

## AUTOREFERAT

1. Imię i Nazwisko

**Mariusz Grabiec**

2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe – z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej.

- a. Stopień doktora w dziedzinie **Nauk o Ziemi** w zakresie **Geografii** uzyskany na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego 23 listopada 2004 r.; tytuł rozprawy doktorskiej: “Czynniki kształtujące pokrywę śnieżną na lodowcach Spitsbergenu”, promotor: prof. dr hab. Jacek Jania.
- b. Tytuł magistra na kierunku geografia uzyskany na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego 10 czerwca 1999 r.; tytuł pracy magisterskiej: “Modelowanie bilansu masy Lodowca Werenskiolda”, promotor: prof. dr hab. Jacek Jania.

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych.

- a. od listopada 2005 – adiunkt naukowo-dydaktyczny w Katedrze Geomorfologii Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.
- b. 1999 – 2000 oraz od października 2004 do listopada 2005 – asystent naukowo-dydaktyczny w Katedrze Geomorfologii Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.

4. Wskazanie osiągnięcia wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. 2016 r. poz. 882 ze zm. w Dz. U. z 2016 r. poz. 1311.):

- a. tytuł osiągnięcia naukowego:

**Mariusz Grabiec 2017: Stan i współczesne zmiany systemów lodowcowych południowego Spitsbergenu w świetle badań metodami radarowymi.** Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach nr 3536, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, 328 s.

- b. omówienie celu naukowego ww. pracy i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania.

### **Cel i zakres przeprowadzonych badań**

**Celem pracy jest zdefiniowanie procesów odpowiedzialnych za reakcję kompleksów glacialnych na współczesne zmiany środowiskowe oraz wskazanie sieci powiązań pomiędzy tymi mechanizmami.**

Dla realizacji celu tych badań przyjęto traktować lodowce jako niejednorodny strukturalnie, ale zintegrowany funkcjonalnie „organizm”, definiowany jako system glacialny. Cechą charakterystyczną tak określonego kompleksu lodowcowego jest obieg i wymiana masy oraz dążenie do stanu równowagi z warunkami klimatycznymi w którym funkcjonuje (Souchez i Lorrain 1991; Jania 1997; White, Mottershead, Harrison 1998; Singh, Singh, Haritashya, ed. 2011; Benn i Evans 2010). Wewnętrznie zorganizowany system glacialny jest powiązany z otaczającymi: atmosferą, litosferą, hydrosferą i biosferą (Benn i Evans, Edwards i in. 2014), tworząc glajosystem (Taillant 2015). Relacje z pozostałymi kompleksami powodują, że lodowiec reaguje na zmiany środowiskowe, a tempo i forma jego odpowiedzi zależne są od pierwotnego impulsu. Analiza złożonej budowy kompleksu glacialnego i sieci wzajemnych powiązań pomiędzy jego składowymi i procesami (zarówno zewnętrznymi, jak i wewnętrznymi) wymaga podejścia systemowego, jakie założyłem w omawianej pracy. Tego typu analiza pozwala na kompleksowe studia powiązań występujących w kriosferze i jej otoczeniu. Umożliwia również wyjaśnienie pozornie paradoksalnych reakcji lodowców na ocieplenie klimatu, takich jak awanse czół, wzrost udziału warstwy zimnej w strukturze termalnej lodowców, czy też zwiększona zimowa akumulacja śniegu. Szczegółowe pytania odnosiły się do następujących problemów badawczych:

- **Określenie topograficznych i topoklimatycznych czynników warunkujących akumulację śniegu na obszarach zlodowaconych;**
- **Zdefiniowanie znaczenia warstw firnu dla funkcjonowania kompleksów glacialnych, określenie istotności zasilania wewnętrznego w kształtowaniu bilansu masy lodowców oraz roli drenażu wody i jej przemian fazowych w formowaniu ich reżimu termicznego lodowców;**
- **Określenie współczesnego stanu hydrotermalnego lodowców oraz predykcja zmian ich reżimu termalnego przy założeniu scenariuszy ocieplenia klimatu;**
- **Oszacowanie istotności zmian geometrii powierzchni i podłoża lodowców po małej epoce lodowej (MEL) na ewolucję sieci drenażu podlodowcowego.**

Rozwiązanie powyższych zagadnień było w dużej mierze możliwe dzięki szerokiemu zastosowaniu sondowań radarowych. Wykorzystałem elastyczność metody co do mobilności, głębokości i rozdzielczości sondowania, co pozwoliło na jej wszechstronne użycie i interpretację. Na podstawie

uzyskanych wyników możliwe było zarówno wnioskowanie wprost odnośnie struktury badanych obiektów, ale również pośrednia analiza takich cech jak np. zawartość wody, zasilanie wewnętrzne lodowca, czy też drenaż subglacjalny. **Sondowania radarowe wykorzystałem do kompleksowego zbadania stanu i ewolucji systemów glacialnych.** Jest to pierwsze tego typu opracowanie w Polsce i unikatowe podejście w skali światowej.

Obszary zlodowacone Arktyki powszechnie określane są jako indykatory zmian klimatu zarówno w wymiarze regionalnym, jak i globalnym. Należy założyć, że kompleksy glacialne stanowią bufor przetwarzający sygnały płynące z otoczenia i odpowiadający na nie z odpowiednim opóźnieniem. Część tych reakcji przybiera formę ewolucyjną (np. zmiany geometrii powierzchni), inne z kolei gwałtowną (szarże lodowcowe, lawiny błotno-lodowe i inne). Praca wyjaśnia jak należy interpretować sygnały płynące z lodowców funkcjonujących w zmieniającym się środowisku. Istotne pytania stawiane są odnośnie: tempa i formy reakcji systemów lodowcowych na impulsy środowiskowe, stabilności/ewolucyjności tego systemu oraz kierunków spodziewanych zmian. W tym celu wychodząc od zdefiniowania współczesnego stanu systemów lodowcowych południowego Spitsbergenu, określiłem ich zmiany w ostatnich dziesięcioleciach oraz przedstawiłem wnioski na temat możliwości przyszłej ewolucji w świetle spodziewanych zmian środowiskowych.

Poznanie przez człowieka mechanizmów sterujących funkcjonowaniem systemów lodowcowych ma znaczenie nie tylko poznawcze, lecz także użyteczne. Z jednej strony działalność lodowców niesie ze sobą zagrożenia związane np. z powodzią lodowcowymi, lawinami lodowo-błotnymi, lub lodowogruzowymi (Kääb, Reynolds, Haeberli 2005; Orlove 2009), uszkodzeniami infrastruktury technicznej na skutek szarż lodowcowych, czy też skutkami podnoszenia poziomu wszechoceanu (za co w około 30% odpowiedzialne są wody pochodzące z topnienia lodowców - Gardner i in. 2013). Zapobieganie lub ograniczanie negatywnych skutków tych procesów jest możliwe jedynie dzięki świadomości funkcjonowania kompleksów glacialnych. Z drugiej strony człowiek podejmuje wysiłki dla gospodarczego wykorzystania zwłaszcza wód lodowcowych dla nawadniania pól, do różnych procesów technologicznych, czy też do produkcji energii elektrycznej (Orlove 2009). W tym kontekście pojawiają się liczne wątpliwości o dostępność zasobów wodnych pochodzenia lodowcowego w perspektywie postępującego ocieplenia klimatu (np. Schaeffli, Hingray, Musy 2007; Vergara i in. 2007). Tutaj również poznanie reakcji lodowców na zmiany środowiskowe może efektywnie wspomóc predykcję możliwości wykorzystania wód lodowcowych w przyszłości.

Znajomość naturalnych procesów zachodzących w lodowcach jest wykorzystywana również przez człowieka w jego aktywności zupełnie niezwiązanej ze środowiskiem glacialnym. Przykładem może być tutaj wykorzystanie procesu krystalizacji wody dla pozyskania energii wykorzystanej następnie dla

ogrzewania budynków. Takie procesy naturalnie zachodzą w czasie zamarzania wody w firnie w czasie zimy doprowadzając do podniesienia temperatury w warstwie. Latem natomiast dla topnienia lodu niezbędne jest dostarczenie energii. Człowiek zaprzął wyżej opisane procesy z jednej strony do produkcji energii w zasobnikach będących jednym z możliwych źródeł ciepła dla instalacji pomp ciepła, z drugiej do chłodzenia pomieszczeń w czasie upałów (Mironowicz 2015).

W rejonie Arktyki dynamika zmian środowiskowych w ostatnich dekadach należy do najbardziej intensywnych. Za przyspieszone tempo zmian klimatycznych odpowiedzialne jest między innymi tzw. wzmocnienie arktyczne (*Arctic amplification*), będące skutkiem środowiskowych sprzężeń zwrotnych uwzględniających procesy mające miejsce w kriosferze obszarów polarnych (Serreze i Barry 2011). Na Spitsbergenie, gdzie prowadziłem badania, tempo wzrostu temperatury w ubiegłym wieku oszacowano na 2,6°C na 100 lat (Nordli i in. 2014). Ocieplenie atmosfery znajduje swoje odbicie w redukcji powierzchni zlodowaconych Svalbardu (o około 7% w ostatnich trzech dekadach - Nuth i in. 2013) oraz ubytku objętości lodowców tego obszaru (średnio  $-9,71 \pm 0,55 \text{ km}^3$  na rok w ostatnich 40 latach - Nuth i in. 2010).

Szczegółowe studia reakcji systemów glacialnych na zmiany środowiskowe prowadziłem wraz z zespołem na obszarze południowego Spitsbergenu, leżącego pomiędzy fiordami Van Keulenfjorden na północy i Hornsundem na południu w obrębie dwóch regionów: Ziemi Wedela Jarlsberga oraz Ziemi Torella. W zależności od rozpatrywanego problemu prace badawcze prowadzono w zasięgu regionalnym (np. analizę stanu hydrotermalnego badano na 12 lodowcach), lub też lokalnym (najczęściej obiektem eksperymentów był Lodowiec Hansa). Studia terenowe realizowałem w latach 2007 – 2014, natomiast w analizie wykorzystałem również materiały archiwalne począwszy od końca MEL. Zastosowałem również predykcję w odniesieniu do zachowań lodowców, która np. w przypadku symulacji zmian reżimu termalnego Lodowca Hansa została odniesiona w przybliżeniu do przyszłych dwóch stuleci.

