



Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

Wydział Nauk o Ziemi

mgr Karol Tylmann

**Dynamika procesów glacialnych na obszarze Garbu Lubawskiego
podczas ostatniego zlodowacenia**

Rozprawa doktorska wykonana w Katedrze Geologii i Hydrogeologii

pod kierunkiem

prof. dr. hab. Wojciecha Wysoty oraz **prof. dr. hab. Jana A. Piotrowskiego**
(Uniwersytet Aarhus, Dania)

Recenzenci:

Prof. dr hab. Leszek Marks
(Uniwersytet Warszawski)

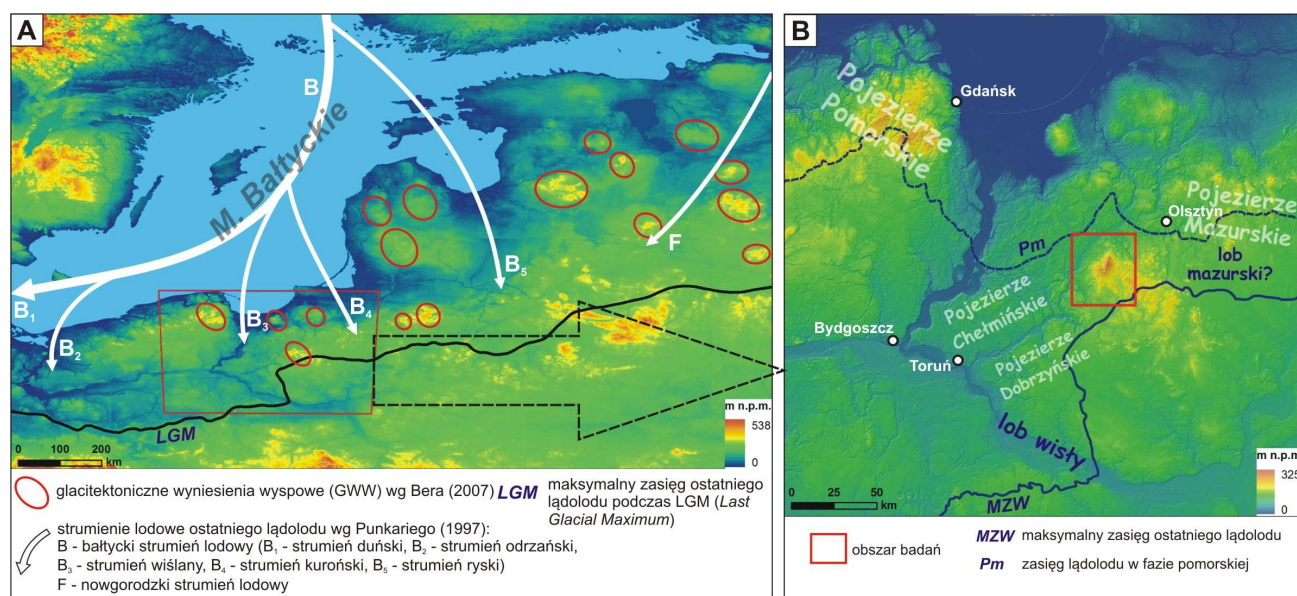
Dr hab. Leszek Kasprzak, prof. UAM
(Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu)

Publiczna obrona rozprawy doktorskiej – 25 kwietnia 2014 roku

Toruń 2014

1. Wstęp

Garb Lubawski jest obszarem, który wyróżnia się w rzeźbie północnej Polski. Obok takich form jak Wysoczyzna Elbląska, Wzgórza Szymbarskie, czy Wzgórza Szeskie jest on zaliczany do tzw. izolowanych wyniesień plejstocennych (*isolated Pleistocene elevations – iPe*) (Mojski 1998) zwanych również glacitektonicznymi wyniesieniami wyspowymi (GWW) (Ber 2007) (ryc. 1A). Jego bardzo wysokie, jak na warunki Niżu Europejskiego, położenie hipsometryczne oraz świeżość rzeźby polodowcowej sprawiają, iż paleogeografia tego regionu w czasie ostatniego zlodowacenia skandynawskiego była przedmiotem zainteresowania wielu badaczy (m. in. Marks 1979, 1980, 1984, Pasierbski 1984, Morawski 2005, Gałązka i in. 2009). Jest on zazwyczaj opisywany jako obszar kształtowany w strefie międzylobowej łądolodów plejstocennych. Uważa się, że w trakcie ostatniego zlodowacenia na jego formowanie miały wpływ dwa loby lodowcowe (Kondracki 1957): lob wiślany od zachodu oraz lob mazurski od wschodu (ryc. 1B).



Ryc. 1. Położenie obszaru badań. (A) Rozmieszczenie glacitektonicznych wyniesień wyspowych w obszarze perybałtyckim. (B) Lokalizacja analizowanego obszaru w północnej Polsce.

