

## Autoreferat

### 1. Imię i nazwisko

Tomasz Jaworski

### 2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe/artystyczne – z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytuł rozprawy doktorskiej

- 1993: magister geografii, specjalność geografia fizyczna, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
- 2003: doktor Nauk o Ziemi w zakresie geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

Tytuł rozprawy: Morfogeneza rynny i doliny Welu

### 3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych/artystycznych

- 15.10.1993-30.09.2006 – asystent w Zakładzie Geografii Fizycznej i Paleogeografii Czwartorzędu, w Instytucie Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu
- 1.10.2006-30.09.2018 – adiunkt w Katedrze Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu

### 4. Wskazanie osiągnięcia wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym ora stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz.U. nr 65, poz. 595 ze zm.) (Dz.U. 2017 r. , poz. 1789)

- Tytuł osiągnięcia naukowego/artystycznego – Dzieło opublikowane w całości

#### **Póznoglacjalny i holoceniński rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacjalnym Polski Północnej**

- Autor/autorzy, tytuł/tytuły publikacji, rok wydania, nazwa wydawnictwa, recenzenci wydawniczy

Jaworski Tomasz, 2018. *Póznoglacjalny i holoceniński rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacjalnym Polski Północnej*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń, 1–208.

Recenzenci wydawniczy: Ewa Smolska (Uniwersytet Warszawski), Józef Szpikowski (Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu)

## **5. Omówienie celu naukowego ww. pracy i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania**

### **Wprowadzenie**

Wskazana rozprawa dotyczy późnoglacialnego i holoceniowego rozwoju dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacjalnym Polski Północnej. Zawarte w tytule pracy określenie „dolinki erozyjno-denudacyjne” oznacza drobne formy dolinne, przeważnie suche lub z odpływem epizodycznym, okresowym albo z nieznacznym odpływem stałym stanowiące istotny element rzeźby stref krawędziowych – głównie zboczy wielkich dolin rzecznych. W krajobrazie młodoglacjalnym występują także na zboczach rynien subglacjalnych, większych zagłębiach wytopiskowych, jak również na silnie nachylonych powierzchniach w obrębie wysoczyzn morenowych i sandrów. Ich długości wahają się od kilkudziesięciu/kilkuset metrów do kilku kilometrów, a głębokość wcięcia od kilku do kilkudziesięciu metrów. Są one morfologicznym efektem przekształcenia wymienionych powierzchni nachylonych przez różnorakie procesy degradacyjne, czyli głównie ruchy masowe i erozję wodną (spłukiwanie i erozję wąwozową) oraz erozję śródpokrywową (tunelową).

Suche, bądź okresowo suche, drobne formy dolinne na plejstoceniowych obszarach peryglacjalnych Europy stanowiły od dawna obiekt zainteresowań geomorfologów i geologów (m.in. Gripp 1924; Schmitthenner 1925/1926; Büdel 1944; Lehmann 1948; Poser 1948; Tricart 1952; Lembke 1954). Były one w przeszłości i są obecnie różnie nazywane, a ich poszczególne określenia różnie rozumiane. Zainteresowanie nimi w polskiej literaturze geomorfologicznej pojawiło się także w okresie międzywojennym (Pawłowski 1922; Galon 1934; Błachowski 1937), ale wzrosło znacznie po 1945 roku, po rozpoznaniu istnienia na terenie Polski środowiska peryglacjalnego, w którym powstały liczne dolinki peryglacjalne (Dylik 1953, 1956; Klatkova 1954, 1965; Jahn 1956). W nawiązaniu do literatury niemieckiej stosowano do nich także nazwy niemieckie, np. delle (Schmitthenner 1925/1926). Nieco później rozpoznano je również w obrębie zasięgu ostatniego zlodowacenia (m.in. Okołowicz 1956; Churska 1961, 1966; Kostrzewski 1963; Marsz 1964; Niewiarowski 1968; Sinkiewicz 1989).

Literatura dotycząca problematyki dolinek jest bardzo bogata pod względem różnorodności podejmowanych zagadnień (m.in. Klatkova 1965; Churska 1966; Kostrzewski 1971; Maruszczak 1968; Nowaczyk 1991; Twardy 1995; Smolska 2005; Zgłobicki in. 2014; Ratajczak-Szczerba, Paluszkiewicz 2015; Paluszkiewicz 2016). Do głównych problemów badawczych poruszanych w pracach należą zagadnienia dotyczące: (i) morfologii poszczególnych typów dolinek, (ii) procesów morfogenetycznych i ich skali, (iii) uwarunkowań środowiskowych genezy i etapów rozwoju dolinek oraz (iv) ich wieku (Nowaczyk 1991). Wielu typom dolinek towarzyszą stożki napływowe, których paleogeograficzna wymowa była przedmiotem zainteresowań wielu badaczy w obszarze

młodoglacjalnym (Nowaczyk 1991; Sinkiewicz 1994; Smolska 2007, 2012; Paluszkiewicz 2008, 2013; Jaworski, Juśkiewicz 2014).

W obszernym studium zagadnienia Churska (1966) określiła genezę i przedstawiła klasyfikację późnoglacjalnych form na zboczach młodoglacjalnych, w której wyróżniła niecki i dolinki denudacyjne oraz nisze wód zmarzlinowych. Powstanie tych drobnych form dolinnych zostało zapoczątkowane w późnym glacie, w okresie występowania w podłożu wieloletniej zmarzliny.

Całkowity zanik wieloletniej zmarzliny w allerødzie, a w niektórych przypadkach w okresie preborealnym (Błaszczewicz 2005, 2011; Jaworski 2005; Słowiński i in. 2014) spowodował wzrost głębokości infiltracji wód opadowych i roztopowych. W konsekwencji m.in. na Niżu Polskim we wczesnym holocenie doszło do uruchomienia i ustabilizowania się systemów wodonośnych (Niewiarowski 1986, 2003; Petelski, Sadurski 1987; Nowaczyk 1994; Błaszczewicz 2005). Fakt ten zapoczątkował możliwość stałego udziału wód podziemnych/źródłiskowych w odmładzaniu starszych dolinek lub formowaniu nowych, np. v-kształtnych dolinek wciosowych.

Powstanie wielu typów dolinek wiąże się z wgłębną erozją wodną zwaną wąwozową. Temu procesowi towarzyszy erozja wsteczna, często powiązana z drenażem wód gruntowych/źródłanych lub ze spływem śródpokrywowym. Procesy te prowadzą do wykształcenia podłużnych zagłębień dolinnych o różnej długości, głębokości i kształcie, czyli różnego typu dolinek erozyjnych/erozyjno-denudacyjnych: wąwozów i parowów, debrzy, małych dolinek wciosowych i wądołów, jak i rozdołów (Klimaszewski 1978; Galon 1979; Migoń 2006). Nie można tu pominąć form związanych z oddziaływaniem człowieka, czyli różnego kształtu i wielkości rozcięć na linii nieutwardzonych dróg gruntowych, które przypominają naturalne formy dolinne (parowy, wąwozy), jak również występujących najczęściej w obszarach użytkowanych rolniczo niecek zmywowych (ablacyjnych) (Sinkiewicz 1998).

Mimo bogatej już literatury wiele zagadnień związanych z genezą i rozwojem dolinek jest dyskusyjnych lub słabo zbadanych. Jak dotychczas mało znany jest problem rozwoju form erozyjnych w czasie eo- i mezoholocenu, kiedy istniała powszechnie pokrywa leśna. Na ogół przyjmuje się, iż czas powstania tych form to okres neoholoceni, od czasu przybycia osiadłych plemion zajmujących się uprawą roli i hodowlą zwierząt, z czym jest związane głównie odlesienie. Z tym okresem wiąże się też powstanie: wąwozów, parowów i wcięć drogowych oraz niecek zmywowych (m.in. Sinkiewicz 1998; Józefaciuk 1999; Maruszczak 1999; Zglobicki i in. 2014). Nadal nie ustalono ogólnie akceptowalnej terminologii (typologii) tych form, np. pojęcie parowu, debrzy jest różnie rozumiane (Twardy 1995). Dyskusyjne są też etapy ich rozwoju oraz czynniki wpływające na ich powstanie. Najbardziej, przynajmniej w rzeźbie młodoglacjalnej, są poznane formy powiązane z działalnością człowieka, a ponadto rola wpływów wód gruntowych w rozwoju dolinek (Bujwid, Muchowski 1973; Sinkiewicz 1994; Mazurek 2008), jak również rola podcięć erozyjnych zboczy dolinnych przez wody płynące większych rzek (Churska i in. 1967; Niewiarowski 1968; Tyszkowski 2014).