### **Sondowania radarowe w badaniach systemów glacialnych**

Dla osiągnięcia celów założonych w pracy wykorzystałem szereg metod i technik terenowych, teledetekcyjnych, kartograficznych oraz elementy modelowania matematycznego. Jednak **osią metodyczną scalającą poszczególne komponenty pracy jest zastosowanie metody naziemnego radiosondowania**. Metoda ta w aplikacjach kriosferycznych jest szczególnie efektywna ze względu między innymi na mobilność i bezinwazyjność. Ta druga cecha ma szczególne znaczenie w obszarach znajdujących się pod ochroną prawną, która często uniemożliwia bezpośrednią eksplorację gruntu poprzez wykonywanie odwiertów, czy też wykopów. Również właściwości ośrodków budujących kompleks glacialny predysponują metodę sondowań radarowych do pozyskiwania danych odnośnie

ich struktury. Lód lodowcowy jest wysoce „transparentny” na działanie fal elektromagnetycznych stosowanych w tej metodzie geofizycznej, co pozwala na sondowania lodowców do głębokości kilku tysięcy metrów. Względna przenikalność elektryczna (stała dielektryczna), która jest jednym z głównych czynników warunkujących propagację sygnału radarowego, jest silnie skorelowana z gęstością różnych form lodu budujących lodowiec i waha się w szerokim zakresie od 1,3 (świeży śnieg), do 3,2 (lód lodowcowy) (Navarro i Eisen 2009). To przekłada się również na spektrum prędkości propagacji fal radarowych w tych ośrodkach pomiędzy  $0,262-0,168 \text{ m ns}^{-1}$ . Stała dielektryczna lodowca jest również warunkowana przez zawartość wody, orientację kryształów lodu, stężenie jonów soli i innych domieszek (Fujita i in. 2000; Navarro i Eisen 2009; Plewes i Hubbard 2001). Przewodność lodu i tłumienie fal są niskie (odpowiednio ok.  $0,01 \text{ ms m}^{-1}$  i  $0,01 \text{ dB m}^{-1}$ ), co również stanowi korzystne warunki dla rozchodzenia się fal radarowych. Właściwości elektryczne lodu ulegają istotnym modyfikacjom w obecności w lodowcach wody, np. w postaci pakietów rozproszonych w warstwie lodu umiarkowanego. Woda istotnie wpływa na wzrost stałej dielektrycznej, rozproszenie, tłumienie i przewodność ośrodka. Różnice właściwości elektrycznych poszczególnych komponentów tworzących system lodowcowy, takich jak lód (warstwa zimna pozbawiona wody i umiarkowana z zawartością wody), powietrze, woda, materiał mineralny tworzący morenę, czy też podłoże skalne zapewniają satysfakcjonujący kontrast ułatwiający wydzielenie warstw i analizę struktury wewnętrznej sondowanych kompleksów.

Wyżej wymienione cechy ośrodków budujących systemy glacialne stały u podstaw wykorzystania fal radiowych do celów geofizycznych. Pierwszy aparat, który możemy nazwać pierwowzorem georadaru został skonstruowany w latach 20. XX w. przez Waltera Sterna i wykorzystany na sondowania lodowców w Alpach (Olhoeft 2002). Z kolei w następnych dziesięcioleciach piloci, zwłaszcza armii Stanów Zjednoczonych, operujący nad kopułami Antarktydy i Grenlandii powszechnie raportowali niezgodności wskazań radiowysokościomierzy, co wiązało się z przenikaniem sygnału radiowego przez wierzchnie warstwy lodu (Waite i Schmidt 1962; Navarro i Eisen 2009). Błędy odczytu w skrajnych przypadkach kończyły się katastrofami lotniczymi w czasie lądowań na Grenlandii (Olhoeft 2002). Analizy przyczyn wypadków doprowadziły do odkrycia, a następnie zastosowania właściwości fal radarowych do: pierwotnie sondowania grubości pokryw lodowych (Waite i Schmidt 1962, Evans 1963), a następnie wykorzystania w innych aplikacjach glaciologicznych (Plews i Hubbard 2001).

Powyższe zalety sondowania radarowego wykorzystałem w analizie właściwości kompleksów glacialnych, rozwiązując szereg logistycznych i metodycznych problemów związanych z zastosowaniem tej metody w warunkach polarnych południowego Spitsbergenu.

## **Funkcjonowanie kompleksów lodowcowych południowego Spitsbergenu – wyniki badań**

### **Uwarunkowania przestrzennej dystrybucji akumulacji śniegu**

Studia znaczenia pokrywy śnieżnej dla funkcjonowania systemu glacialnego prowadziłem w trzech sezonach zimowych na Lodowcu Hansa - typowym wypływowym lodowcu spitsbergeńskim. Na podstawie profilowań radarowych dla każdego sezonu badawczego określiłem przestrzenną dystrybucję śniegu wraz z czynnikami ją warunkującymi. W analizie zmienności pola akumulacji wykorzystałem dane meteorologiczne pozyskane z automatycznych stacji pracujących na lodowcu oraz topograficzne właściwości powierzchni lodowców i ich otoczenia. Celem było również zbadanie międzysezonowej zmienności/stabilności grubości śniegu w skali lokalnej, jak i całego lodowca, a także zdefiniowanie jak zmienna miąższość śniegu i wzorzec jego rozkładu na lodowcu modyfikuje jego geometrię.

**Uzyskane wyniki dotyczące akumulacji śniegu na Lodowcu Hansa jednoznacznie potwierdzają asymetryczny charakter dystrybucji z uprzywilejowaniem zachodniego sektora lodowca.** Centralna i wschodnia część lodowca charakteryzują się niższą akumulacją, ale jednocześnie międzysezonowe wahania akumulacji są tutaj mniejsze niż w strefie zachodniej. Pokrywa śnieżna na lodowcach bocznych zlokalizowanych po stronie zachodniej wykazuje tendencję do większej depozycji w południowej ich części oraz charakteryzuje się większą zmiennością niż w głównym strumieniu lodowca. Opisywany model rozkładu śniegu jest warunkowany topografią otoczenia lodowca a zwłaszcza barierami orograficznymi po jego zachodniej i południowo-zachodniej stronie. Z tych kierunków dominuje adwekcja wilgotnego powietrza, dającego wymuszone orograficznie opady, które po zawietrznej stronie przeszkód posiadają dogodne warunki dla depozycji po zachodniej stronie lodowca. Z kolei pozostała część Lodowca Hansa jest eksponowana na wywiewanie śniegu i sprzyja transportowi. **Wnioski te zmieniają wcześniejszą koncepcję przypisującą asymetrię akumulacji na lodowcu przewiewaniu śniegu przez wiatr z kierunku wschodniego i redepozycję po stronie zachodniej** (Jania 1994; Grabiec i in. 2006; 2011). Wiatr z tego kierunku występuje wprawdzie najczęściej, ale jego możliwości transportowe są ograniczone, ze względu na brak mobilnego materiału zdolnego do redepozycji. Mobilne cząstki śniegu występują w szczególności w trakcie opadu, lub tuż po jego zakończeniu. Po depozycji śnieg ulega dynamicznej kompaktacji, jego gęstość wzrasta i wytrącenie ze stanu równowagi jest utrudnione.

Nieregularna dystrybucja śniegu na Lodowcu Hansa nie znajduje odzwierciedlenia w modelu zmian geometrii powierzchni. Na podstawie analizy zmian wysokości powierzchni lodowca w latach 2011 – 2014 **stwierdziłem, że pomimo zdecydowanie większej akumulacji śniegu w zachodniej części lodowca niż w pozostałych obszarach, strefa ta uległa znaczniejszemu obniżeniu.** Fakt ten dowodzi,

że bilans zimowy nie stanowi sterującego czynnika zmian geometrii powierzchni lodowców, którego należy zatem upatrywać w letniej ablacji powierzchniowej i dynamice lodowca.

Warunki akumulacji śniegu na Lodowcu Hansa scharakteryzowałem za pomocą trzech wskaźników bazujących na topografii jego powierzchni i otoczenia: indeksu ekspozycji  $E$  (Lapen i Martz 1993; Anderton, White, Alvera 2004), parametru maksymalnego nachylenia w kierunku wiatru  $S$  (Winstral, Elder, Davis 2002) oraz ważonego współczynnika wiatru  $Ww$  (Liston i in. 2007). **Indeksy te z powodzeniem zastosowałem do obiektu znacznie większego aniżeli we wcześniejszych aplikacjach (wskaźniki  $E$  i  $S$ ), lub też po raz pierwszy wykorzystałem jako parametr opisujący warunki akumulacji śniegu ( $Ww$  – dotychczas służył do korekty prędkości wiatru na przeszkodach topograficznych).** Uzyskane wyniki warunków akumulacji za pomocą wszystkich metod są do siebie zbliżone. Zostały one zestawione z rezultatami sondowań radarowych miąższości śniegu w latach 2011 – 2014 oraz ich wartościami znormalizowanymi (wykluczającymi np. wpływ gradientu wysokościowego opadów). Porównanie modelowanych warunków akumulacji z obserwowanymi właściwościami pokrywy śnieżnej wyrażone zostało za pomocą istotnych statystycznie współczynników korelacji. **Silniejsze relacje stwierdziłem przy indywidualnym rozpatrywaniu danych dla głównego strumienia i lodowców bocznych, co wskazuje na znaczną niezależność warunków depozycji śniegu w poszczególnych częściach lodowca.** W części opisywanych wyników na lodowcach lateralnych wysoką korelację uzyskano o znaku przeciwnym do oczekiwanego, co świadczy o depozycji śniegu przy udziale wiatru z kierunku innego aniżeli zakładano na pozostałej części lodowca. Fakt ten również przemawia za znaczną integralnością warunków akumulacji w poszczególnych fragmentach lodowca. Za taki model warunków depozycji odpowiedzialny jest przestrzennie zróżnicowany model pola wiatru, znacznie bardziej skomplikowany, aniżeli przyjęty w przeprowadzonych analizach.

#### **Znaczenie firnu w funkcjonowaniu glacji systemów**

Analizę procesów zachodzących w strefie firnowej prowadziłem na Lodowcu Hansa w sezonach bilansowych 2007/2008, 2008/2009 oraz 2009/2010. Główne zadanie skupiało się na określeniu zasilania wewnętrznego lodowca w obrębie zdefiniowanego powierzchniowo i głębokościowo firnu aktywnego. W celu określenia powierzchni zajmowanej przez pole firnowe wykorzystałem satelitarne zobrazowanie radarowe (SAR) w połączeniu z naziemnymi sondowaniami radarowymi wysokiej częstotliwości, które służyły walidacji wyznaczonej na podstawie SAR linii firnowej. Zasięg głębokościowy firnu aktywnego określiłem na podstawie profilowań GPR, których wyniki następnie porównałem do struktury rdzenia lodowego pochodzącego z płytkiego wiercenia na polu akumulacyjnym Lodowca Hansa. Poziom wychłodzenia pola firnowego niezbędny dla oszacowania potencjalnego zamarzania wody perkolacyjnej modelowałem numerycznie i zweryfikowałem poprzez

porównanie do rejestrowanych zmian temperatury w profilu pionowym wierzchniej warstwy lodowca w punkcie testowym.