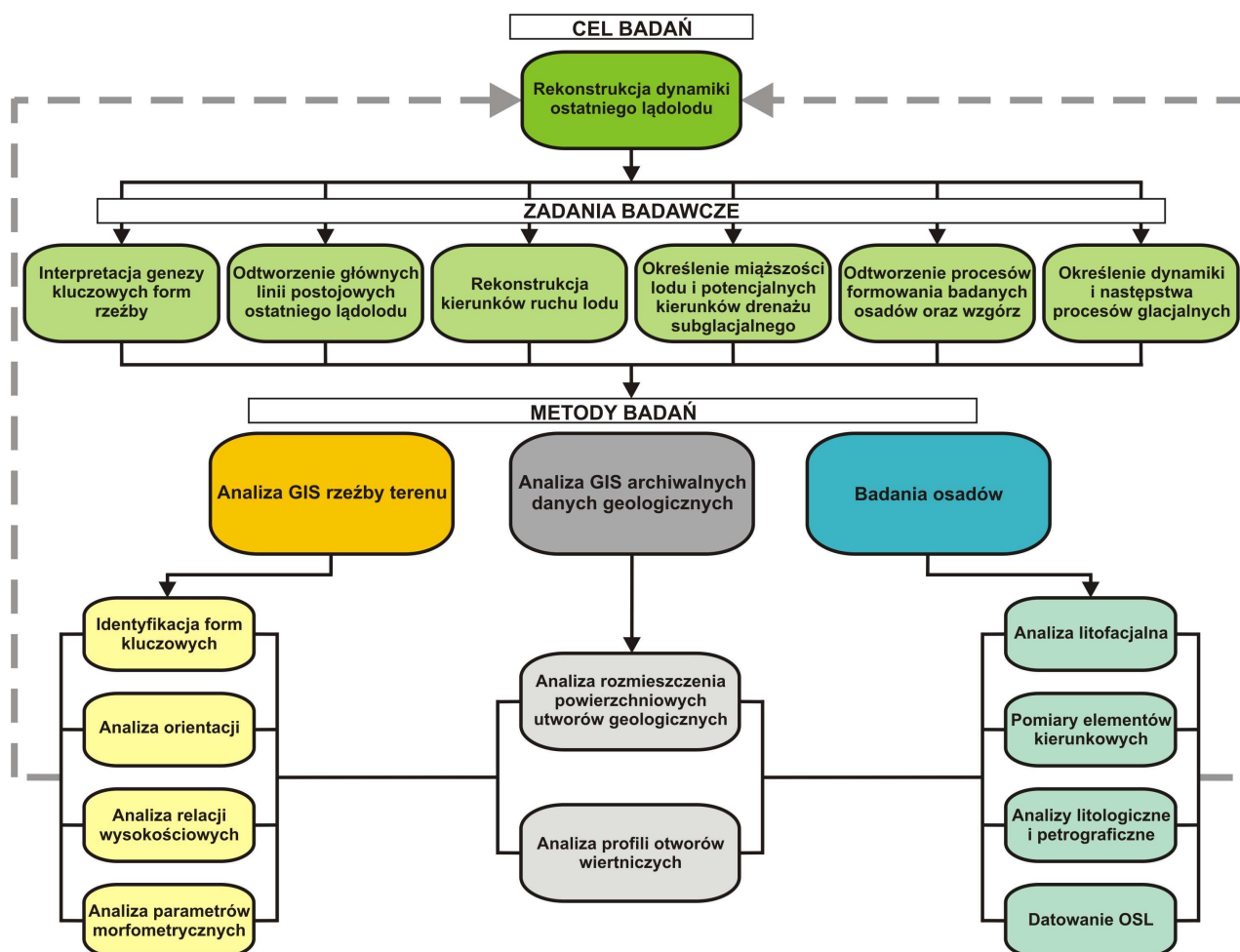
Brak szczegółowej analizy rzeźby glacialnej tego obszaru oraz dostępność odsłonięć osadów plejstocennych skłoniły autora do przeprowadzenia badań dotyczących rekonstrukcji dynamiki procesów glacialnych ostatniego łądolodu skandynawskiego, których wyniki przedstawiono w niniejszej pracy. Wpisuje się ona w nurt badań procesów glacialnych w obrębie wysoko elewowanych obszarów wysoczyznowych, stanowiących istotny element rozpoznania dynamiki południowego sektora ostatniego łądolodu skandynawskiego (m. in. Punkari 1997, Aber i Ruszczyńska-Szenajch 1997, Aber i Ber 2007, Bitinas 2012). Zastosowanie cyfrowej analizy rzeźby oraz kompleksowych badań sedimentologicznych i geochronologicznych, pozwoliło na uzyskanie wielu nowych danych związanych z funkcjonowaniem ostatniego łądolodu skandynawskiego.

2. Cel i zakres badań

Głównym celem pracy jest rekonstrukcja dynamiki ostatniego lądolodu skandynawskiego na obszarze Garbu Lubawskiego. Pojęcie „dynamika lądolodu” jest tu rozumiane jako zmienność procesów glacialnych w czasie i przestrzeni. Przedmiotem badań były zarówno procesy związane z funkcjonowaniem lodu lodowcowego, jak i jego wód roztopowych.

