




GEOMETRIA I ROZWÓJ WAŁÓW LODOWO-MORENOWYCH NA OBSZARZE MORENY KUTNOWSKIEJ: ZAPIS W LITOFACJACH I STRUKTURACH DEFORMACYJNYCH OSADÓW SUPRAGLACJALNYCH W STANOWISKU DASZYNA

Geometry and development of the ice-cored ridges in the Kutno Moraine: evidence from lithofacies and deformation structures of supraglacial deposits in Daszyna site

WOJCIECH WŁODARSKI¹ , ANNA ORŁOWSKA² , RADOSŁAW WASILUK³ 

Zarys treści. Wały lodowo-morenowe stanowią ważny element badań paleogeograficznych stref marginalnych plejstocenijskich łądolodów. Dotychczasowe próby rekonstruowania wałów lodowo-morenowych były oparte na badaniach sedimentologicznych osadów supraglacialnych. Badania te pozwalały jedynie na rozpoznanie przestrzennego uporządkowania procesów depozycyjnych w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi. Istnieje możliwość bardziej precyzyjnego określania geometrii wałów lodowo-morenowych na podstawie szczegółowej analizy struktur kolapsyjnych. Z dużym przybliżeniem można określić kształt, stopień wydłużenia i orientację wałów lodowo-morenowych, biorąc pod uwagę geometrię oraz kinematykę uskoku i fałdów stanowiących główne elementy struktur kolapsyjnych. Łącząc badania sedimentologiczne osadów supraglacialnych z analizą struktur kolapsyjnych, można również prześledzić historię rozwoju wałów lodowo-morenowych aż do ich całkowitego wytopienia. Takie podejście badawcze jest przedmiotem niniejszej pracy dotyczącej stanowiska Daszyna na obszarze moreny kutnowskiej.

Słowa kluczowe: formy supraglacialne, struktury kolapsyjne, pola odkształceń, zlodowacenie warty

Abstract. The ice-cored ridges are important for palaeogeographical studies of retreating margins of glaciers. Earlier reconstructions of ice-cored ridges in marginal zones of the Pleistocene ice-sheets have been made based on sedimentological studies. Applying such approach, research were able only to show in which degree depressions between ice-cored ridges influenced spatial variations in depositional processes. There is possible to determine more precise characteristics of ice-cored ridges geometry based on detailed analysis of collapse structures. The shape, elongation and orientation of ice-cored ridges can be derived from geometry and kinematics of folds and faults as major elements of the collapse structures. Integration sedimentological studies of supraglacial deposits with analysis of collapse structures also allows to determine the evolution of ice-cored ridges up to final deicing. This approach is the subject of case study performed in Daszyna site located in the Kutno Moraine.

Key words: supraglacial landforms, collapse structures, strain fields, youngest Saalian ice-sheet

Wstęp

Współczesne wały lodowo-morenowe to linijne formy marginalne układające się równolegle do czoła lodowców (Szupryczyński 1963; Boulton 1972; Evans 2009). Ich rozwój wynika z nierównego tempa ablacji między powierzchnią lodu po-

krytego materiałem morenowym a strefami czystego lodu. Badania Musketta i in. (2008) pokazują, że różnice w tempie ablacji mogą dochodzić do 50–75%. Wydłużony kształt i regularny układ wałów lodowo-morenowych może nawiązywać do rozkładu materiału morenowego, który jest inkorporowany w obręb lodu lodowcowego w postaci tak zwanych wstęp gruzowych (Boulton 1972).

¹ Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, Zakład Badań Paleosrodowiskowych, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: wojtek@amu.edu.pl, ORCID: 0000-0002-6697-6845

² Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Al. Kraśnicka 2D, 20-718 Lublin; e-mail: anna.orlowska@mail.umcs.pl, ORCID: 0000-0001-6431-4648

³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: rwas@pgi.gov.pl, ORCID: 0000-0002-2243-9183

Wydaje się, że najlepsze warunki dla rozwoju wałów lodowo-morenowych są w sytuacji występowania wstęg gruzowych nachylonych przeciwnie do ruchu lodowca pod kątem 30–70° (rys. 1A). Taki układ wstęg gruzowych powstaje na skutek kompresyjnego ruchu lodowca i wpływa na asymetrię wałów lodowo-morenowych, gdzie zbocza nachylone przeciwnie do ruchu lodowca są bardziej strome (Kozarski, Szupryczyński 1973). Oczywiście, wiele form wałowych nie wykazuje podobnej asymetrii lub też charakteryzuje się asymetrią odwrotną (rys. 1B). Może to wynikać z małego kąta nachylenia wstęg gruzowych i ich koncentracji w przyspągowej części lodowca (Rains, Shaw 1981). Analizowany układ wstęg gruzowych jest typowy dla przypadków, gdzie dominującym mechanizmem ruchu lodowców jest bazalny ślizg po podłożu.