Problematyka dolinek erozyjno-denudacyjnych (szczególnie wąwozów i form pokrewnych, oraz rzeźby typu badland) jest przedstawiana w licznych pracach z różnych obszarów świata (por. Poesen, Valentin red. 2003; Janicki i in. red. 2011). Dotyczy ona uwarunkowań środowiskowych procesów erozji wąwozowej (m.in. Bull, Kirkby 1997; Harvey 1996; Valentin i in. 2005) i związków z antropopresją (m.in. Verachtert i in. 2010; Warowna, Schmitt red. 2010), a także badań eksperymentalnych, prognozowania ewolucji rzeźby oraz zapobieganiu negatywnym skutkom erozji wąwozowej (m.in. Selby 1993; Morgan, Nearing red. 2011).

Wskazane braki w wiedzy dotyczący dolinek, szczególnie w zróżnicowanych pod względem morfologicznym strefach krawędziowych obszaru młodoglacjalnego, skłoniły autora do podjęcia tematu związanego z tymi formami.

### **Cel badań**

Celem przeprowadzonych badań było poznanie czynników i zdarzeń odpowiedzialnych za genezę różnych typów morfologicznych dolinek erozyjno-denudacyjnych w obszarze młodoglacjalnym oraz poznanie etapów ich późniejszego rozwoju. Z tą problematyką wiązało się również określenie roli dolinek w rozwoju stoków młodoglacjalnych, w tym zboczy dolinnych, oraz typologia zboczy pod względem stopnia rozczłonkowania drobnymi formami dolinnymi.

W badaniach główny nacisk położono na następujące zadania badawcze:

- poznanie rzeźby i budowy geologicznej wybranych stref krawędziowych rozczłonkowanych dolinkami;
- poznanie cech litologicznych osadów w strefach krawędziowych i dnach dolinek oraz stożków napływowych u ich wylotów;
- ustalenie procesów morfogenetycznych prowadzących do powstania dolinek oraz etapów ich rozwoju (pogłębiania, odmładzania);
- rozpoznanie stopnia przeobrażenia dolinek peryglacjalnych podczas morfogenezy holocenińskiej;
- określenie wpływu działalności człowieka na środowisko przyrodnicze i jego roli w powstaniu parowów, wąwozów oraz form pokrewnych (debrzy, wądołów, rozdołów, jak również parowów drogowych);
- zbadanie czy formy pokrewne w rozumieniu Klimaszewskiego (1978) i Migonia (2006) są reprezentowane przez formy tożsame (debrze) bądź ich odpowiedniki (wądoły, rozdoły) występujące na obszarze młodoglacjalnym;
- przeprowadzenie analizy morfologicznej reprezentatywnej strefy krawędziowej w celu klasyfikacji zboczy wg stopnia ich degradacji, wyrażającego się obecnością i stopniem rozwoju dolinek.

### **Obszar badań**

Wiele stref krawędziowych obszaru młodoglacjalnego jest w różnym stopniu przekształcona przez rozcięcia przyczyniające się do ich rozczłonkowania. Do badań wybrano więc zróżnicowane pod względem morfogenezy obszary rozczłonkowane różnymi typami dolinek. Są nimi: zbocza pradolin

bez odpływu rzeczno (Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka na wschód od Nakła nad Notecią) oraz wykorzystywanych przez relatywnie małe rzeki (Dolina Drwęcy o charakterze pradoliny, pradolina na zachód od Nakła nad Notecią), zbocza wielkiej doliny rzecznej z dużą rzeką (Dolina Dolnej Wisły) oraz zbocza rynien subglacialnych (Łyny, Rużca, Welu), o różnym stopniu transformacji przez płynące rzeki i funkcjonujące jeziora.

Rozwój młodoglacjalnego stoku niżowego, rozczłonkowanego dolinkami oraz jego typologię przedstawiono na przykładzie Doliny Dolnej Wisły – okazałej formy dolinnej, której zbocza rozwijały się od późnego glacjału i są aktywne współcześnie (erozja boczna, osuwiska). Powstawały zatem w zmieniających się warunkach klimatycznych, środowiskowych (wkroczenie szaty roślinnej oraz antropopresja) i hydrologicznych (przepływ Wisły i jej erozyjne oddziaływanie). Zbocza występujące wzdłuż całego odcinka Doliny Dolnej Wisły reprezentują więc różny stopień zaawansowania degradacji.

## **Metody badań**

### *Badania terenowe*

Głównym źródłem danych w prezentowanej monografii były wyniki badań terenowych, które prowadzono w obrębie wybranych do analizy stref krawędziowych. W ich trakcie dokonano szczegółowego kartowania geomorfologicznego w skali 1:5000 lub 1:2500. Efektem tych prac są opracowane mapy geomorfologiczne stref krawędziowych, jak również podłużne i poprzeczne profile hipsometryczne analizowanych dolinek. Sporządzono także dokumentację fotograficzną budowy geologicznej (wkopy), jak i form rzeźby dolinnej i krawędziowej.

Budowę zboczy i den dolinek poznano dzięki wkopom i wierceniom. Umożliwiły one rozpoznanie i charakterystykę osadów i kontaktów między nimi. Litofacje określono kodem litofacjalnym wg klasyfikacji Mialla (1977) z modyfikacjami Zielińskiego (1995). Tam gdzie występowały osady organiczne, zastosowano sondę rdzeniową wg konstrukcji Więckowskiego w celu pobrania rdzeni osadów o nienaruszonej strukturze. Do klasyfikacji osadów biogenicznych zastosowano klasyfikację Markowskiego (1980).

### *Badania laboratoryjne*

Ważną rolę w badaniach osadów zboczy i den dolinek odegrały analizy paleoekologiczne (pyłkowe, makroszczałków roślinnych) określające warunki środowiskowe i procesy zachodzące podczas rozwoju dolinek. Istotną rolę w tych dociekaniach odegrały również datowania osadów organicznych i gleb kopalnych (metodą  $^{14}\text{C}$ ) oraz osadów mineralnych (metodą OSL). Umożliwiły one w pewnym zakresie ustalenie genezy, oraz chronologii zamarcia lub rozwoju analizowanych form.

### *Prace kameralne*

Wyniki badań terenowych i analizy laboratoryjne zostały opracowane i przedstawione w postaci map (o różnej szczegółowości), przekrojów, modeli terenu, profili hipsometrycznych i litologicznych, rysunków wkopów, odsłoneń oraz dokumentacji fotograficznej.

## Wyniki

- Przeprowadzone badania w różnych typach dolinek są kompleksowym opracowaniem problematyki dolinek w środkowej części obszaru młodoglacjalnego Polski Północnej. Po raz pierwszy przytoczono przykłady zróżnicowanych form dolinek pokrewnych z obszaru młodoglacjalnego. W literaturze polskiej były opisywane raczej te z obszarów wyżynnych i staroglacjalnych. W monografii wskazano formy tożsame (np. debrze i wądoły) albo ich odpowiedniki (rozdoły) i dokonano próby wyjaśnienia ich złożonej genezy, tj. zdefiniowania pod względem morfologicznym, litologicznym, paleogeograficznym.

Badania przeprowadzone w zróżnicowanych morfogenetycznie strefach krawędziowych obszaru młodoglacjalnego (zbocza pradolin, dolin rzecznych, rynien subglacjalnych) ujawniły dużą różnorodność dolinek. Różnią je morfologia, geneza i wiek, a w mniejszym zakresie cechy morfometryczne i litologia dna. Podobieństwa dotyczą korelacji wiekowej młodszych faz rozwojowych i cech sedymentologicznych osadów zalegających w dnach.

- W rozpatrywanych obszarach krajobrazu młodoglacjalnego powszechnie występują formy późnoglacjalne (w późniejszych okresach pogłębiane), czyli niecki (dolinki nieckowate) i dolinki erozyjno-denudacyjne płaskodenne, jak i formy holoceniskie związane z erozją wąwozową, głównie parowy z odcinkami wąwozowymi oraz v-kształtne dolinki wciosowe. Zidentyfikowano również formy pokrewne, które w literaturze są rzadziej wyróżniane (debrze, rozdoły, wądoły). Mimo to niektóre z wymienionych form, np. debrze, występują powszechnie. Stanowią częsty element rzeźby zboczy parowów i wąwozów, ale również pojawiają się samodzielnie.

- Powstanie lub rozwój (odmłodzenie) niektórych typów dolinek był związany nie tylko z procesami *stricto* stokowymi, ale też z erozją boczną rzeki. Nastąpiła ona zarówno w okresie późnoglacjalnym (nisze związane z erozją termiczną i ze zjawiskami termokrasowymi), jak i holoceniście (zarówno dolinki wciosowe lub debrze, często włożone w starsze formy zawieszono, jak i nisze źródłiskowe – związane z drenażem uruchomionych poziomów wodonośnych).