Zgodnie z przyjętą procedurą badawczą (ryc. 2) w celu realizacji zdefiniowanego w tytule pracy głównego problemu badawczego postawiono kilka zadań badawczych, które określiły zakres prowadzonych badań oraz etapy ich realizacji. Zaplanowano następujące szczegółowe zadania badawcze:

- interpretacja genezy kluczowych polodowcowych form rzeźby terenu,
- odtworzenie głównych linii postojowych ostatniego lądolodu skandynawskiego,
- rekonstrukcja kierunków ruchu lodu,
- określenie miąższości lodu i potencjalnych kierunków drenażu subglacialnego,
- odtworzenie procesów formowania badanych osadów oraz wzgórz,
- określenie dynamiki i następstwa procesów glacialnych.



Ryc. 2. Schemat procedury badawczej.

3. Metody badań

W pracy zastosowano trzy grupy metod badawczych: analizę GIS rzeźby terenu, analizę GIS archiwalnych danych geologicznych oraz badania sedimentologiczne i datowanie osadów (ryc. 2). Analizę rzeźby terenu przeprowadzono na podstawie cyfrowego modelu terenu. Podstawą analizy archiwalnych danych geologicznych były cyfrowo przetworzone mapy geologiczne, szkice geomorfologiczne oraz profile otworów wiertniczych. Badania osadów obejmowały:

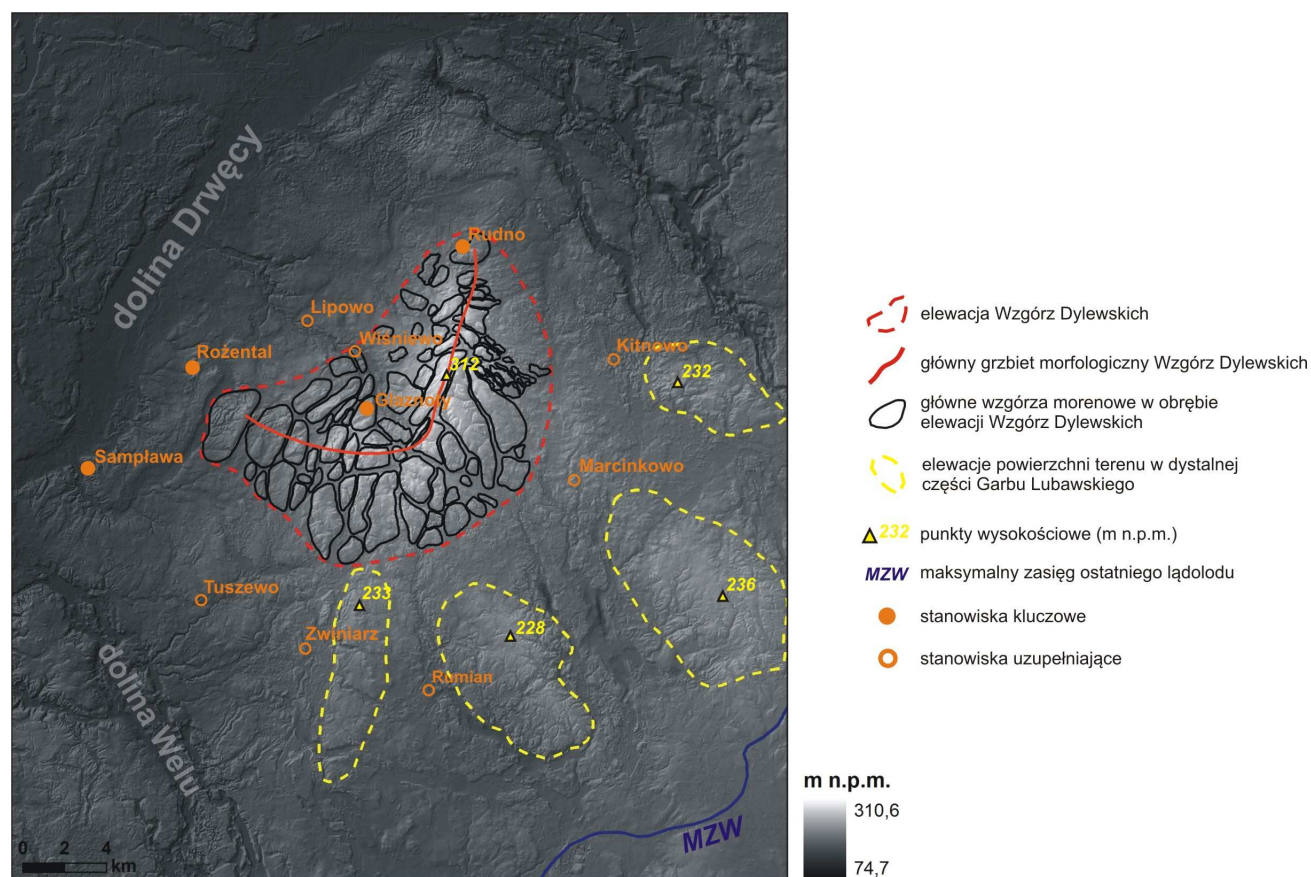
- prace terenowe w stanowiskach badawczych (kartowanie ścian odsłoneń, analiza litofacjalna, pomiary elementów kierunkowych w osadach),
- analizy litologiczno-petrograficzne próbek osadów (uziarnienie, skład petrograficzny żwirów frakcji 5-10 mm, obtoczenie i zmatowienie powierzchni ziaren kwarcu frakcji 0,8-1,0 mm, zawartość węglanów),
- pomiary anizotropii podatności magnetycznej (AMS) próbek glin lodowcowych,
- datowanie luminescencyjne osadów metodą OSL.