Przeprowadzone studia wskazują, że **pole firnowe Lodowca Hansa zajmuje około 26% jego powierzchni**. Strefa ta obejmuje główny strumień lodowca powyżej 300-330 m n.p.m. Na lodowcach bocznych nie zidentyfikowałem ciągłej warstwy firnu, co jednak nie wyklucza występowania izolowanych obszarów o zbliżonej strukturze, w których może zachodzić wtórna akumulacja w formie lodu nałożonego.

Powyżej linii firnowej grubość firnu aktywnego sukcesywnie zwiększa się osiągając maksymalnie 8,80 m (12,92 m poniżej powierzchni śniegu). Jako, że całe pole firnowe Lodowca Hansa zlokalizowane jest w strefie śniegu mokrego, w okresie letnim znajduje się ono w temperaturze topnienia pod ciśnieniem. Oznacza to, że ilość wody dostarczanej z powierzchni przekracza możliwości wtórnego zamarzania, a nadwyżka odprowadzana jest do wnętrza lodowca lub poza pole firnowe. Na stanowisku testowym na polu firnowym (T9) zimowe wychłodzenie jest w stanie zasymilować 38% wód roztopowych. **Obliczyłem, że w odniesieniu do całej wody ablacyjnej na Lodowcu Hansa wtórna akumulacja retencjonuje zaledwie 3,7% wody (2007/2008)**. Temperatura punkt topnienia pola firnowego utrzymuje się do około początku października. Wówczas zamarza cała woda kapilarna stanowiąca obok wody perkolacyjnej drugi komponent zasilania wewnętrznego. **Pod koniec zimy izoterma 0°C osiąga swą maksymalną głębokość ok. 10 m**. Wychłodzenie na granicy śniegu i firnu wynosi poniżej -5°C. Od czerwca do około połowy lipca woda perkolacyjna z topnienia powierzchniowego zamarza w wychłodzonym firnie. Zmianie fazy skupienia towarzyszy wydzielanie ciepła podnoszące temperaturę firnu pod koniec tego okresu do punktu topnienia pod ciśnieniem. Następnie cykl zmian temperatury firnu powtarza się.

**Wyniki obliczeń wskazują, że na stanowisku testowym (T9), które jest reprezentatywne dla całego pola firnowego Lodowca Hansa akumulacja wewnętrzna w latach 2008 – 2010 wynosiła od 0,17 do 0,25 m e.w., czyli około 11 – 23% bilansu zimowego zmierzonego na tym stanowisku. Odnosząc wyniki zasilania wewnętrznego do całego lodowca, w sezonie 2007/2008 wyniosło ono 0,04 m e.w., co stanowiło 3,3% bilansu zimowego. Wartość ta w 80-100% nie jest uwzględniana w monitoringu bilansu masy, co może stanowić powód niedoszacowania przychodów masy lodowca. Uzyskane rezultaty wskazują na znacznie mniejsze zasilanie wewnętrzne na obszarze Lodowca Hansa aniżeli wskazywały wcześniejsze wyniki (Głowacki 2007).**

Zasilanie wewnętrzne średnio w 56% kształtowane jest przez komponent kapilarny, który stanowi dominujący składnik praktycznie na całej powierzchni pola firnowego, z wyjątkiem obszaru w pobliżu linii firnowej, gdzie dominuje składowa perkolacyjna.

**Z przeprowadzonych analiz wynika, że ocieplenie klimatu może doprowadzić do dalszego ograniczenia roli zasilania wewnętrznego w kształtowaniu bilansu masy lodowców.** Łagodniejsze



zimny i zwiększone opady śniegu zimą przyczynią się do mniejszego wychłodzenia, a to przełoży się na mniejszą akumulację wód perkolacyjnych. Dodatkowo zwiększone opady ciekłe i ilość wód pochodzenia ablacyjnego spowodują, że asymilowany będzie coraz mniejszy odsetek wody dostępnej do perkolacji (już obecnie mamy do czynienia ze znaczną nadwyżką wód). Zimowe opady i odwilże odpowiedzialne są za powstawanie warstw lodoszreni, które w konsekwencji ograniczają drenaż wody w głąb lodowca, a co za tym idzie za dostawę ciepła. Zmiany klimatu mogą również spowodować przesunięcie linii firnowej w górę lodowca, co spowoduje zmniejszenie pola firnowego, w którym zachodzi akumulacja wewnętrzna. **Ocieplenie może przynieść zwiększenie zasilania wewnętrznego jedynie w miejscach gdzie obecnie ze względu na surowe warunki klimatyczne istnieje deficyt wody perkolacyjnej** (np. na lodowcu McCall na Alasce).

### Ewolucja reżimu termalnego lodowców

W celu kompleksowego przedstawienia stanu hydrotermalnego lodowców południowego Spitsbergenu wykorzystałem **wyniki głębokich sondowań radarowych wzdłuż profili o łącznej długości blisko 500 km wykonanych przeze mnie w okresie 2007 – 2014**. Następnie na podstawie prawidłowości glaciologicznych podjąłem próbę predykcji ewolucji reżimu termalnego lodowca przy założeniu kontynuacji trendu ocieplenia klimatu. Celem studiów było również określenie formy odpowiedzi struktury hydrotermalnej lodowców na zmiany środowiskowe oraz czasu potrzebnego na adaptację do nowych warunków. Analizowałem również rolę poszczególnych czynników warunkujących zmiany struktury termalnej. **Moje badania zmierzały do zdefiniowania najbardziej prawdopodobnego kierunku ewolucji reżimu termalnego lodowców południowego Spitsbergenu. Na podstawie analizy wyników naziemnych sondowań radarowych stwierdziłem iż na południowym Spitsbergenie przeważają lodowce politermalne stanowiące różne stadia ich ewolucji do lodowców zimnych.** Proporcje pomiędzy lodem zimnym i umiarkowanym wahały się pomiędzy 99 : 1% (Ariebreen) a 2 : 98% (strefa akumulacyjna Vestre Torellbreen). Wzdłuż analizowanych profili dominuje strefa politermalna (57,8% długości wszystkich profili). Strefa umiarkowana stanowi 22,7%, natomiast strefa lodu zimnego - 6,6% długości profili radarowych (na pozostałej części struktura nie została zidentyfikowana).

Obserwowana przeze mnie **ewolucja zmian struktury termalnej lodowców w ostatnich dekadach przejawia się w zwiększeniu udziału procentowego lodu zimnego w lodowcach politermalnych.** Zmiany te spowodowane są z jednej strony intensywnym zmniejszaniem miąższości lodowców powodującym zaleganie granicy warstw lodu zimnego i umiarkowanego (CTS) coraz bliżej podłoża. Z drugiej strony na skutek współczesnych zmian środowiskowych wewnątrz lodowców odcinane jest od perkolacji wody z powierzchni, która zamrażając stanowiłaby efektywne źródło ciepła. Blokowanie wody jest wynikiem powstawania na lub pod powierzchnią lodowca płaszczyzn mniej przepuszczalnych

dla wody, jak lód nałożony, czy też lodoszrenie, zmniejszanie powierzchni pola firnowego, czy wreszcie zwiększanie nachylenia powierzchni lodowca wymuszające spływ powierzchniowy.

Jednocześnie wraz ze wzrostem udziału lodu zimnego w politermalnej strukturze lodowców zmniejsza się jego grubość. Proces ten jest wynikiem adaptacji reżimu termicznego do zmieniających się warunków środowiskowych i sterowany jest przez temperaturę warstwy lodu zimnego i zawartość wody w lodzie umiarkowanym. Wzrost wartości obydwu czynników powoduje zmniejszenie tempa przemarzania lodowca.

**Na podstawie symulacji warunków hydrotermalnych w strefie ablacyjnej Lodowca Hansa stwierdziłem, iż są one zbliżone do równowagi ze współczesnym klimatem.** Przeprowadzona przeze mnie predykcja wskazuje na możliwą powolną zmianę położenia płaszczyzny rozdzielającej warstwy lodu zimnego i umiarkowanego (CTS) w kierunku powierzchni lodowca w tempie ok. 12 m na 100 lat. Jednak założone parametry ocieplenia temperatury lodu o 1°C na głębokości 20 m i wzrost zawartości wody w warstwie lodu umiarkowanego o 1% spowodowały istotne zachwianie obecnej równowagi reżimu termicznego. Proces adaptacji do takich warunków oszacowałem na blisko 100 lat, a poziom równowagi CTS na ok. 31 m poniżej powierzchni lodowca.

#### **Wpływ zmian geometrii lodowców na drenaż subglacjalny**

Skanalizowany spływ podlodowcowy jest wynikiem pola potencjału hydraulicznego na dnie lodowca. Zakładając potwierdzone empirycznie funkcjonowanie drenażu subglacjalnego lodowców spitsbergeńskich w warunkach ciśnienia zbliżonego do nakładu lodu należy spodziewać się, że zmiany geometrii powierzchni lodowców mogą doprowadzić do istotnych różnic w systemie kanałów. Aby sprawdzić tę hipotezę wykonałem modele spływu subglacjalnego pod Lodowcem Hansa, Werenskioldbreen i Renardbreen, reprezentatywne dla stanu lodowców w latach 30. XX w. oraz na początku XXI w. Uzyskane wyniki zostały pozytywnie zweryfikowane na podstawie:

- a) obserwowanych i określonych na archiwalnych materiałach kartograficznych i fotogrametrycznych lokalizacji wyływów wód podlodowcowych;
- b) formy morfologii podłoża odsłoniętego w wyniku recesji czoł (np. przebieg cieków proglacjalnych, ułożenie wałów ozów, lokalizacja przełomu przez morenę czołową, geometria sandrów);
- c) lokalizacji kanałów na profilach radarowych.

Różnice w rozkładzie przestrzennym modelowanych dla obu dat kanałów poddałem porównaniu i dyskusji w odniesieniu do wcześniejszych opracowań podobnego typu.