- Badania potwierdziły ogólnie przyjęty pogląd o peryglacjalnym założeniu niecek i dolinek denudacyjnych (płaskodennych). Świadczą o tym struktury peryglacjalne na ich zboczach (ślady po klinach zmarzlinowych z wtórnym wypełnieniem oraz struktury po splywach soliflukcyjnych). Czas ich powstania można również wskazać pośrednio, przez nawiązanie do istniejących form. Ich pierwotne niepogłębione dna nawiązują do późnoglacjalnych teras: X, przejściowej i IX w pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej.

Dolinki erozyjno-denudacyjne płaskodenne powstawały wieloetapowo przy udziale ruchów masowych (soliflukcji) na zboczu, z przewagą wód płynących zarówno na zboczach, jak i w osi formy. W pierwszym etapie forma była płytsza, a większą rolę odgrywały ruchy masowe. Drugi etap zaznaczył się silnym oddziaływaniem erozyjnym wód płynących, co doprowadziło do pogłębienia i

zaostżenia stromości zboczy. Przeprowadzone badania wskazują, że w okolicy Nakła kres rozwojowy dolinek nastąpił wraz z wypełnieniem biogenicznym ich den.

- Specyficznymi formami późnoglacialnymi (na zboczach pradoliny), związanymi z erozją termiczną i zjawiskami termokrasowymi, są rzadko wyróżniane w literaturze nisze. Kształtowane były przez intensywne i krótkotrwałe procesy soliflukcyjne oraz spływ materiału w formie strumieni błotnych przy silnym wytapianiu lodu gruntowego odsłanianego w efekcie podcinania zboczy przez koryta rzeki roztokowej. W opinii autora są one odpowiednikiem współcześnie obserwowanych w strefie peryglacialnej wstecznych osuwisk wywołanych tajaniem lodu gruntowego (ang. *retrogressive thaw slumps*). Formy te występują na zboczach wielkich rzek współczesnej strefy peryglacialnej, m.in. w Arktyce Kanadyjskiej (Bull, Lewkowicz 1990).
- Cechą dolinek późnoglacialnych jest asymetria zboczy w przekroju poprzecznym. Wiąże się ona z orientacją zboczy, która wpływa na ich zróżnicowanie termiczne (wielkość nasłonecznienia). Odmienność intensywności procesów rzeźbotwórczych na przeciwległych zboczach wyraża się większą miąższością pokryw denudacyjnych na zboczach zimnych w stosunku do zboczy ciepłych. Zjawisko to jest najwyraźniejsze w nieckach i niszach. Jednak zakres oraz wyniki przeprowadzonych badań nie pozwalają na jednoznaczne wskazanie przyczyny tego zjawiska, bowiem w mniejszości udokumentowano także sytuacje odwrotne.
- Datowania  $^{14}\text{C}$  i analiza pyłkowa spągów osadów organicznych wypełniających dna dolinek późnoglacialnych oraz dno Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej w okolicy Nakła wskazują, iż początek zatorfienia należy sytuować w okresie preborealnym. Nie znaleziono jak dotąd faktów, które świadczyłyby o wcześniejszym ich wypełnianiu, np. w allerødzie, jak sugerowano w starszych pracach. Początek zarastania płytkich stref dawnego jeziorzyska w pradolinie nastąpił pod koniec młodszego dryasu.
- W rdzeniach osadów organicznych dna pradoliny w okolicach Nakła stwierdzono osad silnie węglanowy, trawertyn (80–90% zawartości  $\text{CaCO}_3$ ), którego głównym składnikiem jest kalcyt. Są to osady autochtoniczne – kreda jeziorna (w pradolinie) oraz gytia grubodetrytusowa i/lub torf trzciniowy (w dnach dolnych odcinków dolinek płaskodennych), które zostały poddane synsedymencyjnym przeobrażeniom związanym z wytrącaniem się allochtonicznych związków węglanowych. Przy jego powstaniu bardzo ważne były wahania poziomu wód o wyższym pH.

Duża ilość związków węglanowych w osadzie wynika także z wytrącania się ich z wód źródłiskowych, a potwierdzeniem tego zjawiska są współcześnie aktywne źródła artezyjskie, związane z zasobnymi w związki węglanowe poziomami wodonośnymi. Osady trawertynowe występują zarówno w dnie pradoliny, jak i na znacznych odcinkach den dolinek płaskodennych oraz pogłębionych niecek uchodzących do pradoliny. W relatywnie mniejszych niszach (niskie pH wody), które też bezpośrednio uchodzą do pradoliny, tak przeobrażonych osadów nie stwierdzono.

Cechy litostratygraficzne osadów dna Pradoliny Noteci-Warty i den dolinek płaskodennych oraz pogłębionych niecek wskazują, iż powstały w jednym zbiorniku sedymentacyjnym.

- Datowania OSL i  $^{14}\text{C}$  wskazują na czasową korelację pogłębienia den i zboczy niecek i nisz na zboczach pradoliny w okolicy Nakła oraz formowania den parowów na zboczach Doliny Dolnej Wisły (Basen Unisławski). W dnach dolinek późnoglacialnych (niecki, nisze) oraz form holocenijskich (parowy) występują bowiem osady deluwialne wykazujące podobny wiek – schyłek okresu atlantyckiego i przełom AT/SB (ok. 6–4 ka BP) oraz zbliżone cechy sedymentologiczne, wynikające m.in. z rozmywania wysoczyzn morenowych.
- Stwierdzono wyraźną korelację lokalnych poziomów pyłkowych w osadach organicznych w stanowiskach na zboczach Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (okolice Nakła), Doliny Dolnej Wisły (Basen Unisławski) i południowo-zachodniej części Garbu Lubawskiego (rywna subglacialna Welu) w okresie subborealnym i w schyłku okresu subatlantyckiego (średniowiecze).
- Zakres średniej średnicy ziaren dla ok. 300 próbek osadów wypełnień analizowanych dolinek różnego typu (niecka, nisza, parów) i wieku oscyluje między 1 a 5,4 phi – zawiera się w zakresie od 1 do 7 phi, charakterystycznym dla deluwialnych osadów czwartorzędowych Polski (Racinowski i in. 2001).

Reprezentatywna krzywa kumulacyjna dla osadów na zboczach charakteryzuje się kilkuprocentową frakcją gruboziarnistą, jak również kilkudziesięcioprocentową zawartością frakcji drobniejszych, a także słabszym wysortowaniem. W przypadku krzywych reprezentatywnych dla osadów den i stożków napływowych opisane parametry różnią się – wyraźnie zmniejsza się zawartość frakcji grubszych i drobniejszych, polepsza się także wysortowanie. Między tymi krzywymi zróżnicowanie jest mniejsze i wynika ze zbliżonych warunków depozycji.

Z analizy krzywych wynika, że osady deluwialne wykazują związek z degradowaną powierzchnią, przy czym zubożenie we frakcję ilastą i frakcję żwirowo-głazową oraz polepszenie wysortowania następuje wraz z oddalaniem się od obszaru źródłowego. Podobieństwa osadów wypełniających dna dolinek są niezależne od typu i wieku form.

- W dolinkach późnoglacialnych (zbocza pradoliny w okolicy Nakła) i holocenijskich (zbocza Basenu Unisławskiego) zarejestrowano ślady działalności człowieka, począwszy od późnego mezolitu/wczesnego neolitu. Kolejne okresy narastającej aktywności ludzkiej następowały w późnym neolicie (4–5 ka BP), późnej epoce brązu (3,1–2,5 ka BP), a następnie w późnej epoce żelaza. Młodsze fazy antropresji zaznaczyły się we wczesnym średniowieczu (VIII wiek), w średniowieczu (X–XIV wiek) i w okresie przełomu późnego średniowiecza i nowożytności. W okresie współczesnym (ostatnie 100–200 lat) znaczna część dolinek uległa konserwacji, w rezultacie zmiany użytkowania ziemi w ich zlewniach i utrwalania zboczy oraz den dolinek roślinnością.
- W rozpatrywanych strefach krawędziowych obszaru młodoglacialnego zidentyfikowano formy (dolinki) pokrewne w rozumieniu Klimaszewskiego (1978) i Migonia (2006). Są one reprezentowane



zarówno przez formy tożsame (debrze, wądoły), jak i ich odpowiedniki (rozdoły – w rozumieniu Rodzika (2010)). Geneza form pokrewnych jest najczęściej związana z ukierunkowaniem i koncentracją spływu powierzchniowego w strefach krawędziowych obszarów użytkowanych rolniczo. Odmienność charakteru i skali tych procesów (związanych najczęściej z odlesieniem oraz sposobem użytkowania ziemi w ich sąsiedztwie) doprowadziła do powstania odrębnych typów dolinek pokrewnych lub przeobrażenia jednych typów w inne, np. dolinek wciosowych w wądoły.