Badania terenowe były prowadzone w odsłonięciach plejstocenijskich osadów glacialnych zlokalizowanych w kopalniach żwiru. Cztery stanowiska kluczowe (Samplawa, Rożental, Glaznoty i Rudno) to duże wyrobiska, w których przeprowadzono cały zestaw zaplanowanych badań sedimentologicznych, łącznie z analizami laboratoryjnymi próbek osadów. Odsłonięcia te zostały uznane za kluczowe, ze względu na ich zróżnicowaną lokalizację geomorfologiczną, rozmiary umożliwiające dokładne prześledzenie następstwa wydzielonych jednostek oraz obecność glin morenowych – osadów *stricto* glacialnych, będących bezpośrednim zapisem dynamiki lodu. Dodatkowo w siedmiu stanowiskach uzupełniających przeprowadzono wybrane prace terenowe, tj. ogólny opis profilu osadów oraz pomiary orientacji dłuższej osi klastów w glinach morenowych.

4. Wyniki i interpretacja

Analiza cyfrowego modelu terenu Garbu Lubawskiego pozwoliła na zidentyfikowanie kilku głównych elewacji powierzchni terenu. Występująca w najwyższej położonej części obszaru badań elewacja Wzgórz Dylewskich to łuk wyraźnie zarysowanych form morenowych. Cała strefa, w której występują te formy, ma łobowy zarys z głównym grzbietem morfologicznym wygiętym w kierunku SE (ryc. 3). Jej charakterystyka morfologiczna, jak również głęboko zaburzona budowa wewnętrzna (Gałązka 2009) wskazują na glacitektoniczną genezę. Została ona zinterpretowana jako wielkosłakowa forma spiętrzona typu *large composite ridges* (Aber i in. 1989, Aber i Ber 2007). W południowej i południowo-wschodniej części obszaru badań występują natomiast wydłużone elewacje o niemal jednakowej wysokości bezwzględnej, stromych krawędziach i stosunkowo płaskich powierzchniach (ryc. 3). Ich powstanie było najprawdopodobniej związane z intensywną

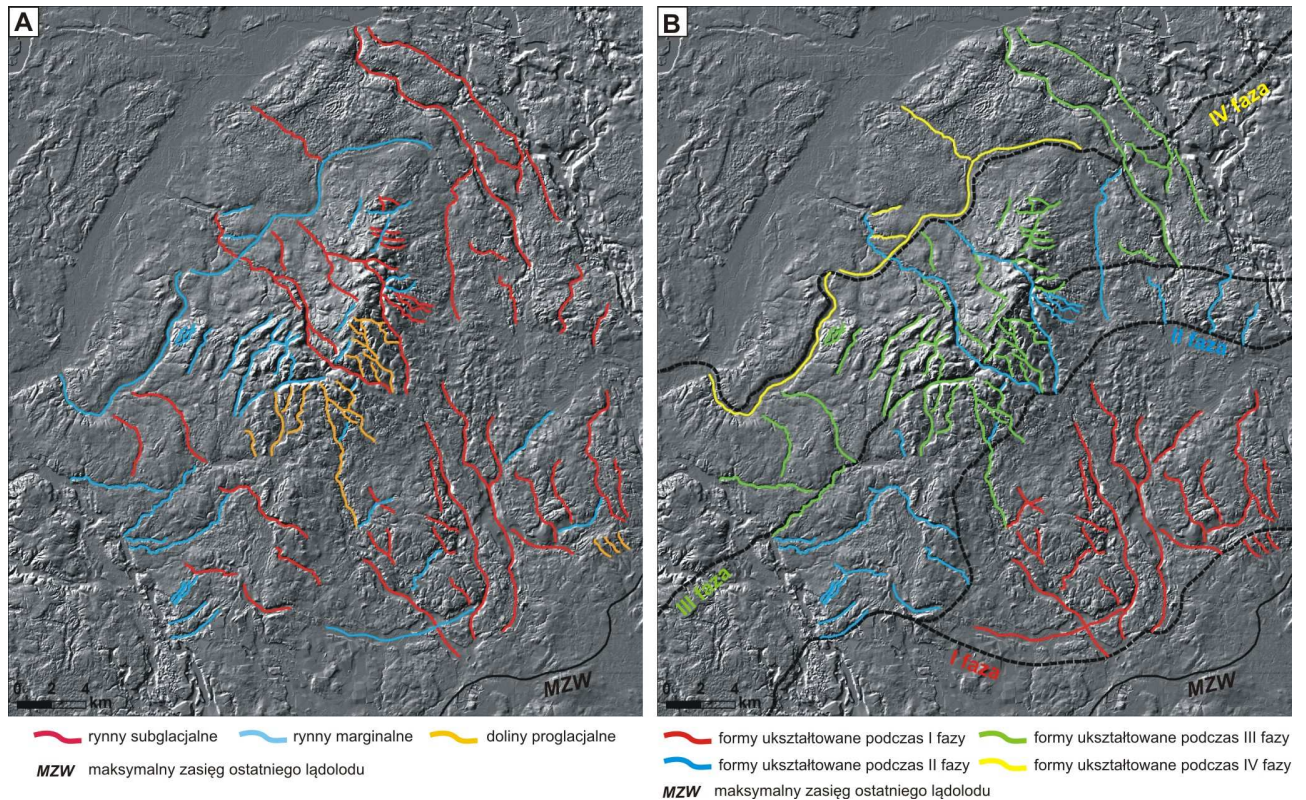
erozją wodnolodowcową, która miała miejsce w obszarze Garbu Lubawskiego podczas recesji ostatniego lądolodu.