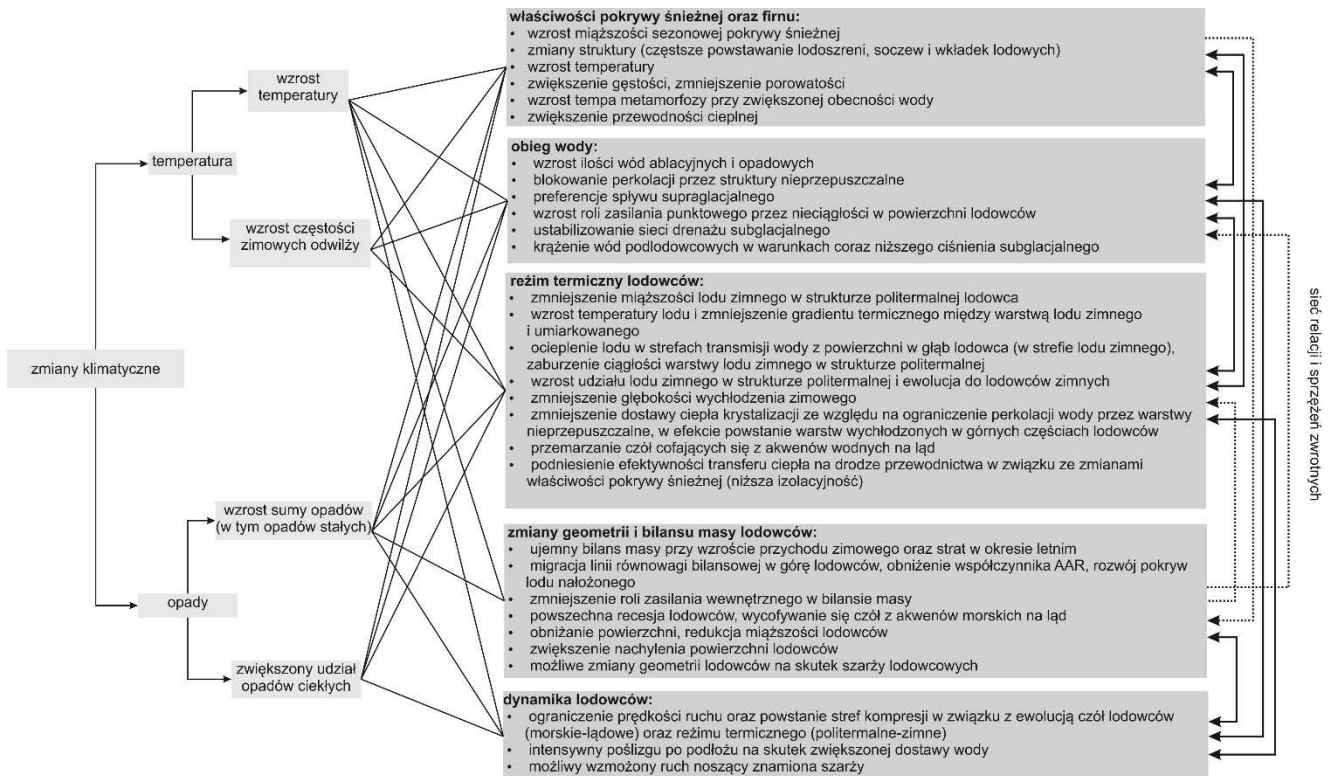
Wykonane przeze mnie modele drenażu subglacjalnego wykazują znacznie lepsze dostosowanie do obserwowanych miejsc wyływów wód spod Lodowca Hansa i Werenskioldbreen aniżeli w poprzednich studiach Pälli i in. (2003b). Znaczne różnice przebiegu kanałów w obu opracowaniach odnoszą się zwłaszcza do dolnej części lodowców, podczas gdy w górnych ich partiach są one zbliżone.

Opisywane różnice rozmieszczenia kanałów wynikają w szczególności z różnej jakości numerycznych modeli terenu podłoża i powierzchni lodowców wykorzystanych w obecnych studiach oraz pracy Pälli i in. (2003b).

**Znaczne zmiany geometrii powierzchni, które zidentyfikowałem na analizowanych lodowcach w przeciągu około 70 lat nie spowodowały zasadniczego przeobrażenia sieci drenażu podlodowcowego.** Istotniejsze zmiany zaobserwowałem w miejscach objętych znacznym przekształceniem powierzchni np. wskutek szarży lodowca. Przykładem takiego obszaru jest przełęcz łącząca Lodowiec Hansa z Kvitungisen. W roku 1936 potencjalne kanały w tym rejonie odprowadzały wodę do czoła Lodowca Hansa, podczas gdy na początku XXI w. w wyniku modelowania uzyskałem odpływ w kierunku wschodnim do Kvitungisen będącego częścią Paierlbreen. Taka reorganizacja odpływu była skutkiem zmian pola potencjału hydraulicznego w tym rejonie na skutek obniżenia powierzchni w czasie szarży Paierlbreen obserwowanej w latach 1993 – 1999 (Jania i in. 2006; Błaszczuk i in. 2013). Również zasadnicze przeobrażenia systemu drenażu zidentyfikowałem w czołowych częściach lodowców, które na skutek recesji zostały uwolnione od pokrywy lodowej. Prócz oczywistego skrócenia modelowanych kanałów pomiędzy latami 30. XX w. a początkiem XXI w., miejsca odpływów zostały z niewielkimi odchyleniami przesunięte w górę doliny lodowcowej wzdłuż dotychczasowego przebiegu linii spływu. Inne istotne zmiany sieci drenażu subglacjalnego związane są z lokalnymi zmianami kształtu powierzchni lodowców (np. od kształtu wypukłego do wklęsłego lub asymetrycznego). Z kolei regularne zmiany kształtu powierzchni lodowców wprawdzie wpływają na zmiany bezwzględnych wartości ciśnienia hydraulicznego w podłożu, jednak nie powodują modyfikacji pola potencjału hydraulicznego, od którego w głównej mierze zależą kierunki spływu podlodowcowego. **W wyniku przeprowadzonych studiów stwierdziłem, że spodziewanym zmianom środowiskowym towarzyszyć będzie postępujące, regularne zmniejszanie miąższości lodowców skutkujące stabilizacją dotychczasowej sieci kanałów subglacjalnych. Istotnych zmian systemu drenażu spodziewam się natomiast w zlodowaconych rejonach podlegających szarżom.**

#### **Ewolucja systemów lodowcowych południowego Spitsbergenu w świetle współczesnych zmian środowiskowych - wnioski.**

Przeprowadzone studia oraz dyskusja uzyskanych rezultatów z literaturą umożliwiły mi wskazanie kompleksu czynników warunkujących funkcjonowanie współczesnych systemów glacialnych południowego Spitsbergenu oraz pozwoliły na wnioskowanie odnośnie kierunków ich ewolucji w najbliższej przyszłości przy założeniu utrzymania obecnego trendu zmian środowiskowych. Ważnym osiągnięciem umożliwiającym powyższe wnioskowanie było zestawienie sieci relacji i sprzężeń zwrotnych pomiędzy zewnętrznymi impulsami klimatycznymi, a procesami zachodzącymi w lodowcach (Ryc. 1).



Ryc.1. Schemat obserwowanych lub potencjalnych skutków zmian klimatycznych w środowisku glacialnym Spitsbergenu oraz sieć relacji i sprzężeń zwrotnych pomiędzy poszczególnymi elementami systemu lodowcowego (za Grabiec, 2017)

Istotnym wskaźnikiem świadczącym o kondycji lodowców jest ich bilans masy. Na skutek ocieplenia klimatu zwłaszcza w sezonie ablacyjnym z jednej strony i tendencji wzrostu opadów stałych z drugiej (Førland i Hanssen-Bauer 2000; 2003; Łupikasza 2003; Marsz i Styszyńska, eds. 2013), **wnioskuje, że bilans masy lodowców południowego Spitsbergenu nabiera cech charakterystycznych dla klimatu morskiego ze znaczną amplitudą przychodów i ubytków masy.**

W strukturze opadów rejestrowanych zwłaszcza na stacjach położonych blisko poziomu morza widoczny jest trend zwiększania udziału opadów ciekłych, będący skutkiem ocieplenia klimatu (Førland i Hanssen-Bauer 2000; 2003; Łupikasza 2003; Marsz i Styszyńska, eds. 2013). Jednak ze względu na pionowy gradient termiczny uważam, że tendencja ta jest słabiej zarysowana na położonych wyżej lodowcach, natomiast w zwiększonym zimowym bilansie masy odbija się ogólny trend wzrostu opadów.

Efekty ocieplenia zimowego są rejestrowane w strukturze pokrywy śnieżnej, gdzie na skutek częstszych zimowych odwilży powstają powszechne współcześnie warstwy lodoszreni. Ich występowanie w mojej opinii ma dla lodowców olbrzymie znaczenie. Z jednej strony ich formowanie poprzez zamarzanie wody ablacyjnej lub opadowej powoduje istotny wzrost termiki pokrywy śnieżnej. Z drugiej strony wyższa przewodność cieplna wkładek lodu powoduje zimą gorsze właściwości izolacyjne całej pokrywy śnieżnej. Na powyższe wzajemnie równoważące się czynniki wpływające na termikę powierzchniowych warstw lodowców nakłada się jeszcze skrócenie okresu akumulacyjnego i cieplejsze zimy. W efekcie

należy się spodziewać że zimowe wychłodzenie lodowców będzie ulegało ograniczeniu. Na polu firnowym, gdzie obecnie poziom temperatury topnienia pod ciśnieniem w okresie zimowym spada do około 10 m (na przykładzie Lodowca Hansa), ograniczenie wychłodzenia spowoduje mniejszy potencjał wtórnej akumulacji wody perkolacyjnej, co negatywnie odbije się na bilansie masy lodowców. Wzrost temperatury lodu zimnego poniżej linii równowagi przełoży się na osłabienie gradientu temperatury w pobliżu CTS, a to z kolei spowoduje szybszą degradację warstwy lodu zimnego.

Powstawanie lodoszreni oddziałuje również na fizyczne blokowanie dróg spływu wody. W odpowiednich warunkach termicznych woda zamarzając na tych powierzchniach rozbudowuje warstwy trudno przepuszczalne. Gdy temperatura osiąga punkt topnienia pod ciśnieniem, warstwy te powodują gromadzenie wody w postaci lokalnych stref wodonośnych; wymuszają jej przemieszczenie horyzontalne do obszarów bardziej uprzywilejowanych dla migracji w głąb lodowca (np. wszelkie nieciągłości w lodzie) lub odprowadzenie wody poza basen glacialny. Powyższy mechanizm może tłumaczyć powstawanie praktycznie na całej powierzchni części lodowców (np. Werenskioldbreen, Renardbreen) warstw o cechach lodu zimnego. **Wprawdzie ilość wody jest wystarczająca aby zamarzając podnieść całą objętość pola firnowego do temperatury topnienia, jednak wytworzenie warstw nieprzepuszczalnych blokuje jej dostępność i strefy te pozostają wychłodzone.**

Powstanie horyzontalnych warstw nieprzepuszczalnych jednocześnie powoduje wzmocnienie roli nieciągłości na powierzchni lodowca (np. studnie lodowcowe, szczeliny) dla drenażu wody do jego wnętrza (Gulley i in. 2012). Woda płynąca takimi strukturami również oddziałuje na termikę otaczającego lodu. W konsekwencji wokół systemów drenażu wytwarzają się strefy o odmiennych cechach termicznych (zbliżonych do lodu umiarkowanego), aniżeli otaczający zimny lód lodowcowy. **Zwiększenie ilości wód supraglacialnych** (wskutek większego topnienia powierzchniowego, opadów i ograniczonej perkolacji) **oraz wzrost liczby nieciągłości na powierzchni lodowców** może doprowadzić do poszerzenia, a następnie połączenia stref je otaczających, co **uznałem za niezwykle skuteczny mechanizm dezintegracji warstwy lodu zimnego** poniżej linii równowagi lodowcowej (znacznie efektywniejszy aniżeli redukcja miąższości tej warstwy na skutek zmian temperatury lodu i zawartości wody w poniższej warstwie lodu umiarkowanego).