Teoretycznie stopniowy zanik wałów lodowo-morenowych powinien prowadzić do rozwoju charakterystycznego układu linijnych form supraglacialnych, czytelnych w rzeźbie terenu również po całkowitym wytopieniu lodu (Evans 2009). W rzeczywistości postępująca degradacja wałów lodowo-morenowych na skutek nierównomiernej ablacji i rozwoju zagłębień wytopiskowych powoduje, że formy supraglacialne zwykle są reprezentowane przez mniej lub bardziej izometryczne pagórki i obniżenia. Jedynym wyznacznikiem rozwoju form supraglacialnych w związku z zanikiem wałów lodowo-morenowych jest ich współwystępowanie w obrębie linijnych czy łukowato wygiętych stref ułożonych równolegle do zasięgu dawnych zlodowaceń (Johnson, Clayton 2003).

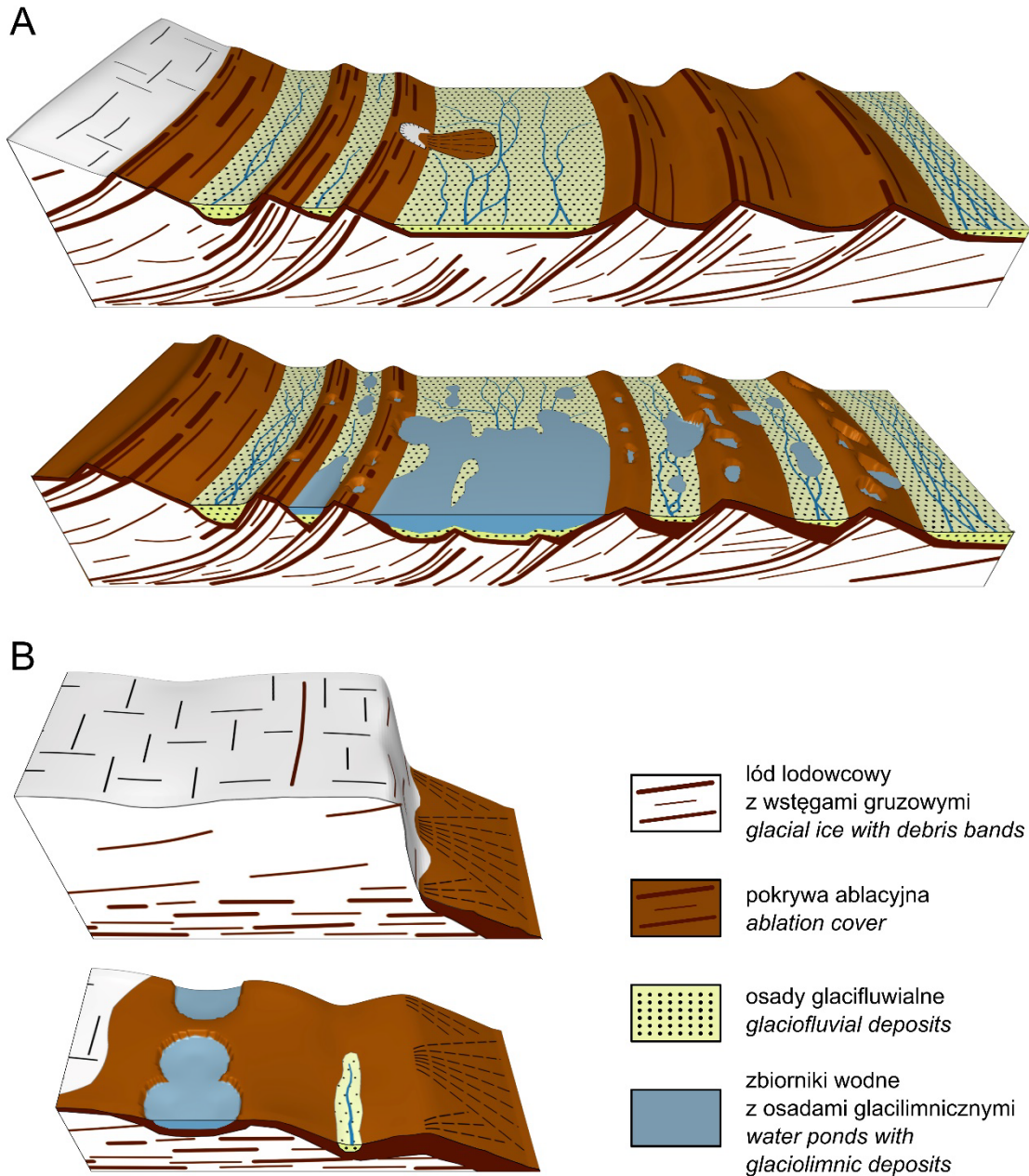
Rekonstrukcja wałów lodowo-morenowych w obrębie stref marginalnych łądolodów plejstocenijskich była przedmiotem wielu badań geomorfologicznych i sedimentologicznych (Huddart, Bennett 1997; Kłapyta 2008; Gruszka, Terpiłowski 2015). Najczęściej badania te opierały się na dwóch założeniach. Po pierwsze formy supraglacialne związane z rozwojem wałów lodowo-morenowych powinny układać się równolegle do przebiegu czoła łądolodu. Po drugie obniżenia między wałami lodowo-morenowymi mogły wpływać na przebieg procesów depozycyjnych, a tym samym na końcową architekturę osadów supraglacialnych (Huddart, Bennett 1997).