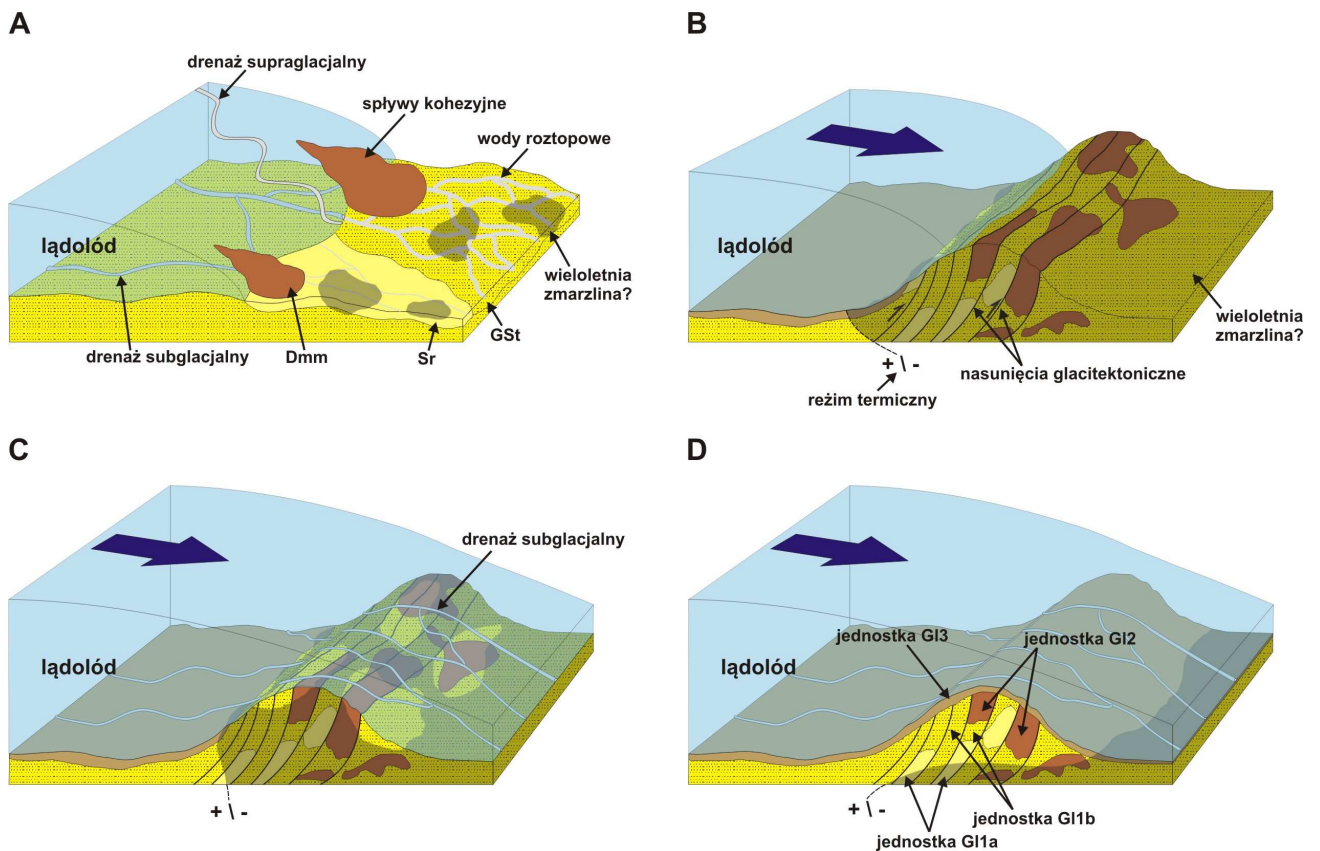
Ryc. 3. Elewacje powierzchni terenu występujące na obszarze badań oraz lokalizacja stanowisk badawczych.