Nieregularna dystrybucja wody w lodowcu skutkuje powstawaniem skomplikowanej struktury hydrotermalnej, gdzie na powierzchni obok stref wychłodzonych znajdują się obszary z lodem umiarkowanym, a grubość i wzajemne proporcje obu warstw są przestrzennie wysoce zmienne. **Przedstawiona koncepcja politermalnej struktury hydrotermalnej znacznie rozwija klasyczne podejście** (np. Blatter i Hutter 1991; Pettersson 2004; Irvine-Fynn i in. 2011), zakładające istnienie dwóch ciągłych warstw: lodu zimnego (na powierzchni poniżej linii równowagi) i lodu umiarkowanego (zlokalizowanego poniżej warstwy lodu zimnego oraz w całej objętości lodowca powyżej linii równowagi bilansowej).

Na podstawie analizy zmian reżimu termalnego lodowców, nieuwzględniającej jednak wpływu wody płynącej, stwierdziłem, iż **ewolucja zmierza do wzrostu udziału warstwy lodu zimnego w strukturze politermalnej lodowca przy jednoczesnej redukcji miąższości tej warstwy**. Ewolucji od lodowców typu politermalnego do zimnego towarzyszy zmiana ich geometrii, zwłaszcza zmniejszenie zasięgu i objętości oraz wzrost nachylenia powierzchni. Opisany kierunek i tempo zmian mogą być częściowo zaburzone przez procesy związane ze zmianami struktury termalnej wskutek oddziaływania wody płynącej, jak opisano wcześniej. Jednak towarzysząca ociepleniu redukcja masy lodowca z czasem spowoduje szereg czynników ograniczających ten wpływ. Recesja na ląd przyczyni się do ograniczenia dynamiki, powstania stref kompresji i zamykania nieciągłości w lodzie, spowolnienia dostawy lodu umiarkowanego z górnej części lodowca. Wzrost nachylenia powierzchni wymusi powierzchniowy spływ wody, której ilość po przekroczeniu przez lodowiec krytycznych rozmiarów ulegnie zmniejszeniu. Uważam, że w takich warunkach lodowiec prawdopodobnie powróci do rozwoju udziału lodu zimnego w swej strukturze wewnętrznej.

**Procesy związane z selektywną zawartością wody oraz różnym tempem depozycji śniegu wpływają na niejednorodne tempo metamorfozy śniegu w lód lodowcowy.** Z jednej strony wskutek trendu zwiększenia opadów zimowych wzrost ciśnienia nadkładu kolejnych warstw śniegu i firnu przyspiesza tempo metamorfozy. Z drugiej strony obserwowana na profilach radarowych przestrzenna zmienność głębokości zalegania struktur o cechach firnu może być skorelowana z blokowaniem i nierównomierną dystrybucją wody. Metamorfoza w miejscach izolowanych od wody przebiega dłużej (warstwy firnu zalegają głębiej), aniżeli w strefach predysponowanych dla drenażu (warstwy firnu występują płytko). Potwierdzony fakt nierównomiernej akumulacji śniegu na lodowcach południowego Spitsbergenu znajduje swoje odzwierciedlenie przebiegu w szeregu procesów glacialnych. Nieregularne przestrzennie tempo akumulacji na polu firnowym przekłada się na miąższość firnu, a jednocześnie jego możliwości retencyjne i potencjał wtórnej akumulacji. **Odnotałem, że asymetryczny model akumulacji śniegu na badanych lodowcach jest istotnie skorelowany z grubością warstwy lodu zimnego.** Grubsza warstwa śniegu stanowi warstwę izolacyjną zabezpieczającą przed zamarzaniem. W obszarach, gdzie akumulacja śniegu jest mniejsza (np. wschodnia część Lodowca Hansa), przemarzanie doprowadziło do wytworzenia warstwy zimnej o grubości około 50% większej od przeciętnej. Taka różnica grubości warstwy lodu zimnego świadczy o warunkach sprzyjających przemarzaniu trwających przez bardzo długi okres czasu, co oznacza że **przedstawiony przeze mnie model akumulacji jest stabilny i powtarzalny.**

**Zmienny przestrzennie bilans zimowy nie stanowi natomiast czynnika sterującego geometrią lodowca.** Na przykładzie Lodowca Hansa stwierdziłem, że obszary o pozytywnym odchyleniu akumulacji śniegu w latach 2011 – 2014 obniżały się w najszybszym tempie. **Wniosuję zatem, że za zmiany geometrii odpowiedzialne są zwłaszcza przestrzennie zróżnicowane: bilans letni oraz**

**dynamika lodowca.** Asymetryczna akumulacja śniegu jedynie modyfikuje wpływ powyższych czynników na zmiany kształtu powierzchni lodowców. **Te wyniki są oryginalnym i nowym elementem w zrozumieniu funkcjonowania systemu glacialnego.**

Akumulacja wewnętrzna dość powszechnie przyjmowana jest jako komponent regulujący obecnie negatywny trend bilansu masy lodowców. Tym bardziej że jest to element najczęściej pomijany w monitoringu bilansu masy. **Na podstawie badań przeprowadzonych na Lodowcu Hansa uznałem zasilanie wewnętrzne za element mało istotny,** którego wartości oscylują wokół błędu pomiarowego pozostałych komponentów bilansu masy (akumulacja wewnętrzna w sezonie 2007/2008 została oszacowana na 0,04 m e.w.). W świetle opisanych w pracy czynników warunkujących zasilanie wewnętrzne oraz trendów zmian środowiskowych **uważam, że w przyszłości rola tego elementu bilansu masy będzie ulegać dalszej marginalizacji.** Przyczyną jest zwłaszcza zmniejszanie powierzchni pól firnowych i ograniczanie perkolacji wody na skutek rozwoju powierzchni trudno przepuszczalnych. Z przeprowadzonych analiz zmian sieci drenażu subglacialnego od lat 30. XX w. na wybranych lodowcach południowego Spitsbergenu wynika, że **w ciągu ponad 70 lat pomimo znacznych zmian geometrii lodowców nie nastąpiła zasadnicza reorganizacja linii sływu podlodowcowego.** Omawianą stabilność drenażu przypisuję zachowaniu względnego pola potencjału hydraulicznego (zwłaszcza gradientów wymuszających kierunki przepływu), przy jednoczesnej zmianie bezwzględnych wartości ciśnienia wody w podłożu lodowca na skutek różnic w grubości nadkładu. Stwierdziłem, że hipoteza dotycząca istotnych modyfikacji kierunku sływu podlodowcowego na skutek zmian geometrii lodowców jest prawdziwa głównie w obszarach, gdzie zmiany grubości lodu były zasadnicze, np. związane ze zjawiskiem szarży lodowcowej. W pozostałych obszarach model drenażu subglacialnego jest konserwowany. Opisywane analizy prowadziłem przy założeniu funkcjonowania cyrkulacji wód podlodowcowych w warunkach ciśnienia równego ciśnieniu nadkładu lodu (ze względu na największy potencjalny wpływ zmian geometrii lodowców). Jednak obserwowana współcześnie znaczna utrata masy pokryw lodowych, recesja, wzrost nachylenia powierzchni oraz ewolucja do lodowców przemarzniętych w całej swojej masie przyczyniają się do zmiany warunków krążenia wód w warunkach ciśnienia atmosferycznego (Hooke 1984; Rippin i in. 2003), które skutkują jeszcze większą stabilnością systemu drenażu.

Poprzez wskazanie sieci wzajemnych relacji i sprzężeń zwrotnych w systemie glacialnym i jego otoczeniu udowadniam, że **kompleksy lodowcowe południowego Spitsbergenu reagują ewolucyjnie na relatywnie szybkie impulsy zewnętrzne** (zwłaszcza klimatyczne) **i cechują się znaczną elastycznością w adaptacji do zmieniających się uwarunkowań.** Uważam, że traktowanie lodowców jako wskaźników zmian środowiskowych wymaga znacznej ostrożności. System glacialny przetwarza pierwotny sygnał zewnętrzny, charakteryzuje się swoistą bezwładnością i reaguje z opóźnieniem, nierzadko po ustaniu inicjalnego impulsu. Natomiast interpretacja pewnych symptomów płynących z

zachowania pokryw lodowych, nierzadko sprzecznych z oczekiwanymi (np. ewolucja termalna lodowców politermalnych do zimnych w kontekście ocieplenia klimatu), wymaga kompleksowej znajomości mechanizmów sterujących systemem glacialnym.

**Literatura cytowana w punkcie 4:**

Anderton S.P., White S.M., Alvera B., 2004: *Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment*. "Hydrological Processes", Vol. 18, s. 435—453.

Benn D.I., Evans D.J.A., 2010: *Glaciers and glaciation*. London: Routledge, 816 s.

Blatter H., Hutter K., 1991: *Polythermal conditions in Arctic glaciers*. "Journal of Glaciology", Vol. 37, No. 126, s. 261—269.

Błaszczyk M., Jania J.A., Kolondra L., 2013: *Fluctuations of tidewater glaciers in Hornsund Fjord (Southern Svalbard) since the beginning of the 20th century*. "Polish Polar Research", Vol. 34, No. 4, s. 327—352.

Edwards A., Irvine-Fynn T., Mitchell A.C., Rassner S.M.E., 2014: *A germ theory for glacial systems?* "WIREs Water", Vol. 1, No. 4, s. 331—340.

Førland E.J., Hanssen-Bauer I., 2000: *Increased precipitation in the Norwegian Arctic: true or false?* "Climatic Change", Vol. 46, s. 485—509.

Førland E.J., Hanssen-Bauer I., 2003: *Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses*. "Polar Research", Vol. 22, No. 2, s. 113—124.

Fujita S., Matsuoka T., Ishida T., Matsuoka K., Mae S., 2000: *A summary of the complex dielectric permittivity of ice in the megahertz range and its applications for radar sounding of polar ice sheets*. "Physics of Ice Core Records", s. 185—212.

Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., Wouters B., Arendt A.A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W.T., Kaser G., Ligtenberg S.R.M., Bloch T., Sharp M.J., Hagen J.O., Broeke van den M.R., Paul F., 2013: *A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009*. "Science", Vol. 340, s. 852—857.

Głowacki P., 2007: *Rola procesów fizyczno-chemicznych w kształtowaniu struktury wewnętrznej i obiegu masy lodowców Spitsbergenu*. Praca habilitacyjna (IFG PAN Vol. M-30 (400)). Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, Warszawa, 147 s.