W strefach źródliskowych (rynna Łyny) i w głębokich przełomach przelewowych (rynna Welu) występują drobne formy dolinne związane z drenażem wychodni poziomów wodonośnych, wywołującym erozję źródliskową. W zależności od wielkości wypływów i podatności osadów na procesy niszczące powstają odmienne pod względem kształtu źródliskowe formy zboczowe. Najczęściej występują typowe nisze amfiteatralne u podnóży wysokich i silnie nachylonych, podcinanych zboczy oraz v-kształtne dolinki wciosowe z drobnym odpływem i aktywnymi niszami źródliskowymi w ich zamknięciach. W monografii wyróżniono „dolinne” nisze źródliskowe – formy dolinne powstałe w specyficznych uwarunkowaniach, na wychodniach osadów zastoiskowych. Wskutek długotrwałej erozji wstecznej osiągnęły one znaczne rozmiary i przypominają późnoglacialne dolinki denudacyjne. W strefach intensywnych zjawisk spływu śródpokrywowego ukształtowały się z kolei dolinki sufozyjne, przypominające formy nieckowate.

- Powszechnymi formami bezpośrednio związanymi z denudacją antropogeniczną są parowy drogowe. W pracy skupiono uwagę na formach wyjątkowo głębokich, którymi w obszarze młodoglacialnym okazały się parowy drogowe (o głębokości do 18–20 m) zidentyfikowane w drobnoziarnistych utworach teras kemowych (strefa krawędziowa rynny Ruźca, Wysoczyzna Dobrzyńska). Swoją wielkością i kształtem upodabniają się do wąwozów drogowych uformowanych w obszarach lessowych. Ich rozwój przebiegał etapami, a fazy erozji przeplatały się z fazami ich stabilizacji. Główna faza rozwojowa rozpoczęła się w XIII wieku, zaś późniejsze procesy erozyjne były zbieżne w czasie z okresami intensyfikacji osadnictwa i gospodarki rolnej oraz leśnej (wypalanie – węgielki drzewne w osadach), a także ze zmianami klimatu (zwilgotnienie i ochłodzenie klimatu w Małej Epoce Lodowej).

- Erozja boczna rzeki odgrywa ważną rolę morfotwórczą w odmładzaniu starszych dolinek denudacyjnych (erozja wsteczna i wgłębna wskutek drenażu odsłoniętych poziomów wodonośnych), ale też we wzroście aktywności samych zboczy poprzez procesy grawitacyjne (osuwiska) i źródliskowe. Przykładem są zbocza Doliny Drwęcy, powyżej Golubia-Dobrzyń, na których w wyniku trzech kolejnych podcięć meandrowych powstały trzy odmienne formy: v-kształtne dolinki wciosowe włożone, nisze osuwiskowe oraz amfiteatralne nisze źródliskowe.

- Analiza morfologiczna reprezentatywnej strefy krawędziowej (zbocza Doliny Dolnej Wisły) pozwoliła sklasyfikować zbocza wg stopnia ich degradacji. Zaproponowano wydzielenie czterech grup wg stopnia rozczłonkowania dolinkami: zbocza późnoglacialne z cechami peryglacialnymi (I), zbocza

odmłodzone z cechami peryglacjalnymi (II), zbocza odmłodzone bez cech peryglacjalnych (III), zbocza odmłodzone z systemami dolinek holoceni (IV). W obrębie tych grup występują zbocza stare, które wykazują dobrze zachowane cechy peryglacjalne (grupa I), oraz zbocza odmłodzone wykształcone w trzech pozostałych wariantach (grupy: II, III, IV). Równocześnie we wszystkich grupach mogą występować zbocza jedno- lub wielokrawędziowe, co jest konsekwencją ich budowy geologicznej.

- Zbocza są istotnym składnikiem krajobrazu młodoglacjalnego. Pełnią rolę aktywnego łącznika powierzchni wysoczyzn morenowych i sandrów oraz den pradolin, dolin rzecznych, rynien subglacjalnych i innych obniż (Szpikowski i in. 2008). Jego morfologicznym wyrazem są przede wszystkim zróżnicowane pod względem genezy i kształtu drobne formy dolinne. Indywidualność poszczególnych dolinek w kontekście warunków środowiskowych ich rozwoju (pasywnych – litologii oraz aktywnych (zmiennych w czasie) – cech klimatu, użytkowania ziemi i czynnika czasu) powoduje, że próba ich jednoznacznego zaklasyfikowania nie jest w pełni możliwa. Z braku ogólnie przyjętej terminologii wiele typów dolinek wyróżnianych nie tylko w literaturze polskiej, ale i w środkowoeuropejskiej, jest różnie rozumianych i nie ma swych tożsamy odpowiedników w literaturze angielskiej/amerykańskiej. Dotyczy to m.in. takich pojęć, jak: parów (bałka), debrza i wądół. Całościowe wyjaśnienie roli dolinek w rozwoju rzeźby młodoglacjalnej okazuje się nadal niewystarczające, a przedstawiona praca wnosi nowe fakty w tym zakresie i jest w opinii autora wkładem w problematykę postglacjalnej ewolucji obszarów młodoglacjalnych Polski Północnej.

Wskazana rozprawa naukowa powstała głównie dzięki badaniom prowadzonym w ramach własnego projektu badawczego KBN (obecnie NCN) N306 028837 „Geneza i rozwój bocznych dolin erozyjnych i denudacyjnych pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w strefie krajobrazu młodoglacjalnego” (2009-2013).

### ***Literatura***

Błachowski R. 1937. *Rozwój świeżych wcięć erozyjnych w morenach czołowych*. Kosmos 62, 73–80.

Błaszkiwicz M. 2005. *Późnoglacialna i wczesnholoceni ewolucja obniż jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*. Prace Geograficzne IGI PAN 201, Warszawa, 1–192.

Błaszkiwicz M. 2011. Timing of the Final Disappearance of Permafrost in the Central European Lowland, as Reconstructed from the Evolution of Lakes in N Poland. *Geological Quarterly* 55, 4, 361–374.

Büdel J. 1944. Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet, *Geologische Rundschau* 34, 482–519.

Bujwid H., Muchowski J. 1973. Rola naturalnego drenażu wód podziemnych w rozwoju morfologicznym krawędzi dolin rzecznych na przykładzie wybranych odcinków dolin Wisły i dolnej Bugo-Narwi. *Przegląd Geologiczny* 7, 396–400.

- Bull L.J., Kirkby M.J. 1997. Gully Processes and Modeling. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 21, 3, 354–374.
- Burn C.R., Lewkowicz A.G. 1990. Retrogressive Thaw Slumps. *The Canadian Geographer/Le Géographe Canadien* 34, 273–276.
- Churska Z. 1961. Asymmetrical Valley at Ślesin [w:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras*, part I: North Poland, INQUA VI<sup>th</sup> Congress, Poland. Łódź, PWN, 107–108.
- Churska Z. 1966. *Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis C* 6, 1, TNT, Toruń, 1–112.
- Churska Z., Galon R., Roszko L. 1967. *Degradation of Moraine Plateau and Slope Processes Along the Lower Vistula Valley and Neighbouring Valleys* [w:] P. Macar (red.) *L'Évolution des versants*, 75–88.
- Dylik J. 1953. *O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski*. *Acta Geographica Universitatis Lodzianensis* 4, III/24, ŁTN Łódź, 1–109.
- Dylik J. 1956. *Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire*, *Biuletyn Peryglacialny* 4, 195–238.
- Galon R. 1934. Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Badania Geograficzne. Prace IG UP* 12/13, Książnica Atlas, Poznań, 1–111.
- Galon R. 1979. *Formy powierzchni Ziemi. Zarys geomorfologii*. WSiP, Warszawa, 1–394.
- Gripp K. 1924. Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg* 36, 159–245.
- Harvey A.M. 1996. Holocene Hillslope Gully Systems in the Howgill Fells, Cumbria [w:] S.M. Brooks, M.G. Anderson (red.) *Advances in Hillslope Processes*, John Wiley & Sons, Chichester, 731–752.
- Jahn A. 1956. Badania stoków w Polsce. *Przegląd Geograficzny* 28, 2, 281–302.
- Janicki G., Reyman J., Zgłobicki W. red. 2011. Human Impact on Gully Erosion. *Landform Analysis* 17, Wyd. UMCS, Lublin, 1–235.
- Jaworski T. 2005. Morfogenezę rynny welskiej (Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie) w okresie glacialnym. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 33, 61–81.
- Jaworski T., Juśkiewicz W. 2014. Morfologia i etapy rozwoju parowu w Uściu koło Chełmna. *Landform Analysis* 25, 13–20.
- Józefaciuk C. 1999. Procesy spłukiwania i erozji wąwozowej [w:] L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN Warszawa, 403–408.
- Klatkova H. 1954. Niecki korazyjne w okolicach Łodzi. *Biuletyn Peryglacialny* 1, 69–75.
- Klatkova H. 1965. *Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi*. *Acta Geogr. Lodzianensia* 19, PWN Łódź, 1–142.
- Klimaszewski M. 1978. *Geomorfologia*. PWN, Warszawa, 1–1098.
- Kostrzewski A. 1963. Morfologia ostrowskiej wyspy wysoczyznowej pod Gostyniem. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 11, 191–202.