Ponadto na obszarze badań występują liczne formy dolinne o zróżnicowanej morfologii. Mają one kluczowe znaczenie dla rekonstrukcji przebiegu recesji ostatniego lądolodu, gdyż powstanie większości z nich najprawdopodobniej było związane z działalnością wód roztopowych ostatniego lądolodu. Na podstawie charakterystyk morfometrycznych oraz rozmieszczenia tych form wyróżniono w ich obrębie: rynny subglacjalne, rynny marginalne oraz doliny proglacjalne (zob. Greenwood i in. 2007) (ryc. 4A). Przebieg rynien i dolin proglacjalnych oraz zróżnicowanie przestrzenne osadów na powierzchni badanego obszaru było podstawą do rekonstrukcji głównych linii postojowych ostatniego lądolodu podczas jego recesji i określenia etapów deglacjacji (ryc. 4B).

Na podstawie badań sedymentologicznych osadów w stanowiskach kluczowych dokonano interpretacji procesów ich depozycji i deformacji oraz zaprezentowano modele genetyczne analizowanych wzgórz morenowych i sekwencji osadowych (ryc. 5). Datowanie OSL osadów piaszczystych umożliwiły interpretację chronologii nasunięć ostatniego lądolodu skandynawskiego na Garbie Lubawskim. Badania przeprowadzone w stanowiskach uzupełniających przyczyniły się zaś do rekonstrukcji przestrzennego zróżnicowania lokalnych kierunków ruchu ostatniego lądolodu na badanym obszarze. Jej podstawą było ukierunkowanie osi rynien subglacjalnych oraz orientacja dłuższej osi klastów w warstwach gliny bazalnej.



Ryc. 4. Zróżnicowanie genetyczne oraz morfostratygraficzne analizowanych rynien i dolin. **(A)** System rynien i dolin wodnolodowcowych z podziałem na rynny subglacjalne, marginalne i doliny proglacjalne. **(B)** Przepuszczalne fazy postojowe czoła ostatniego lądolodu podczas jego recesji po maksymalnym zasięgu oraz formy dolinne zróżnicowane wiekowo.

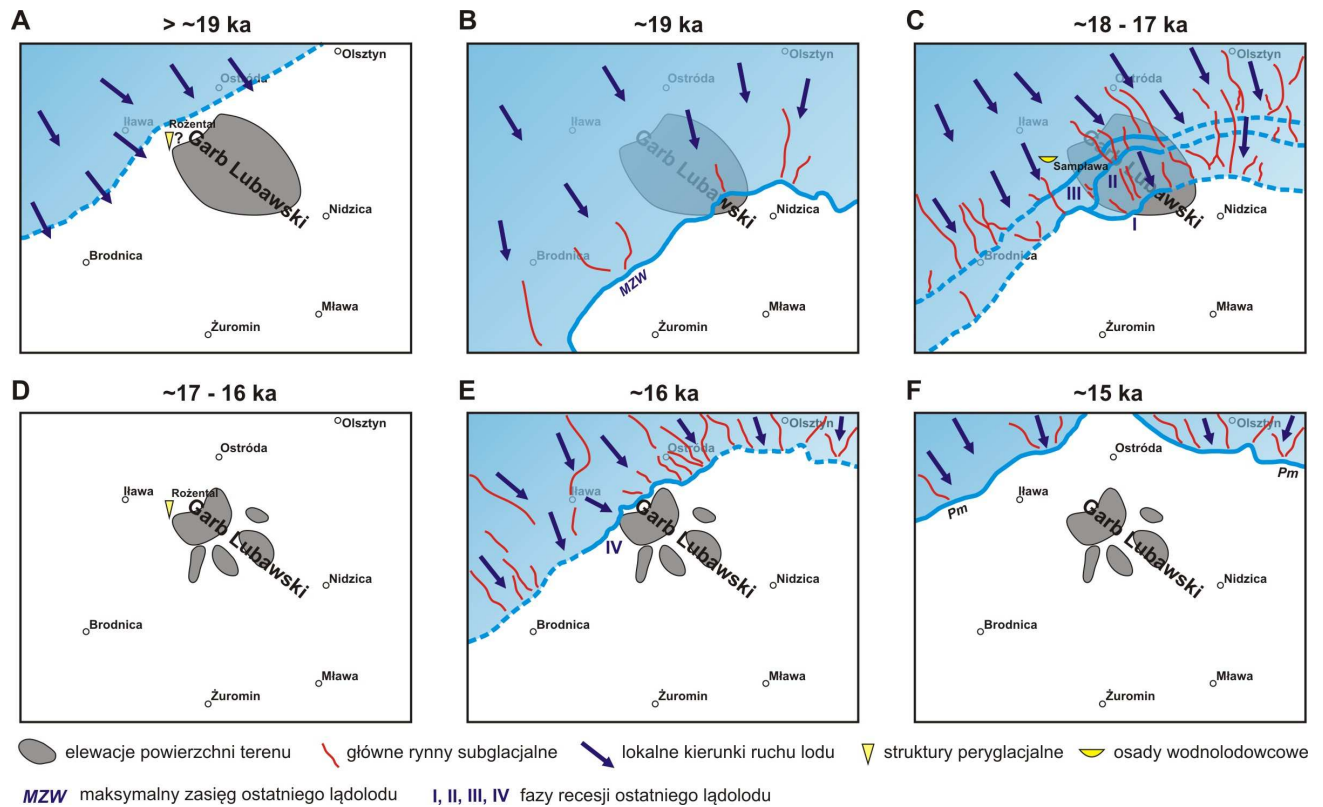


Ryc. 5. Jeden z modeli genetycznych analizowanych wznórz morenowych i sekwencji osadowych. Rekonstrukcja przedstawia procesy i etapy formowania wznórz w Glaznotach.