Grabiec M., Leszkiewicz J., Głowacki P., Jania J., 2006: *Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen*. "Polish Polar Research", Vol. 27, No. 4, s. 309—326.

Grabiec M., Puczko D., Budzik T., Gajek G., 2011: *Snow distribution patterns on Svalbard glaciers derived from radio-echo soundings*. "Polish Polar Research", Vol. 32, No. 4, s. 393—421.

Gulley J.D., Grabiec M., Martin J.B., Jania J., Catania G., Głowacki P., 2012: *The effect of discrete recharge by moulins and heterogeneity in flow-path efficiency at glacier beds on subglacial hydrology*. "Journal of Glaciology", Vol. 58, No. 211, s. 926—940.

Hooke R.LeB., 1984: *On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure*. "Journal of Glaciology", Vol. 30, No. 122, s. 180—187.



Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L., 2011: *Polythermal glacier hydrology: a review*. "Reviews of Geophysics", Vol. 49, RG4002.

Jania J., 1997: *Glaciologia. Nauka o lodowcach*. Warszawa: PWN, 359 s.

Jania J., 1994: *Field investigations during the glaciological expeditions to Spitsbergen in the period 1992—1994 (interim report)*. Katowice: Uniwersytet Śląski, 40 s.

Jania J.A., Grabiec M., Gajek G., Kolondra L., Głowacki P., Puczko D., 2006: *Changes in the topography of selected glaciers in southern Spitsbergen in the light of the GPS survey in 2005*. W: *The mass budget of Arctic glaciers. Extended abstracts. Workshop and GLACIODYN planning meeting, 29 January—3 February 2006, Obergurgl (Austria), IASC Working Group on Arctic Glaciology*. Utrecht: Utrecht University, s. 54—59.

Kääb A., Reynolds J.M., Haeberli W., 2005: *Glacier and permafrost hazards in high mountains*. W: Huber U.M., Bugmann H.K.M., Reasoner M.A., eds.: *Global change and mountain regions. An overview of current knowledge*. Dordrecht: Springer, s. 225—234.

Lapen D.R., Martz L.W., 1993: *The measurement of two simple topographic indices of wind sheltering-exposure from raster digital elevation models*. "Computer & Geosciences", Vol. 19, No. 6, s. 769—779.

Liston G.E., Haehnel R.B., Sturm M., Hiemstra Ch.A., Berezovskaya S., Tabler R.D., 2007: *Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D*. "Journal of Glaciology", Vol. 53, No. 181, s. 241—256.

Łupikasza E., 2003: *Zmienność występowania opadów deszczu i śniegu w Hornsundzie w okresie lipiec 1978—grudzień 2002*. „Problemy Klimatologii Polarnej”, nr 13, s. 93—105.

Marsz A.A., Styszyńska A., eds., 2013: *Climate and climate change at Hornsund, Svalbard*. Gdynia: Gdynia Maritime University, 402 s.

Mironowicz M., 2015: *Pompa ciepła solanka-woda z akumulatorem wodnym*. „Czasopismo Inżynierii Łądowej, Środowiska i Architektury”, t. XXXII, z. 62 (1 / 15), s. 317—322.

Navarro F., Eisen O., 2009: *Ground-penetrating radar in glaciological applications*. W: Pellikka P., Rees W.G., eds.: *Remote sensing of glaciers: techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers*. London: CRC Press, s. 195—230.

Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.J., Isaksen K., 2014: *Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898—2012*. "Polar Research", Vol. 33, 21349. <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v33.21349> [dostęp: 27.01.2014].

Nuth C., Kohler J., König M., Deschwanden von A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R., 2013: *Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard*. "The Cryosphere", Vol. 7, s. 1603—1621.

Nuth C., Moholdt G., Kohler J., Hagen J.O., Kääb A., 2010: *Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise*. "Journal of Geophysical Research", Vol. 115, F01008. doi: 10.1029 / 2008JF001223.

Olhoeft G.R., 2002: *Applications and frustrations in using ground penetrating radar*. "IEEE Aerospace and Electronic Systems Magazine", Vol. 17, No. 2, s. 12—20.

Orlove B., 2009: *Glacier retreat: reviewing the limits of human adaptation to climate change*. "Environment Science and Policy for Sustainable Development", Vol. 51, No. 3, s. 22—34.

Pälli A., Moore J.C., Jania J., Kolondra L., Głowacki P., 2003: *The drainage pattern of Hansbreen and Werenskioldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard*. "Polar Research", Vol. 22, No. 2, s. 355—371.

Pettersson R., 2004: *Dynamics of the cold surface layer of polythermal Storglaciären, Sweden*. Doctoral dissertation. Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University, 32 s.

Plewes L.A., Hubbard B., 2001: *A review of the use of radio-echo sounding in glaciology*. "Progress in Physical Geography", Vol. 25, No. 2, s. 203—236.

Rippin D., Willis I., Arnold N., Hudson A., Moore J., Kohler J., Björnsson H., 2003: *Changes in geometry and subglacial drainage of Midre Lovenbreen, Svalbard, determined from digital elevation models*. "Earth Surface Processes and Landforms", Vol. 28, s. 273—298.

Schaefli B., Hingray B., Musy A., 2007: *Climate change and hydropower production in the Swiss Alps: quantification of potential impacts and related modelling uncertainties*. "Hydrology and Earth System Sciences", Vol. 11, No. 3, s. 1191—1205.

Serreze M.C., Barry R.G., 2011: *Processes and impacts of Arctic amplification: a research synthesis*. "Global and Planetary Change", Vol. 77, s. 85—96.

Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K., eds., 2011: *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Dordrecht: Springer, 1253 s.

Souchez R.A., Lorrain R.D., 1991: *Ice composition and glacier dynamics*. Berlin—Heidelberg: Springer-Verlag, 207 s.

Tailliant J.D., 2015: *Glaciers: the politics of ice*. Oxford: Oxford University Press, 334 s.

Vergara W., Deeb A.M., Valencia A.M., Bradley R.S., Francou B., Zarzar A., Grunwaldt A., Haeussling S.M., 2007: *Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes*. "Transactions, American Geophysical Union", Vol. 88, No. 25, s. 261—268.

Waite A.H., Schmidt S.J., 1962: *Gross errors in height indication from pulsed radar altimeters operating over thick ice or snow*. "Proceedings of the IRE", Vol. 50, No. 6, s. 1515—1520.

White I.D., Mottershead D.N., Harrison S.J., 1998: *Environmental systems: an introductory text*. Stanley Thornes (Publishers) Ltd, 623 s.

Windstral A., Elder K., Davis R.E., 2002: *Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain-based parameters*. "Journal of Hydrometeorology", Vol. 3, s. 524—538.

5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo – badawczych.

Poniżej zestawiono najważniejsze zadania badawcze realizowane przeze mnie po otrzymaniu tytułu doktora oraz wynikające z nich osiągnięcia naukowe.

**I. Lokalna i regionalna zmienność bilansu masy lodowców Spitsbergenu ze szczególnym uwzględnieniem roli akumulacji śniegu.**

Powyższa tematyka stanowiła rozwinięcie zagadnień poruszanych przed uzyskaniem tytułu doktora. Problematyka została znacznie rozszerzona w porównaniu z wcześniejszym okresem oraz uzupełniona narzędziowo o wykorzystanie do pozyskania danych dotyczących struktury i grubości śniegu wysokoczęstotliwościowego radaru impulsowego. Realizowane zagadnienia badawcze skupiały się na studiach dotyczących następujących kwestii:

**I.1. Określenie czasoprzestrzennej zmienności powierzchniowego bilansu masy z wykorzystaniem standardowych metod monitoringu i danych meteorologicznych.**

Dla określenia akumulacji śniegu na lodowcach Spitsbergenu opracowałem prosty algorytm uwzględniający podstawowe i dostępne dane meteorologiczne (zwłaszcza opady) oraz parametry charakteryzujące lokalizację lodowca takie jak odległość od otwartego morza i wysokość nad poziomem morza (Grabiec 2005). Algorytm ten następnie wykorzystałem do rekonstrukcji zimowego bilansu masy lodowca Werenskioldbreen (Grabiec i in. 2012a). Dodatkowo w tym opracowaniu wykorzystałem indeks temperaturowy celem odtworzenia bilansu letniego. Pozwoliło to na rekonstrukcję zmian bilansu masy i geometrii lodowca w okresie 1912 – 2005. Wyniki modelowania walidowałem w oparciu o porównanie do map topograficznych reprezentatywnych dla lat 1958 i 1990. **Zarówno algorytm oszacowania akumulacji zimowej oraz przyjęty w opracowaniu model ablacji rekomendowane są dla estymacji bilansu masy lodowców dla których brak danych bezpośrednich, lub są one sporadyczne.**

Przestrzenną dystrybucję akumulacji śniegu określoną metodami klasycznymi na 3 lodowcach Svalbardu zaprezentowałem w pracy Grabiec i in. (2006). Praca ta wskazuje na istotną korelację grubości pokrywy śnieżnej głównie z wysokością nad poziomem morza. Zależność ta jest zaburzana przez oddziaływanie wiatru z dominujących kierunków. Stąd też zauważono, że **akumulacja na lodowcach których osie są równoległe do dominującego kierunku wiatru jest regularna** (np. Aavatsmarkbreen), **natomiast tam gdzie oś lodowca przebiega prostopadle do najczęściej występujących kierunków wiatru akumulacja śniegu wykazuje asymetrię** (np. Lodowiec Hansa).

Wspominane powyżej prace częściowo wykorzystywały materiał zebrany przed doktoratem. Kolejne zadania realizowałem głównie w ramach projektów naukowych, które zostały szczegółowo zestawione

w załączniku 4, punkt II.H. W roku 2009 w czasie realizacji międzynarodowego projektu KINNVKA wykonałem pomiary grubości i struktury pokrywy śnieżnej na kopule lodowej Vestfonna. Rezultaty tych badań okazały się niezwykle owocne dostarczając materiału wykorzystanego w trzech publikacjach indeksowanych w bazie Journal Citation Reports (JCR). Wyniki analizy struktury śniegu wykonane we współpracy z Instytutem Geofizyki PAN na szczycie kopuły Vestfonny (Ahlmann Summit) zostały włączone do szerokiej bazy profili śnieżnych Vestfonny i De Geerfonny i zinterpretowane (Möller i in. 2011). **Stwierdzono wysoce homogeniczną gęstość śniegu w analizowanych profilach (400 kg m<sup>-3</sup> na Vestfonnie i 450 kg m<sup>-3</sup> na De Geerfonnie) oraz ścisły związek ekwiwalentu wodnego i grubości śniegu z wysokością nad poziomem morza.**

#### I.2. Zdefiniowanie przestrzennej zmienności dystrybucji pokrywy śnieżnej na lodowcach Spitsbergenu z wykorzystaniem sondowań radarowych.