- Kostrzewski A. 1971. Niecki denudacyjne w krawędzi wysokiej terasy ujściowego odcinka doliny Bobru. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią A* 24, Poznań, 77–95.
- Lehmann H. 1948. Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. *Erdkunde* 2, 69–79.
- Lembke H. 1954. Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oderbruchs bei Freienwalde [w:] H. Poser (red.) *Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa III. Göt. Geogr. Abh* 16, Göttingen, 55–95.
- Markowski S. 1980. Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenionych na Pomorzu Zachodnim jako podstawa ich rozpoznania i klasyfikacji [w:] *Kreda jeziorna i gytia* 2, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Gorzów Wielkopolski–Zielona Góra, 44–55.
- Marsz A. 1964. O rozcięciach erozyjnych krawędzi Pradoliny Kaszubskiej między Gdynią a Redą. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią A* 13, Poznań, 113–154.
- Maruszczak H. 1968. Procesy denudacyjne w późnym glacie i holocenie w świetle badań suchych dolin w Polsce. *Folia Quaternaria* 29, 79–87.
- Maruszczak H. 1999. Wpływ rolniczego użytkowania ziemi na środowisko przyrodnicze w czasach historycznych [w:] L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 189–202.
- Mazurek M. 2008. Obszary źródliskowe ogniwem łączącym system stokowy z systemem korytowym, dorzecze Parsęty. *Landform Analysis* 9, 63–67.
- Miall A.D. 1977. A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth Science Reviews* 13, 1–62.
- Migoń P. 2006. *Geomorfologia*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 1–462.
- Morgan R.P.C., Nearing M.A. red. 2011. *Handbook of Erosion Modelling*, Chichester: John Wiley & Sons, 1–416.
- Niewiarowski W. 1968. *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis C 6, 6, TNT Toruń, 1–132.
- Niewiarowski W. 1986. The Phases of Transformation of Subglacial Channels into River Valleys: a Case Study of the Lower Vistula Region, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 21, 61–72.
- Niewiarowski W. 2003. Pleni- and Late Vistulian Glacial Lakes, Their Sediments and Landforms: a Case Study From the Young Glacial Landscape of Northern Poland [w:] A. Kotarba (red.) *Holocene and late Vistulian Paleogeography and Paleohydrology, Pr. Geogr.* 189, IGI PAN, Warszawa, 61–85.
- Nowaczyk B. 1991. Wiek i warunki sedymentacji stożków napływowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej [w:] A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Geografia 50, Wydawnictwo UAM, Poznań, 153–178.
- Nowaczyk B. 1994. Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 27, 97–110.
- Okołowicz W. 1956. Morfogenezę wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 100, *Z Badań Czwartorzędu w Polsce* 7, 355–393.
- Paluszkiewicz R. 2008. Charakterystyka osadów stożka napływowego suchej dolinki erozyjno-akumulacyjnej Piaski Pomorskie (Pomorze Zachodnie). *Landform Analysis* 9, 68–71.

- Paluszkiewicz R. 2013. *The Developmental Stages of an Accumulative Cone of Dry Valley as an Indication of Change in Natural Environment Conditions (Western Pomerania)*. *Quaest. Geogr.* 32, 1, 15–20.
- Paluszkiewicz R. 2016. *Postglacialna ewolucja dolinek erozyjno-denudacyjnych w wybranych strefach krawędziowych na Pojezierzu Zachodniopomorskim*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 1–225.
- Pawłowski S. 1922. *Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego*. *Prace Kom. Mat.-przyr.* TPNP A 1, 2, PTPN Poznań, 1–117.
- Petelski K., Sadurski A. 1987. Kreda jeziorna wskaźnikiem rozpoczęcia holocenijskiej wymiany wód podziemnych. *Przegląd Geologiczny* 3, 143–147.
- Poesen J., Valentin C. red. 2003. *Gully Erosion and Global Change*. Proc. First Intern. Symp. on Gully Erosion, Leuven, Belgium. *Catena* 50, 2–4, 87–564.
- Poser H. 1948. Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit, *Erdkunde* 2, 53–68.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach T. 2001. *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia*. Katowice, Wyd. UŚ, 1–148.
- Ratajczak-Szczerba M., Paluszkiewicz R. 2015. Analiza sedymentologiczna osadów denudacyjnych w niszy niwalnej w krawędzi Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. *Landform Analysis* 28, 73–85.
- Rodzik J. 2010. Influence of Land Use on Gully System Development (Case Study: Kolonia Celejów Loess Catchment) [w:] J. Warowna, A. Schmitt (red.) *Human Impact on Upland Landscapes of the Lublin Region*. Wyd. Kartpol, Lublin, 195–209.
- Schmitthenner H. (1925/1926). Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. *Zeitschrift für Geomorphologie* 1, 3–28.
- Selby M. J. 1993. *Hillslope Materials and Processes*, Oxford Univ. Press, Oxford: 1–451.
- Sinkiewicz M. 1989. *Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych*. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis C* 96, TNT Toruń, 1–105.
- Sinkiewicz M. 1994. Paleogeograficzna wymowa budowy stożków napływowych w okolicy Biskupina na Pojezierzu Gnieźnieńskim. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*. 27, 35–57.
- Sinkiewicz M. 1998. *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej*. Wydawnictwo UMK Toruń, 1–103.
- Słowiński M., Błaszczewicz M., Brauer A., Noryskiewicz B., Ott F., Tyszkowski S. 2014. The Role of Melting Dead Ice on Landscape Transformation in the Early Holocene in Tuchola Pinewoods, North Poland. *Quaternary International* 388, 64–75.
- Smolska E. 2005. *Znaczenie splukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego)*, WGiSR UW, Warszawa, 1–146.
- Smolska E. 2007. Development of Gullies and Sediment Fans in Last-Glacial Areas on the Example of the Suwałki Lakeland (NE Poland), *Catena* 71, 122–131.
- Smolska E. 2012. Charakterystyka rozcięć i osadów erozji wąwozowej na Pojezierzu Suwalskim. *Prace i Studia Geograficzne* 50, 107–119.

- Szpikowski J., Kostrzewski A., Mazurek M., Smolska E., Stach A. 2008. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę stoków [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGI GP UJ, Kraków, 283–291.
- Świtoniak M., Hulisz P., Jaworski T., Pietrzak D., Pindral S. 2018. Soils of Slope Niches in the Toruń-Eberswalde Ice-Marginal Valley [w:] M. Świtoniak, P. Charzyński (red.) *Soil Sequences Atlas II*, Wydawnictwo Naukowe UMK, Toruń, 157–175.
- Tricart J. 1952. *Cours de géomorphologie (2/1/1), Géomorphologie climatique, Le modelé des pays froids, Le modelé périglaciaire*. Centre de Doc. Univ. Paris, 1–267.
- Twardy J. 1995. *Dynamika denudacji holocenińskiej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej*. Acta Geogr. Lodz. 69, ŁTN, Łódź, 1–213.
- Tyszkowski S. 2014. Rozmieszczenie i geneza współczesnych osuwisk nizinnych w strefie bezpośredniego oddziaływania rzeki na przykładzie zbocza Doliny Dolnej Wisły między Morskiem a Wiągiem. *Landform Analysis* 25, 159–167.
- Valentin C., Poesen J., Li Y. 2005. Gully Erosion: Impacts, Factors and Controls. *Catena* 63, 132–153.
- Verachtert E., van den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J. 2010. Factors Controlling the Spatial Distribution of Soil Piping Erosion on Loess-Derived Soils: a Case Study from Central Belgium, *Geomorphology* 118, 339–348.
- Warowna J., Schmitt A. red. 2010. *Human Impact on Upland Landscapes of the Lublin Region*. Kartpol, Lublin, 1–234.
- Zgłobicki W., Rodzik J., Superson J., Dotterweich M., Schmitt A. 2014. Phases of Gully Erosion in the Lublin Upland and Roztocze Region. *Annales U M C-S B* 69, 149–162.
- Zieliński T. 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa, 220–235.