W celu odtworzenia potencjalnych warunków drenażu subglacjalnego podczas recesji ostatniego lądolodu wykonano rekonstrukcję miąższości lodu dla trzech faz postojowych. W obliczeniach zastosowano formułę opartą na modelu idealnie plastycznego płynięcia lodu, tzw. wzór Orowana (Paterson 1994), z poprawką związaną z topografią podłoża lądolodu (Piotrowski i Tulaczyk 1999). Przedstawiono warianty miąższości lądolodu oraz potencjalne kierunki gradientu hydraulicznego w strefie subglacjalnej dla trzech wartości parametru A^* : 1,0; 1,5 oraz 2,0. Rekonstrukcja orientacji potencjalnych gradientów hydraulicznych pokazuje, iż pokrywają się one z większością rynien subglacjalnych wyróżnionych na podstawie analizy cyfrowego modelu wysokościowego.

Uzyskane wyniki pozwoliły na rekonstrukcję paleogeograficzną transgresji i recesji ostatniego lądolodu na obszarze Garbu Lubawskiego (ryc. 6). Nasunął się on na obszar Garbu Lubawskiego w czasie przed ok. 19 ka temu (ryc. 6A). Transgresja ta nastąpiła najprawdopodobniej z kierunku północno-zachodniego w fazie poznańskiej stadiału głównego zlodowacenia wisły. Garb Lubawski był już w tym czasie istotnym wyniesieniem powierzchni terenu, ukształtowanym w wyniku wielkoskalowych deformacji glacitektonicznych podczas starszych zlodowaceń (Marks 1984, Gałązka 2009). W rezultacie postępującej transgresji z kierunku NW lądolód pokrył obszar Garbu Lubawskiego i osiągnął swój maksymalny zasięg ok. 19 ka temu (Wysota i in. 2009, Marks 2012) (ryc. 6B). Po maksymalnym zasięgu ostatniego lądolodu, w okresie ok. 18-17 ka temu, rozpoczęła się jego recesja, której towarzyszyła intensywne działalność wód roztopowych (ryc. 6C). Zanik lądolodu na obszarze Garbu Lubawskiego miał charakter frontalny, z trzema głównymi fazami postojowymi, podczas których formowane były rynny i doliny wodnolodowcowe różnego typu. Następowła erozja wysoko elewowanych stref oraz depozycja osadów piaszczystych i żwirowych w dystalnej części garbu. W okresie ok. 17-16 ka temu lądolód skandynawski całkowicie wycofał się z obszaru Garbu Lubawskiego (ryc. 6D). Panowały wtedy warunki peryglacjalne z wieloletnią zmarzliną i procesami eolicznymi. Około 16 ka temu nastąpiło ponowne nasunięcie lądolodu z kierunku NW (ryc. 6E), które najprawdopodobniej związane było z transgresją lądolodu w fazie pomorskiej stadiału głównego zlodowacenia wisły (Gałązka 2004, Marks 2012). Przyjęto, że prawdopodobna granica nasunięcia pomorskiego przebiegała wzdłuż największej rynny marginalnej położonej na NW skłonie Garbu Lubawskiego (dolina Elszki). W późniejszym etapie nastąpiła recesja lądolodu i stabilizacja jego czoła na północ od Garbu Lubawskiego na linii tzw. moren pomorskich ok. 15 ka temu (Gałązka 2003, Rinterknecht i in. 2005) (ryc. 6F).

* Parametr glaciologiczny zależny od termiki lodu oraz właściwości mechanicznych podłoża.



Ryc. 6. Rekonstrukcja paleogeograficzna nasunięcia i recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego na obszarze Garbu Lubawskiego i okolic. (A) Transgresja ostatniego lądolodu przed ok. 19 ka temu. (B) Maksymalny zasięg ostatniego lądolodu ok. 19 ka temu. (C) Recesja lądolodu z linii maksymalnego zasięgu ok. 18-17 ka temu; nastąpiły trzy główne fazy postojowe czoła lądolodu (niebieskie linie). (D) Recesja lądolodu z całego obszaru Garbu Lubawskiego. (E) Nasunięcie pomorskie na NW skraj Garbu Lubawskiego ok. 16 ka temu. (F) Recesja i stabilizacja czoła lądolodu na linii tzw. moren pomorskich ok. 15 ka temu.