Dane pozyskane w latach 2006 – 2009 na różnych typach lodowców Svalbardu z wykorzystaniem wysokoczęstotliwościowych sondowań radarowych zarówno w ramach wspomnianego już projektu KINNVKA, jak również międzynarodowych projektów GLACIODYN i AWAKE zostały zastosowane przeze mnie do opracowania wzorców akumulacji śniegu występujących na Svalbardzie (Grabiec i in. 2011). **Wydzielono zatem wzorzec opadowy** (akumulacja śniegu regularna wraz ze wzrostem wysokości), **opadowo-redystrybucyjny** (zaburzany przez przewiewanie śniegu w zdefiniowanym kierunku), **redystrybucyjny** (czynniki lokalne determinują depozycję) i **złożony** (w obrębie jednego lodowca występują obszary o różnych wzorcach akumulacyjnych).

Redystrybucja śniegu jest najistotniejszym czynnikiem modyfikującym przestrzenny rozkład pokrywy śnieżnej. Problem modelowania matematycznego dystrybucji śniegu na kopule Vestfonny celem określenia wpływu przewiewania śniegu był studiowany przez Sauter i in. 2011. Wyniki modelowania podlegały walidacji w oparciu o przestrzenną zmienność pokrywy śnieżnej opracowaną na podstawie danych z płytkich sondowań radarowych wykonanych przez kierowany przeze mnie zespół. Model przewiewania wskazuje na **istotną redystrybucję śniegu od centrum kopuły lodowej na zewnątrz i istotny wpływ tego procesu na bilans masy lodowca.**

Przestrzenna dystrybucja pokrywy śnieżnej (oparta o sondowania radarowe) oraz struktura i jej właściwości fizyczne w szerokim zakresie przestrzennym obejmującym 6 lodowców południowego Spitsbergenu zostały opracowane dla sezonu akumulacyjnego 2012/2013 (Laska i in. 2017). Wyniki wskazują na zmniejszanie się akumulacji wraz z oddalaniem się od wybrzeży. Stwierdzono, iż zarówno miąższość, jak i **akumulacja wyrażona w ekwiwalencie wodnym w 2013 były niższe niż obserwowano w latach 90. XX w., czy też w roku 2001, pomimo wyższej gęstości śniegu zmierzonej w szurfach.**

## **II. Studia procesów glacialnych uwarunkowanych topografią powierzchni, podłoża i miąższością lodu określonych za pomocą radiosondowań.**

Szerokie spektrum moich zainteresowań badawczych dotyczy wykorzystania wyników sondowań radarowych (GPR) dla analizowania cech lodowców i procesów w nich zachodzących (Ignatiuk i in. 2015). Począwszy od roku 2006 znaczny wysiłek został skoncentrowałem na zastosowaniu niskoczęstotliwościowego sondowania GPR dla zbadania miąższości i struktury wewnętrznej lodowców oraz topografii ich podłoża. Profilowania radarowe realizowałem w różnych skalach przestrzennych oraz stosując zróżnicowaną gęstość linii pomiarowych.

W skali lokalnej wykonałem m.in. gęstą sieć tomografii radarowej w rejonie Bird Brain Cave na Lodowcu Hansa. Studia te posłużyły do stworzenia lokalnego modelu pola potencjału hydraulicznego, a następnie porównania potencjalnych linii spływu bazujących na tym opracowaniu do rzeczywistych, pozyskanych z eksploracji speleologicznej (Gulley i in. 2012). Praca ta definiowała istotny problem **wpływu punktowego zasilania poprzez nieciągłości w powierzchni lodowca** (np. studnie lodowcowe) **na drenaż subglacialny.**

Podstawowe parametry geometrii podłoża i powierzchni oraz miąższości lodu Lodowca Hansa określiłem na podstawie ponad 100 km profili radarowych wykonanych wiosną 2008 r. (Grabiec i in. 2012b). Na podstawie pomiarów została oszacowana **objętość lodowca na 9.6 ( $\pm 0,1$ ) km<sup>3</sup>**, natomiast średnią grubość lodu wyznaczono na 171 m. W podłożu lodowca zidentyfikowano szereg przegłębień w obrębie obszernej **depresji poniżej poziomu morza ciągnącej się ponad 11 km od współczesnego czoła lodowca.** Obszary te odgrywają istotną rolę w drenażu i retencji wód subglacialnych.

Sondowania radarowe w rejonie systemu lodowców Hornbreen i Hambergbreen w latach 2013-2014 udowodniły istnienie poniżej dna lodowców ciągłej depresji leżącej poniżej poziomu morza, łączącej fiord Hornsund (Morze Grenlandzkie) z Hambergbukta (Morze Barentsa) (Grabiec i in. 2017). Zakładając obecne tempo recesji lodowców oszacowano, że **między 2055 a 2065 rokiem otwarta zostanie cieśnina pomiędzy Ziemią Przylądka Południowego (Sørkapp Land), a pozostałą częścią Spitsbergenu, tworząc czwartą co do wielkości wyspę archipelagu Svalbard.**

Znacznie szersze obszarowo sondowania radarowe lodowców (zarówno naziemne jak i z pułapu lotniczego) w zespole międzynarodowym wykonywane były w latach 2004 – 2013 na 22 lodowcach Ziemi Wedela Jarlsberga na południowym Spitsbergenie (Navarro i in. 2014). **Celem było określenie objętości lodowców tego regionu, którą oszacowano na 91,91 ( $\pm 3,12$ ) km<sup>3</sup>.**

Materiały zebrane i przedstawione w poprzednio cytowanej pracy zostały wykorzystane celem walidacji **rekonstrukcji miąższości lodu opartej na minimalnych danych wejściowych do których należą: pole bilansu masy i pole prędkości powierzchniowej lodowców** (Fürst i in. 2017). Poprawność procedury zweryfikowano poprzez porównanie z wynikami grubości lodu na podstawie

radiosondowań przeprowadzonych na kopule lodowej Vestfonna i na lodowcach różnych typów na Ziemi Wedela Jarlsberga.

### **III. Właściwości permafrostu i jego interakcja z obszarami zlodowaconymi w rejonach polarnych i wysokogórskich.**

Inny aspekt mojej aktywności naukowej odnosi się do badań środowiska peryglacjalnego wykorzystując techniki radarowe. Szeroko zakrojone badania prowadziłem wraz z zespołem w różnych środowiskach wysokogórskich i polarnych na obszarach przejściowych pomiędzy formami lodowymi, a ich przedpolami (Dobiński i in. 2011, 2017). Studia nad przenikaniem się środowiska glacialnego i peryglacjalnego przeprowadzono w rejonie czół: lodowców Werenskioldbreen, Ariebreen i Lodowca Hansa na południowym Spitsbergenie, lodowca Storglaciären w Górach Skandynawskich i lodowczyka w kotlinie Miedzianej w Tatrach Słowackich. **Stwierdzono współwystępowanie permafrostu w obrębie domeny glacialnej, jak również lodu lodowcowego w obrębie permafrostu** we wszystkich obszarach badawczych niezależnie od ich lokalizacji. Osią łączącą oba środowiska (glacialne i peryglacjalne) jest natomiast płaszczyzna temperatury punktu topnienia.

W dalszej kolejności brałem udział w szeregu badań termiki i grubości warstwy aktywnej wieloletniej zmarzliny na podniesionych terasach morskich Fuglebergsletta na południowym Spitsbergenie i w rejonie zatoki Kinnvika na Ziemi Północno-Wschodniej (Dolnicki i in. 2013). Jednym z narzędzi pozwalających na szybkie i efektywne wnioskowanie odnośnie głębokości warstwy aktywnej permafrostu były sondowania georadarem. Na podstawie rezultatów badań stwierdzono rozmarzanie wierzchniej warstwy gruntu w rejonie Hornsundu do około 2 m i o około 1 m płytszą warstwę aktywną w rejonie Kinnviki. Uzyskane wyniki w zestawieniu z pozyskanymi dla innych punktów pomiarowych w rejonie Svalbardu potwierdzają **zmniejszanie grubości warstwy aktywnej wieloletniej zmarzliny w obszarze Svalbardu z południa na północ oraz od otwartego morza ku centrum wyspy.**

### **IV. Wieloaspektowe badania środowiska górskiego Tatr i Karkonoszy.**

W aktywności badawczej w środkowoeuropejskich rejonach wysokogórskich wykorzystałem doświadczenie nabyte w studiach obszarów polarnych zwłaszcza w zakresie metodycznym związanym z zastosowaniem technik radarowych i sondowaniem gruntów o różnych charakterystykach, jak również w zakresie badań pokrywy śnieżnej.

W wyniku badań radarowych wykonanych w roku 2007 roku w Kotlinie Miedzianej w Tatrach Słowackich **zidentyfikowano bryły pogrzebanego lodu lodowcowego zarówno poniżej współczesnego dna znajdującego się tutaj lodowczyka, jak również w otaczających go stożkach**

**usypiskowych** (Gądek i Grabiec 2008). Obecność różnego typu form lodowych w stożkach stanowi **potwierdzenie istnienia, izolowanych i warunkowanych orografią otoczenia, miejsc występowania współczesnego permafrostu w Tatrach.**

Badania georadarowe posłużyły do analizy budowy pokryw gruzowych w otoczeniu licznych dolin w Tatrach, w tym stoków Koziej Dolinki (Gądek i in. 2010), Wielkiego Piargu w otoczeniu Czarnego Stawu pod Rysami, Szerokiego Piargu nad Morskim Okiem, stoków Żółtej Turni, Skrajnej Turni, Błyszczca i Wołowca (Gądek i in. 2016). Wyniki tych sondowań pozwoliły na pierwsze kompleksowe określenie **grubości i struktury stożków usypiskowych** (Gądek i in. 2016). Ich **maksymalna miąższość waha się pomiędzy 20 a 35 m**, wykazując większe wartości na piargach zlokalizowanych w Tatrach Wysokich. Zróżnicowanie grubości okryw gruzowych uwarunkowane jest głównie aktywnością procesów odpowiedzialnych za dostawę materiału zwietrzelinowego, a także powierzchni i kształtu obszaru dostarczającego materiał budujący stożek.

Studia z wykorzystaniem niskoczęstotliwościowego radaru prowadzone były również w rejonie Małego Stawu w Karkonoszach (Gądek i in. 2015). Metoda radiosondowania zastosowana została do określenia struktur sedymentacyjnych pod misą jeziorną i w jego otoczeniu. **Stwierdzono obecność osadów limnicznych o grubości do 15 m na granitowym podłożu misy jeziornej leżącym przeciętnie 25 m poniżej dna Małego Stawu.** Osady zawierają prawdopodobnie również pogrzebaną morenę recesyjną z ostatniego zlodowacenia.