## 6. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych

Studia geograficzne na Uniwersytecie M. Kopernika w Toruniu podjąłem w 1988 roku. Zainteresowanie problematyką fizyczno-geograficzną oraz uczestnictwo w trakcie studiów w badaniach naukowych w rynn timerzńskiej (okolice Jeziora Biskupińskiego) były powodem wyboru specjalizacji geomorfologicznej oraz przygotowanej w 1993 roku pracy magisterskiej pt. „Antropogeniczne przeobrażenia rzeźby terenu w wyniku pozarolniczej działalności człowieka w okolicach Biskupina” pod kierunkiem prof. dra hab. Władysława Niewiarowskiego. W pracy tej wykazałem m.in., że formy antropogeniczne powstałe w wyniku pozarolniczej działalności człowieka zajmują tu ok. 5% powierzchni, przy czym są to na ogół formy drobne, nie zmieniające w istotny sposób charakteru krajobrazu młodoglacjalnego (Jaworski 1995).

## **A/Morfogeneza rynien subglacialnych**

Po rozpoczęciu pracy w 1993 roku w Instytucie Geografii Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu zacząłem prowadzić badania nad genezą i ewolucją rynien subglacialnych w obszarze Garbu Lubawskiego (SW Mazury). W szczególności dotyczyły one morfogenezy rynny welskiej. Wyniki tych badań były prezentowane w formie referatów oraz stanowisk terenowych na kilku konferencjach ogólnopolskich (IV Zjazd SGP, Lublin – 1998; V Zjazd SGP, Toruń – 2000; VI zjazd SGP, Kraków 2003; IV Sem. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Poznań – 2003; 55 Zjazd PTG, Toruń – 2006; Sem. Ochrona i zagospodarowanie dorzecza Drwęcy, Toruń 2007), a ich efektem było kilka przyczynków i artykułów naukowych odnoszących się do wybranych problemów związanych z tą rynną. Wykazałem w nich, że rynna welska jest formą złożoną o genezie glacialno-fluwioglacialnej (Jaworski 2005a). Składa się ona bowiem z dwóch odrębnych morfogenetycznie części, to jest południowej i północnej, które z kolei powstały w różnym czasie.

Niezwykle ważną rolę w kształtowaniu morfologii rynien subglacialnych (w tym rynny welskiej) odgrywały procesy zachodzące w ich obrębie oraz w najbliższym otoczeniu po ustąpieniu lądolodu. Niezależnie od genezy tych form miały one zazwyczaj dość złożony charakter. Procesy te były związane z konserwacją rynien przez pogrzebane lody lodowcowe lub zimowe, z powstaniem jezior różnych generacji, formujących się w ich dnach, a także z przekształcaniem rynien w doliny rzeczne i włączaniem ich do systemu fluwialnego Nizżu Polskiego. Zagadnienia te są bardzo złożone i stosunkowo rzadko rozpatrywane. Postglacialna ewolucja rynny welskiej może być zapewne przykładem przeobrażeń dla innych w tym regionie rynien subglacialnych wykorzystywanych później przez rzeki. Badając rynnę welską stwierdziłem, że proces wytapiania się pogrzebanych lodów konserwujących rynnę, który rozpoczął się zapewne już w bøllingu, a głównie w allerødzie, w niektórych częściach tej rynny trwał aż do okresu preborealnego (Jaworski 1998). Dowodzi tego fakt występowania w północnej części rynny preborealnych torfów bazalnych na głębokości 14,2 m (Jaworski 2005b). Warto podkreślić, że jest to pierwsze w tym rejonie Polski stanowisko torfów tego wieku, które dokumentuje przetrwanie pogrzebanych lodów aż do tego okresu.

Badania w rynnie welskiej wykazały między innymi wielką rolę przedallerødzkich jezior (powstałych w ociepleniu na początku okresu późnoglacialnego) w kształtowaniu odpływu rzeczno i powstawaniu przełomów przelewowych w rynnie. W czasie istnienia jezior młodszej poallerødzkiej generacji, które zajmowały ponad 80% długości rynny, przełomy te były jedynie pogłębiane.

W przeobrażeniu rynny welskiej niewielką rolę odegrała rzeka Wel (lewy, najdłuższy dopływ Drwęcy). Z przeprowadzonych badań wynika, że najwyższy stopień transformacji fluwialnej występuje w odcinkach, gdzie rzeka Wel płynie w obrębie lokalnych delt lub przedallerødzkich den jezior. Układ koryta Welu ma tutaj charakter zbliżony do rzeki meandrującej. Niższy stopień charakterystyczny jest dla fragmentów dna zbudowanego od powierzchni z gytii. W tych fragmentach

zaznacza się słabo wykształcona równina zalewowa rzeki Wel z pokrywą osadów powodziowych, a koryto rzeki ma układ dość kręty. Natomiast najniższy stopień transformacji dotyczy tych fragmentów dna rynny, które zbudowane są od powierzchni z grubych serii torfowych. Koryto rzeki ma tutaj kształt nieregularny, jest wąskie i dość głębokie. Właściwą doliną rzeki Wel jest jej ujściowy odcinek wykształcony już w obrębie teras Drwęcy (VI, III/II) (Jaworski 2007). Jego rozwój był związany z wahaniami bazy erozyjno-akumulacyjnej, jaką dla Welu jest Drwęca. Wel stała się dopływem Drwęcy stosunkowo późno, to jest w okresie, kiedy Drwęca płynęła już w obrębie swojego dna (schyłek allerołu/młodszy dryas). Reasumując problem transformacji fluwialnej rynny wykorzystanej przez rzekę Wel należy podkreślić, że zachowała ona cechy typowej rynny subglacialnej

Efektem końcowym wieloletnich badań naukowych w rynnie welskiej była przygotowana rozprawa doktorska pt. „Morfogeneza rynny i doliny Welu” (promotor prof. dr hab. L. Andrzejewski), obroniona w 2003 roku.

### **Literatura**

Jaworski T. 1995. Antropogeniczne przeobrażenia rzeźby terenu w okolicy Biskupina w wyniku pozarolniczej działalności człowieka [w:] W. Niewiarowski (red.) *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*. Oficyna Wyd. Turpress, Toruń, 281–290.

Jaworski T. 1998. Ewolucja rynny subglacialnej rzeki Bałwanki w jako części składowej rynny i doliny Welu [w:] K. Pękala (red.) *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy*. UMCS, Lublin, 319–322.

Jaworski T., 2000. Morfogeneza wału kemowego w północnej części rynny Welu [w:] *Dawne i współczesne procesy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej*. UMK, Toruń, 82–86.

Jaworski T. 2003. Morfogeneza rynny i doliny Welu [w:] *IV Seminarium. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Poznań, 20–21.

Jaworski T. 2005a. Morfogeneza rynny welskiej (Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie) w okresie glacialnym. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 33, Toruń, 61–81.

Jaworski T. 2005b. Postglacialne przeobrażenia welskiej rynny subglacialnej (SW część Garbu Lubawskiego) [w:] Kotarba A., Krzemień K., Święchowicz J. (red.) *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. UJ, Kraków, 167–170.

Jaworski T. 2007. Geneza ujściowego odcinka doliny Welu (lewobrzeżnego dopływu Drwęcy) w okolicy Kaczka i Bratianu [w:] W. Marszelewski, L. Kozłowski (red.) *Ochrona i zagospodarowanie dorzecza Drwęcy* 1, 1. UMK, Toruń, 135–144.

### **B/Problematyka polarna**

Ważnym kierunkiem moich zainteresowań naukowo-badawczych są badania polarne prowadzone w ramach Toruńskich Wypraw Polarnych na Spitsbergen w sezonach letnich 1998, 2004 i 2006 roku. W 1998 r. głównym problemem badawczym były morfologiczne efekty recesji lodowców górskich spływających na sterasowane równiny nadmorskie (*strandflats*) (Niewiarowski i in. 1993) na



przykładzie Lodowca Waldemara (Kaffiøyra, NW Svalbard) (Jaworski, Weckwerth 1999, 2004). Przeprowadzone badania dowiodły, iż osady i formy bliskiego przedpola tego lodowca, z wyjątkiem koryt rzek marginalnych, zalegają na martwym i zamierającym lodzie lodowcowym. Fakt ten czyni współczesną rzeźbę tego obszaru efemeryczną, a jej ostateczne wykształcenie jest zależne od tempa i sposobu degradacji pogrzebanych lodów. Wyniki tych badań były referowane m.in. na Międzynarodowym Sympozjum Polarnym w Lublinie (1999 r.) i na Warsztatach Glacjologicznych na Spitsbergenie (2004 r.).