5. Wnioski

Poniżej przedstawiono najistotniejsze wnioski wpływające z przeprowadzonych badań:

- We współczesnej rzeźbie Garbu Lubawskiego występują pozostałości wielkoskalowej, formy glacitektonicznej typu *cupola hills*, która została częściowo zniszczona w rezultacie erozji wód roztopowych podczas recesji ostatniego lądolodu.
- Część wzgórz morenowych występujących na obszarze Garbu Lubawskiego posiada cechy form przetrwałych (palimpsestowych), co świadczy o procesach konserwacji rzeźby pod lodem, które nastąpiły podczas ostatniego zlodowacenia.
- Podczas recesji ostatniego lądolodu po maksimum jego zasięgu podczas stadiału głównego zlodowacenia wiśły, na badanym obszarze nastąpiły cztery fazy postojowe.
- Po okresie recesji ostatniego lądolodu z linii maksymalnego zasięgu w północno-zachodniej części Garbu Lubawskiego nastąpiło ponowne nasunięcie lądolodu w fazie pomorskiej, szacowane na ok. 16 ka temu.
- Zapis geomorfologiczny oraz sedimentologiczny dynamiki ostatniego lądolodu

skandynawskiego na obszarze Garbu Lubawskiego nie potwierdza jego położenia w strefie międzylobowej.

- Obecność zmarzliny w podłożu brzeżnej części ostatniego lądolodu mogła mieć kluczowe znaczenie dla przebiegu drenażu subglacjalnego, formowania stref ograniczonej przestrzennie deformacji subglacjalnej (*deforming spots*) oraz ewentualnej konserwacji form rzeźby pod lodem.
- Potencjał zachowania form rzeźby pod lądolodami pokrywającymi miękkie podłoże zależy głównie od dwóch czynników: termiki podłoża i lodu bazalnego oraz ciśnienia wód subglacjalnych.

Literatura

Aber J.S., Rusczyńska-Szenajch H. 1997, Glaciotectonic origin of Elbląg Upland, northern Poland, and glacial dynamics in the southern Baltic region. *Sedimentary Geology* 111, 119-134.

Aber J.S., Ber A. 2007, *Glaciotectonism*. 246 s. Developments In Quaternary Science 6. Elsevier, Amsterdam.

Aber J.S., Croot, D.G., Fenton M.M. 1989, *Glaciotectonic landforms and structures*. 200 s. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (Netherland).

Ber A. 2007, Glacitektoniczne wyspowe wyniesienia (GWW) – ich uwarunkowania genetyczne i związki z głębszym podłożem. [w:] Molewski P., Wysota W., Weckwerth P. (red.) *Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia*, 43-44. XIV Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, PIG, Warszawa, Streszczenia referatów i posterów.

Bitinas A. 2012, New insights into the last deglaciation of the south-eastern flank of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 44, 69-80.

Gałązka D. 2003, Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Iława. CAG PIG-PIB, Warszawa.

Gałązka D. 2004, Investigation of Scandinavian erratics from tills in the interlobate zone, Iława region, northern Poland. [w:] *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes*, 15-16. Riga, Streszczenia referatów i posterów.

Gałązka D. 2009, Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Lubawa. Wydawnictwo PIG-PIB, Warszawa.

Gałązka D., Rychel J., Krysiak Z. 2009, Struktury glacitektoniczne a dynamika lądolodu zlodowacenia Wisły na zachodnim skłonie Garbu Lubawskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 194, 27-34.

Greenwood S.L., Clark C.D., Hughes A.L.C. 2007, Formalising an inversion methodology for reconstructing ice-sheet retreat patterns from meltwater channels: application to the British Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science* 22, 637-645.

Kondracki J. 1957, Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. *Geografia w Szkole* 10, 227-242.

Marks L. 1979, Foreland influence on Ice-Sheet Movement during the Vistulian (Würm) Glaciation: the Case of the Lubawa Elevation (Mazury Lakeland). *Bulletin de L'academe Polonaise des Sciences* 26 (3-4), 203-213.

Marks L. 1980, Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. *Kwartalnik Geologiczny* 24 (2), 361-376.

Marks L. 1984, Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). *Biuletyn Geologiczny UW* 28, 133-176.

Marks L. 2012, Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews* 44, 81-88.

Mojski J.E. 1998, Isolated Pleistocene elevations in the area of last Scandinavian glaciation between Finnish Bay and Odra Mouth. [w:] *Field Symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia*, 45-46. Riga, Streszczenia referatów i posterów.

Morawski W. 2005, Warmińska prowincja paleogeograficzna plejstocenu (płn.-wsch. Polska). *Przegląd Geologiczny*

53, 477-488.

Pasierbski M. 1984, *Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji ostatniego zlodowacenia w Polsce*, 170 s. Wydawnictwo UMK, Toruń.

Paterson W.S.B. 1994, *The Physics of Glaciers*, 496 s. Butterworth-Heinemann.

Piotrowski J.A., Tulaczyk S. 1999, Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quaternary Science Reviews* 18, 737-751.

Punkari M. 1997, Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the last Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 16, 741-753.

Rinterknecht V.R., Marks L., Piotrowski J.A., Raisbeck G.M., Yiou F., Brook E.J., Clark P.U. 2005, Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pomeranian moraine, Poland. *Boreas* 34, 186-191.

Wysota W., Molewski P., Sokołowski R.J. 2009, Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. *Quaternary International* 207, 26-41.