Kolejnym aspektem badań prowadzonych w Tatrach w których uczestniczyłem była analiza zagrożenia lawinowego w kontekście współczesnych zmian klimatu (Rączkowska i in. 2015). Na podstawie standardowych obserwacji meteorologicznych na Hali Gąsienicowej zostały odtworzone dobowe stopnie zagrożenia lawinowego od roku 1927 (Gądek i in. 2016b). Poprawność uzyskanych wyników zweryfikowano w oparciu o archiwalne ostrzeżenia lawinowe Tatrzeńskiego Ochotniczego Pogotowia Ratunkowego (TOPR). Uzyskany ciąg danych wykazał **w ostatnich 25 latach trend obniżania częstości występowania drugiego stopnia zagrożenia lawinowego na rzecz stopnia pierwszego.** Będące efektem ocieplenia klimatu zmiany przyczyniły się do ograniczenia częstości występowania zwłaszcza średniej wielkości lawin.

---

**Dwanaście prac**, których rezultaty wskazano powyżej opublikowanych zostało w czasopismach znajdujących się na liście *Journal Citation Reports* (stan na 18.09.2017). Baza nie zawiera trzech tegorocznych publikacji w czasopismach o silnej pozycji na liście JCR, tj. Grabiec i in. (2017), Laska i in. (2017) i Dobiński i in. (2017). Sumaryczny **Impact Factor (IF) wynosi 30,318** (tegorocznym publikacjom przypisano IF czasopisma z roku ubiegłego). Na podstawie bazy **Web of Science prace cytowane były 94 razy (84 razy bez uwzględnienia autocytowań).** Indeks Hirscha według tego samego źródła

wynosi 6. Baza SCOPUS indeksuje 14 prac, których jestem autorem lub współautorem, które były cytowane 113 razy, co daje indeks Hirscha 7 (dane z dnia 18.09.2017). Ogółem w latach 2005-2017 opublikowałem 23 prace (artykuły i rozdział monografii) prezentujące wyniki badań naukowych oraz 3 artykuły popularno-naukowe. Brałem udział w realizacji 14 projektów naukowych w tym w 6 o charakterze międzynarodowym. W 6 z nich pełniłem funkcję koordynatora grup roboczych, kierownika lub koordynatora zadań Uniwersytetu Śląskiego (w przypadku projektów współrealizowanych z innymi jednostkami badawczymi). Od roku 2005 prezentowałem wyniki badań w postaci referatów wygłoszonych na 24 konferencjach i seminariach, z czego 11 międzynarodowych. Dodatkowo 41 referatów prezentowanych było przez innych współautorów, prowadziłem 2 sesje terenowe oraz byłem autorem lub współautorem 22 posterów naukowych. Recenzowałem prace dla 2 czasopism z listy JCR.

#### Literatura cytowana w punkcie 5:

Dobiński W., Grabiec M., Gądek B., 2011: *Spatial relationship in interaction between glacier and permafrost in different mountainous environments of high and mid latitudes, based on GPR research*. "Geological Quarterly", Vol. 55, No. 4, s. 15—27. (<https://gq.pgi.gov.pl/article/view/7690>)

Dobiński W., Grabiec M., Glazer M., 2017: *Cold temperate transition surface and permafrost base (CTS-PB) as an environmental axis in glacier-permafrost relationship, based on research carried on the Storglaciären and its forefield, northern Sweden*. "Quaternary Research" (doi: [10.1017/qua.2017.65](https://doi.org/10.1017/qua.2017.65))

Dolnicki P., Grabiec M., Puczek D., Gawor Ł., Budzik T., Klementowski J., 2013: *Variability of temperature and thickness of permafrost active layer at coastal sites of Svalbard*. "Polish Polar Research", Vol. 34, No. 4, s. 353—374. (<https://doi.org/10.2478/popore-2013-0026>)

Fürst J.J., Gillet-Chaulet F., Benham T.J., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Navarro F., Pettersson R., Moholdt G., Nuth Ch. Sass B., Aas K., Fettweis X., Lang Ch., Seehaus T., Braun M., 2017: *Application of two-step approach for mapping ice thickness to various glacier types*. "The Cryosphere", Vol. 11, s. 2003—2032. (<https://doi.org/10.5194/tc-11-2003-2017>)

Gądek B., Grabiec M., 2008: *Glacial ice and permafrost distribution in the Medena Kotlina (Slovak Tatras): mapped with application of GPR and GST measurements*. "Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica" Vol. XLII, s. 5—22. ([https://www.igipz.pan.pl/tl\\_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgcb\\_42/sgcb\\_42\\_01.pdf](https://www.igipz.pan.pl/tl_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgcb_42/sgcb_42_01.pdf))

Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2010: *Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych Tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych*. W: Kotarba A. (ed.) *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Nauka a zarządzani obszarem Tatr i ich otoczeniem*. t. 1. Nauki o Ziemi, Zakopane, s. 55—62.

Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., 2013: *Rzeźba i wybrane element klimatu najwyższej położonych cyrków polodowcowych na przykładzie Koziej Dolinki*. W: *Dolina Suchej Wody w Tatrach. Środowisko i jego współczesne przemiany. Prace Geograficzne*, 239, s. 49—66. ([www.rcin.org.pl/Content/36871/WA51\\_54171\\_r2013-nr239\\_Prace-Geogr.pdf](http://www.rcin.org.pl/Content/36871/WA51_54171_r2013-nr239_Prace-Geogr.pdf))



Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., 2015: *Application of the ground penetrating radar to identification of thickness and structure of sediments in postglacial lakes, illustrated with an example of the Mały Staw Lake (the Karkonosze Mountains)*. "Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica", Vol. XLIX, s. 5-13. (DOI 10.1515/sgcb-2015-0006 [https://www.igipz.pan.pl/tl\\_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgbc\\_49/6.%20G%C4%85dek.pdf](https://www.igipz.pan.pl/tl_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgbc_49/6.%20G%C4%85dek.pdf))

Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2016a: *Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland)*. "Geomorphology", Vol. 263, s. 39—49. (<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.024>)

Gądek B., Grabiec M., Rączkowska Z., Maciata A., 2016b: *Variability of the snow avalanche danger in the Tatra Mountains during the nine decades*. "Geographia Polonica", Vol. 89, No. 1, s. 65—77. (<http://dx.doi.org/10.7163/GPol.0046>)

Grabiec M., 2005: *An estimation of snow accumulation on Svalbard glaciers on the basis of standard weather-station observations*. "Annals of Glaciology", Vol. 42, s. 269—276. (<https://doi.org/10.3189/172756405781812808>)

Grabiec M., Leszkiewicz J., Głowacki P., Jania J., 2006: *Distribution of snow accumulation on some glaciers of Svalbard*. "Polish Polar Research", Vol. 27, No. 4, s. 309—326. (<http://www.polish.polar.pan.pl/ppr27/ppr27-327.pdf>)

Grabiec M., Puczek D., Budzik T., Gajek G., 2011: *Snow distribution patterns on Svalbard glaciers derived from radio-echo soundings*. "Polish Polar Research", Vol. 32, No. 4, s. 393—421. (<https://doi.org/10.2478/v10183-011-0026-4>)

Grabiec M., Budzik T., Głowacki P., 2012a: *Modelling and Hindcasting of the Mass Balance of Werenskioldbreen (Southern Svalbard)*. "Arctic, Antarctic, and Alpine Research", Vol. 44, No. 2, s. 164—179. (<http://dx.doi.org/10.1657/1938-4246-44.2.164>)

Grabiec M., Jania J., Puczek D., Kolondra L., Budzik T., 2012b: *Surface and bed morphology of Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen*. "Polish Polar Research", Vol. 38, No. 2, s. 111—138. (<https://doi.org/10.2478/v10183-012-0010-7>)

Grabiec M., Ignatiuk D., Jania J.A., Moskalik M., Głowacki P., Błaszczuk M., Budzik T., Walczowski W., 2017: *Coast formation in an Arctic area due to glacier surge and retreat: the Hornbreen – Hambergreen case from Spitsbergen*. "Earth Surface Processes and Landforms" (doi: 10.1002/esp.4251)

Gulley J. D., Grabiec M., Martin J. B., Jania J., Catania G., Głowacki P., 2012: *The effect of discrete recharge by moulins and heterogeneity in flow-path efficiency at glacier beds on subglacial hydrology*. "Journal of Glaciology", Vol. 58, No. 211, s. 926—940. (<https://doi.org/10.3189/2012JoG11J189>)

Ignatiuk D., Błaszczuk M., Grabiec M., Majchrowska E., Pętllicki M., Piechota A.M., 2015: *Nowoczesne metody pomiarowe i analityczne w glaciologii*. W: Absalon D., Matysik M., Ruman M. (eds.) *Nowoczesne metody i rozwiązania w hydrologii i gospodarce wodnej*, s. 227—246.

Laska M., Grabiec M., Ignatiuk D., Budzik T., 2017: *Snow deposition patterns on southern Spitsbergen glaciers, Svalbard, in relation to recent meteorological conditions and local topography*. "Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography", Vol. 99, No. 3, s. 262—287. (<http://dx.doi.org/10.1080/04353676.2017.1327321>)

Möller M., Möller R., Beaudon É., Mattila O.-P., Finkelnburg R., Braun M., Grabiec M., Jonsell U., Luks B., Puczko D., Scherer D., Schneider Ch., 2011: *Snowpack Characteristics Of Vestfonna and De Geerfonna (Nordaustlandet, Svalbard) – a Spatiotemporal Analysis Based On Multiyear Snow-Pit Data*. "Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography", Vol. 93, s. 273–285. (<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1468-0459.2011.00440.x/pdf>)

Navarro F.J., Martin-Espanol A., Lapazaran J.J., Grabiec M., Otero J., Vasilenko E.V., Puczko D., 2014: *Ice volume estimates from ground-penetrating radar surveys, Wedel Jarlsberg Land glaciers, Svalbard*. "Arctic Antarctic and Alpine Research" Vol. 46, No. 2, s. 394–406. (<http://dx.doi.org/10.1657/1938-4246-46.2.394>)

Rączkowska Z., Długosz M., Gądek B., Grabiec M., Kaczka R., Rojan E., 2015: *Uwarunkowania przyrodnicze, skutki i zmiany aktywności lawin śnieżnych w Tatrach* W: Chrobak A., Kotarba A. (eds.) *Nauka Tatrom*. t. 1. Nauki o Ziemi, Zakopane, s. 133–141.

Sauter T., Möller M., Finkelnburg R., Grabiec M., Scherer D., Schneider C., 2013: *Snowdrift modelling for Vestfonna ice cap, north-eastern Svalbard*, "The Cryosphere" Vol. 7, s. 1287–1301, (doi:10.5194/tc-7-1287-2013, <http://www.the-cryosphere.net/7/1287/2013>).

*Maciej Grabiec*