Kolejne zagadnienie jakie realizowałem w strefie polarnej (w 2004 r.) dotyczyło problematyki teras morskich, zachodzących na nich procesach (soliflukcja) i występujących formach peryglacialnych, głównie gruntach wzorzystych (Jaworski 2010). Równocześnie w zespole badawczym prowadziłem analizę rzeźby subakwalnej cieśniny Forlandsundet (NW Svalbard) w relacji do zachowanym form lądowych na równinie Kaffiøyra, na wybrzeżu St. Jonsfjorden i na wyspie Prins Karls Forland (Król i in. 2010).

### ***Badania nad genezą wieloletnich pagórów mrozowych***

Szczególne i najważniejsze miejsce w moich badaniach polarnych **po doktoracie** zajmują zagadnienia dotyczące genezy (struktury i formy), wieku, terminologii i rozmieszczenia wieloletnich pagórów kriogenicznych (mrozowych). Badania prowadzono na typowych dla Svalbardu równinach nadmorskich (*strandflats*) – Kaffiøyra i Hermansenøya (NW Svalbard), w 2004 i w 2006 roku. Charakterystykę występujących tam wypukłych form kriogenicznych odniesiono do innych równin nadmorskich Svalbardu.

W obszarze wysokoarktycznym, w którym położony jest Svalbard, tereny niezlodowaczone objęte są warunkami peryglacialnymi. Występujące w tej strefie struktury i formy terenu są uwarunkowane funkcjonowaniem wieloletniej zmarzliny i jej warstwy czynnej oraz obecnością różnych postaci lodu gruntowego. Z tymi zjawiskami związana jest geneza różnej wielkości wypukłych form kriogenicznych, m.in. wielkich pagórów pingo, średniej wielkości palsopodobnych mrozowych pagórów torfowych czy drobnych pagórów ziemnych (tufurów).

Na rozpatrywanych równinach nadmorskich stwierdzono sześć odmiennych form pagórów mrozowych (w tym trzy dotychczas tam nierozpoznane i dwie nie ujęte w klasyfikacjach) (Jaworski, Chutkowski 2015). Poszczególne typy pagórów rozwinęły się w czterech różnych położeniach geomorfologicznych:

- (i) na przedpolu cofającego się lodowca subpolarnego (pingo hydrauliczne o wysokości ok. 8 m);
- (ii) na torfowiskach (dwie odmienne formy mrozowych pagórów torfowych o wysokości do 1,3 m oraz pagóry termokrasowe o wysokości 0,5–0,8 m);
- (iii) na podniesionych plażach (mrozowe pagóry wegetacyjne o wysokości 0,5–1,0 m);
- (iv) na płaskich i podmokłych powierzchniach tundry (miniaturowe pagórki ziemne (tufury) o wysokości 0,2–0,3 m).

Wiek pagórów kriogenicznych na Hermansenøya i Kaffiøyrze jest zróżnicowany. Najstarsze zachowane wysokie mrozowe pagóry torfowe z rdzeniem lodowo-torfowym powstały w czasie ochłodzenia klimatu 3,0-2,5 ka BP. Wiek niektórych form, np. plateau torfowych jak i mrozowych pagórów wegetacyjnych jest nieokreślony. Jednak spora część analizowanych form kriogenicznych (pagóry torfowe z rdzeniem mineralnym, niskie pagóry torfowe z rdzeniem lodowo-torfowym, niektóre miniaturowe pagórki ziemne) powstała w czasie ochłodzenia klimatu w okresie Małej Epoki Lodowej, a niektóre (pagóry termokrasowe) są młodsze (ciepłe lata 20-te XX w.) lub narastają współcześnie (pingo hydrauliczne). Mimo że formy agradacyjne powstały w nieco bardziej surowych warunkach klimatycznych to ich stabilność i brak form zapadniętych wskazują, że współczesne łagodniejsze warunki klimatyczne nadal sprzyjają ich zachowaniu (Jaworski, Chutkowski 2015).

Niektóre typy pagórów (pingo hydrauliczne, pagóry termokrasowe, pagórki ziemne) można odnieść do ogólnie przyjętych klasyfikacji (Associate Committee on Geotechnical Research 1988). Są jednak i takie, które mimo dużego podobieństwa np. do typowych pals torfowych (pd. Hermansenøya), bądź lithals lub pals mineralnych (pd. Kaffiøyra) nimi nie są, gdyż występują w warunkach zmarzliny ciągłej i stosunkowo płytkiej warstwy aktywnej (Jahn 1986; Seppälä 1988). Mają zatem z reguły mniejsze rozmiary (nie przekraczają 1,3 m wysokości) (Salvigsen 1977; Åkerman 1982; Cannone i in. 2004), a w przypadku form z Hermansenøya, występujących w poligonach klinów lodowych, których nie ma na torfowiskach palsa, różni je także struktura wewnętrzna – ich rdzenie składają się głównie z warstw masywnego lodu intruzywnego, którego obecność wskazuje na funkcjonowanie ciśnieniowego systemu w ich genezie.

### ***Znaczenie badań pagórów mrozowych***

Wyniki badań zostały zreferowane m.in. na IX Zjeździe SGP (Poznań 2011) jak również opublikowane w formie trzech artykułów naukowych zamieszczonych w indeksowanych czasopismach z bazy Journal Citation Reports (JCR): *Boreas* (Jaworski, Niewiarowski 2012), *Permafrost and Periglacial Processes* (Jaworski, Chutkowski 2015) oraz *Polar Sciences* (Jaworski 2017).

Przedstawione prace (artykuły) stanowią wkład do międzynarodowej literatury peryglacjalnej.

- Dokonano w nich pełnej klasyfikacji wieloletnich pagórów kriogenicznych charakterystycznych dla równin nadmorskich Svalbardu, z podaniem ich cech diagnostycznych, morfologii, genezy oraz typu lodu tworzących ich rdzenie (Jaworski, Chutkowski 2015).
- Określono ich reprezentatywność dla Svalbardu, z wyjątkiem pagórów pingo, których ubóstwo wynika z ogólnych uwarunkowań litologiczno-hydrologicznych, nie zaś warunków klimatycznych (Jaworski, Chutkowski 2015).
- Wskazano na formy pagórów nie ujmowanych w powszechnie stosowanych klasyfikacjach oraz wykazano na zasadność ich odrębnego wydzielenia (Jaworski, Niewiarowski 2012). Dotyczy to mrozowych pagórów mrozowych z rdzeniem lodowo-torfowych wykształconych w poligonach klinów

lodowych (por. Ballantyne 2018). Równocześnie podano argumenty na słuszność odrębnego wydzielenia także mrozowych pagórów wegetacyjnych, w których wzroście oprócz nagromadzenia materii organicznej, pod izolacyjną warstwą maty roślinnej występują narastający zmarzlinowy rdzeń (Jaworski, Chutkowski 2015).

