ziemi Wedela Jarlsberga (SW Spitsbergen). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: Geology, Svalbard, 1:750 000, Norwegian Polar Institute.</i>	15
<i>Ryc. 3 Formacje litostratygraficzne obszaru południowej części Ziemi Wedela Jarlsberga (SW Spitsbergen). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: Geology, Svalbard, 1:750 000, Norwegian Polar Institute.</i>	15
<i>Ryc. 4 Rodzaje skał obszaru południowej części Ziemi Wedela Jarlsberga (SW Spitsbergen). Opracowanie własne na podstawie ArcGIS database: Geology, Svalbard, 1:750 000, Norwegian Polar Institute.</i>	16
<i>Ryc. 5 Powierzchniowe prądy morskie w rejonie Svalbardu. (Prądy: 1 – Norweski, 2 – Nordkapski, 3 – Zachodniospitsbergeński, 4 – Wschodniospitsbergeński, 5 – Sorkapski, 6 – Bjornoi, 7 – Perseya, 8 – transarktyczny, 9 – Wschodniogrenlandzki). Źródło: Marsz i Styszyńska 2007.</i>	17
<i>Ryc. 6 Klimatogram dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980 - 2010. Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.</i>	19
<i>Ryc. 7 Mikrofotografia Salix polaris – wyraźne granice między przyrostami. Źródło: archiwum prywatne.</i>	25
<i>Ryc. 8 Mikrofotografia Salix polaris, próbki JE(6). Przykład wąskich przyrostów rocznych. Źródło: archiwum prywatne.</i>	27
<i>Ryc. 9 Mikrofotografia Salix polaris, próbki JE(5A). Przykład szerokiego przyrostu rocznego. Źródło: archiwum prywatne.</i>	28
<i>Ryc. 10 Rozkład temperatury, opadów rocznych, letnich i zimowych dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980-2010. Źródło: opracowanie własne, na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.</i>	30
<i>Ryc. 11 Rozkład średniej temperatury rocznej, lata i zimy oraz średnich opadów dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980-2010. Źródło: opracowanie własne, na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.</i>	30
<i>Ryc. 12 Rozkład średniego usłonecznienia dla lata (czerwiec-lipiec-sierpień) w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980-2010. Źródło: opracowanie własne, na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.</i>	31
<i>Ryc. 13 Dendrochronologie dla Salix polaris z Ariedalen, Hornsund (SW Spitsbergen). Źródło: opracowanie własne.</i>	32
<i>Ryc. 14 Dendrochronologia Salix polaris - próbka JE(5). Źródło: opracowanie własne.</i>	34
<i>Ryc. 15 Dendrochronologia Salix polaris - próbka JE(4). Źródło: opracowanie własne.</i>	35
<i>Ryc. 16 Dendrochronologia Salix polaris - próbka JE(7). Źródło: opracowanie własne.</i>	37
<i>Ryc. 17 Rozkład średnich dobowych temperatur dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2003 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute https://www.yr.no/39</i>	
<i>Ryc. 18 Miąższość pokrywy śnieżnej przy Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2004 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute https://www.yr.no/.....</i>	39
<i>Ryc. 19 Rozkład miesięcznych sum opadów dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2004 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute https://www.yr.no/.....</i>	39
<i>Ryc. 20 Rozkład średnich temperatur dobowych dla lat 2005, 2006 oraz 2007 dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen). Źródło: Norwegian Meteorological Institute https://www.yr.no/.....</i>	40

<i>Ryc. 21 Grubość pokrywy śnieżnej dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w 2008 r. Źródło: Norwegian Meteorological Institute https://www.yr.no/.....</i>	41
<i>Ryc. 22 Rozkład średnich temperatur dobowych dla 2009 r. dla Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (SW Spitsbergen). Źródło: Norwegian Meteorological Institute https://www.yr.no/</i>	41
<i>Ryc. 23 Linie trendowe szerokości przyrostów rocznych <i>Salix polaris</i> z Ariedalen (Hornsund, SW Spitsbergen) dla wielolecia 1991-2011. Źródło: opracowanie własne.</i>	45
<i>Ryc. 24 Linie trendowe sum opadów rocznych i letnich w Hornsundzie (SW Spitsbergen) dla wielolecia 1980 - 2010. Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych Państwowej Akademii Nauk, Instytut Geofizyki.</i>	46

Spis tabel

<i>Tab. 1 Dokładne pomiary szerokości przyrostów rocznych dla <i>Salix polaris</i> JE(5). (gwiazdką oznaczono przyrosty brakujące). Źródło: opracowanie własne.....</i>	34
<i>Tab. 2 Dokładne pomiary szerokości przyrostów rocznych dla <i>Salix polaris</i> JE(4). (gwiazdką oznaczono przyrosty brakujące). Źródło: opracowanie własne.....</i>	36
<i>Tab. 3 Dokładne pomiary szerokości przyrostów rocznych dla <i>Salix polaris</i> JE(4). (gwiazdką oznaczono przyrosty brakujące). Źródło: opracowanie własne.....</i>	37