- Wykazano związek pomiędzy uskokami tektonicznymi a funkcjonowaniem systemu ciśnieniowego dostarczającego wodę do narastającego pagóra pingo hydraulicznego (Jaworski, Chutkowski 2015) na przedpolu lodowca subpolarnego (por. Yoshikawa, Harada 1995; Harris i in. 2017).
- Wykazano związek wiekowy i w pewnym zakresie związek genetyczny pomiędzy mrozowymi pagórami torfowymi a poligonami klinów lodowych, chociaż wymaga on jeszcze dalszych badań porównawczych na innych obszarach w celu uściślenia ich cech diagnostycznych (Jaworski, Niewiarowski 2012).
- Wykazano, że zidentyfikowane na torfowisku pd.-wsch. Hermansenoya tetragonalne pagóry torfowe z lodowym rdzeniem to formy termokrasowe, będące morfologicznym efektem ewolucji płaskiej powierzchni plateau torfowego poprzez fazę poligonalnego plateau torfowe (Jaworski 2017).
- Po raz pierwszy dla obszaru Svalbardu określono wiek bezwzględny pagórów mrozowych średniej wielkości (po uwzględnieniu zachowanych struktur szczelin ekspansyjnych, datowań radiowęglowych i badań botanicznych). Dotyczy to pagórów torfowych wykształconych w poligonach klinów lodowych, które powstały w czasie ochłodzenia klimatu 3-2,5 ka BP, a następnie nie uległy degradacji w okresach późniejszych ociepleń. Należy również podkreślić, że są to najstarsze udokumentowane pagóry mrozowe średniej wielkości na Svalbardzie (Jaworski, Niewiarowski 2012).
- Wykazano niespotykane gdzie indziej dwa cykle rozwojowe mrozowych pagórów torfowych. Ich starsze fosylne części tworzące pagóry powstały w czasie oziębienia klimatu w okresie około 3.0-2.5 ka BP (podano argumenty uzasadniające to stwierdzenie), a młodsza część powstała w czasie Małej Epoki Lodowej (Jaworski, Niewiarowski 2012).
- Wykazano możliwość występowania w bliskim sąsiedztwie wypukłych form mrozowych zarówno agradacyjnych (mrozowe pagóry torfowe) jak i degradacyjnych (pagóry termokrasowe) (Jaworski 2017) – na taką możliwość zwracał uwagę już Dionne (1978).
- Zidentyfikowano formy mrozowe potwierdzające funkcjonowanie zasady *equifinality* w geomorfologii peryglacjalnej; są nimi pagóry torfowe wyglądające jak klasyczne palsey charakterystyczne dla strefy zmarzliny nieciągłej (Seppälä 1988, 2011), które jednak występują w obszarze zmarzliny ciągłej i wykazują odmienną strukturę wewnętrzną, a w konsekwencji i genezę (Jaworski, Niewiarowski 2012).

Wśród cytowań w/w artykułów szczególnie istotne jest ich dostrzeżenie w najnowszych opracowaniach podręcznikowych z zakresu geomorfologii peryglacjalnej i kriologii, wydanych w renomowanych wydawnictwach.

Artykuł o genezie, morfologii, wieku i rozmieszczeniu pagórów kriogenicznych na Kaffiøyrze i Hermansenøya (Jaworski, Chutkowski 2015) został dwukrotnie zacytowany w najnowszym podręczniku z zakresu kriologii (Harris i in 2017; *Geocryology*. CRC Press, Taylor & Francis). Autorzy podręcznika przytoczyli dwa zagadnienia poruszone w artykule. Pierwsze dotyczy wpływu tektoniki na funkcjonowanie systemów ciśnieniowych w genezie ping hydraulicznych. Na Svalbardzie wiele pagórów tego typu jest zasilanych wodami gruntowymi z topniejącego lodu poprzez uskoki geologiczne, u podstawy lodowców subpolarnych. Drugie przytoczone z artykułu zagadnienie odnosi się do poligenyzy tufurów i granulometrii osadów, z których są zbudowane.

Z kolei główne tezy pracy o genezie, wieku i terminologii mrozowych pagórów torfowych na Hermansenøya (Jaworski, Niewiarowski 2012) zostały uwzględnione w najnowszym podręczniku z geomorfologii peryglacialnej (Ballantyne 2018; *Periglacial Geomorphology*. John Wiley & Sons). Krótkim omówieniem tego artykułu autor podręcznika rozpoczyna jeden z jego podrozdziałów – dotyczący innych (od pingo i palsa) nie ujętych się w tradycyjnych klasyfikacjach pagórów zmarzlinowych. Przytacza w nim charakterystykę struktury wewnętrznej nieopisanych dotychczas mrozowych pagórów torfowych w poligonach klinów lodowych, zwracając szczególną uwagę na typ lodu budującego rdzenie tych form, który wskazuje na ich genezę.

Praca (Jaworski, Niewiarowski 2012) w 2013 roku została wyróżniona przez JM Rektora UMK.

## **Literatura**

Åkerman H.J. 1982. Observations of palsas within the continuous permafrost zone in eastern Siberia and in Svalbard. *Geografisk Tidsskrift* 82, 45–51.

Associate Committee on Geotechnical Research (A.C.G.R.) 1988. Glossary of permafrost and related ground-ice terms. *National Research Council of Canada, Permafrost Subcommittee, Technical Memorandum* 142, Ottawa, 1–157.

Ballantyne C. K. 2018. *Periglacial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, 1–472.

Cannone N., Guglielmin M., Gerdol R. 2004. Relationships between vegetation patterns and periglacial landforms in northwestern Svalbard. *Polar Biology* 27, 562–571.

Dionne J.-C. 1978. Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire* 32, 187–247.

Harris S.A., Brouchkov A., Guodong C. 2017. *Geocryology: Characteristics and Use of Frozen Ground and Permafrost Landforms*. CRC Press, Taylor & Francis, London, 1–766.

Jahn A. 1986. Pagórki mrozowe typu palsa [w:] W. Niewiarowski (red.) *Problemy Geografii Fizycznej*. Studia Societatis Scientiarum Torunensis C 8, 4–6, Warszawa–Poznań–Toruń, PWN, 123–139.

Jaworski T. 2010. Marine terraces in Kaffiøyra and Hermansenøya (Oscar II Land, NW Spitsbergen). *Landform Analysis* 14, 25–33.

- Jaworski T. 2017. The morphology of peat bog surfaces on Hermansenøya, NW Svalbard. *Polar Science* 11, 83–95.
- Jaworski T., Chutkowski K. 2015. Genesis, Morphology, Age and Distribution of Cryogenic Mounds on Kaffiøyra and Hermansenøya, Northwest Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes* 26, 304–320.
- Jaworski T., Niewiarowski W. 2012. Frost peat mounds on Hermansenøya (Oscar II Land, NW Svalbard) – their genesis, age and terminology. *Boreas* 41, 660–672.
- Jaworski T., Weckwerth P. 1999. Forms and deposits of the marginal zone of the Waldemar glacier (NW Spitsbergen) formed during its recession in 1977-1998, *Polish Polar Studies* 1999, Lublin, 99–110.
- Jaworski T., Weckwerth P. 2004. Procesy i formy współczesnej strefy marginalnej Lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) [w:] *Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska Polarnego Spitsbergenu, Warsztaty Glacjologiczne*, Poznań, Sosnowiec, Longyerbyen, 236–245.
- Król M., Grześ M., Sobota I., Ćmielewski M., Jaworski T. 2010. Submarine evidence of the Late Weichselian and Little Ice Age (LIA) glaciers limits in the St. Jonsfjorden Region (Svalbard). *Bulletin of Geography – physical geography* 3, 87–102.
- Niewiarowski W., Pazdur M., Sinkiewicz M. 1993. Glacial and marine episodes in Kaffiøyra, northwestern Spitsbergen, during the Vistulian and the Holocene. *Polish Polar Research* 14, 243–258.
- Salvigsen O. 1977. An observation of palsa-like forms in Nordaustlandet, Svalbard. *Norsk Polarinstitutt Årbok* 1975, 364–367.
- Seppälä, M. 1988. Palsas and related forms. [w:] Clark M.J. (red.) *Advances in Periglacial Geomorphology* 247–278. John Wiley & Sons, Chichester.
- Seppälä, M. 2011. Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics. *Quaternary Research* 75, 366–370.
- Yoshikawa K., Harada K. 1995. Observations on nearshore pingo growth, Adventdalen, Spitsbergen. *Permafrost and Periglacial Processes* 6, 361–372.

Na bazie wyżej zaprezentowanych nurtów badawczych autor podjął nowy kierunek badań dotyczący genezy i rozwoju drobnych form dolinnych na zboczach młodoglacjalnych. Badania prowadzono od 2009 roku wykorzystując doświadczenia z obserwacji terenowych zbczy rynien subglacjalnych (Garb Lubawski), jak również stref krawędziowych w obszarze współcześnie peryglacjalnym (Svalbard).

Prace te były w latach 2009-2013 realizowane w ramach **własnego** projektu badawczego KBN (obecnie NCN) N306 028837 „Geneza i rozwój bocznych dolin erozyjnych i denudacyjnych pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych na wybranych przykładach zbczy dolin i rynien w strefie krajobrazu młodoglacjalnego”. Częściowe rezultaty badań były przedstawione m.in. na X Zjeździe SGP oraz w publikacjach (Jaworski, Juśkiewicz 2014; Świtoniak i in. 2018).

Końcowym efektem wieloletnich badań drobnych form dolinnych jest wskazana jako osiągnięcie naukowe rozprawa pt. „Późnoglacialny i holoceniński rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacjalnym Polski Północnej” wydana w Wydawnictwie Naukowym Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu. Opracowanie liczy 208 stron i składa się z 8 rozdziałów z 146 rycinami, 4 tabelami oraz ze spisu literatury i streszczenia angielskiego. Recenzentami wydawniczymi byli: Prof. UW Ewa Smolska oraz Prof. UAM Józef Szpikowski.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'M. Nowak'.