Biorąc pod uwagę, że większość form supraglacialnych zatracą swój pierwotny kształt oraz orientację na skutek całkowitego wytopienia lodu lodowcowego, Włodarski i Orłowska (2019) zaproponowali nowe podejście do rekonstrukcji wałów lodowo-morenowych. Podstawą tego po-

dejścia jest szczegółowa analiza struktur kolapsyjnych, która stanowi uzupełnienie badań sedimentologicznych osadów supraglacialnych. Na przykładzie osadów kemowych ze strefy marginalnej łądolodu warty we wschodniej Polsce autorzy ci pokazali, w jaki sposób analiza struktur kolapsyjnych pozwoliła określić kształt, stopień wydłużenia i orientację wałów lodowo-morenowych. W nawiązaniu do badań sedimentologicznych osadów kemowych możliwa była również rekonstrukcja dynamiki wytapiania wałów lodowo-morenowych.

Rekonstrukcja wałów lodowo-morenowych w strefach marginalnych łądolodów plejstocenijskich jest ważna dla interpretacji paleośrodowiskowych, w których istotną rolę odgrywa analiza czynników paleoklimatycznych i paleoglacjologicznych. Z jednej strony rozwój wałów lodowo-morenowych w warunkach ruchu kompresyjnego w strefie marginalnej współczesnych lodowców stanowi podstawę do analizy reżimu termicznego spągu łądolodu, występowania wieloletniej zmarzliny, a także odpowiednich warunków podłoża determinowanych przez litologię i topografię (Evans 2009). Z drugiej strony obecność wałów lodowo-morenowych należy również rozpatrywać w odniesieniu do dynamiki czoła łądolodu w czasie recesji. Według Kasprzaka (2003) duży wpływ na rozwój wałów lodowo-morenowych może mieć recesja frontalna, przerywana rytmicznie powtarzającymi się okresami dłuższego postoju czoła łądolodu. Takie warunki mogą sprzyjać większej koncentracji materiału morenowego, inkorporowanego ze strefy bazalnej łądolodu w postaci wstęg gruzowych.

Przedmiotem badań prezentowanych w niniejszej pracy są osady supraglacialne, odsłaniające się w stanowisku Daszyna w środkowej części moreny kutnowskiej. Osady tego typu powszechnie występują w obrębie wydłużonych wałów na całym obszarze moreny kutnowskiej. Dotychczasowe poglądy na genezę osadów supraglacialnych, a tym samym moreny kutnowskiej, były dość zróżnicowane. Według Lencewicza (1927) i Drażczyk (2020) obszar badań stanowi morenę czołową akumulacyjną, powstałą podczas recesji łądolodu warty. W takim ujęciu poszczególne wały tej moreny wyznaczają linie dłuższego postoju czoła łądolodu. Z kolei Domosławska-Baraniecka (1961) poddała pod dyskusję koncepcję glaciektonicznej genezy moreny kutnowskiej podczas ponownego nasunięcia łądolodu warty, określanego jako faza kutnowska. Ta koncepcja była oparta na badaniach deformacji osadów w odkrywcę Sławęcín w środkowej części moreny



Rys. 1. Modele koncepcyjne rozwoju wałów lodowo-morenowych
 A – w warunkach kompresyjnego ruchu lodowca (wg Włodarskiego, Godlewskiej 2016; zmienione)
 B – w przypadku, gdzie dominującym mechanizmem ruchu lodowców jest bazalny ślizg po podłożu (wg Rains, Shaw 1981; zmienione)

Conceptual models of ice-cored ridges evolution

- A – controlled by compressive ice flow (after Włodarski, Godlewska 2016; changed)
 B – where movement of glaciers is dominated by basal sliding (after Rains, Shaw 1981; changed)

kutnowskiej. Podobne deformacje były analizowane przez Jewtuchowicza (1967), niemniej jednak były one interpretowane jako efekt wytapiania martwego lodu. Co więcej, według tego autora wydłużone wały, jak i budujące je osady supraglacialne, należy wiązać z procesami depozycji w szczelinach lodowych układających się równoległe do czoła łądolodu.

Celem niniejszej pracy jest rekonstrukcja geometrii i historii rozwoju pojedynczego wału lodowo-morenowego na obszarze moreny kutnowskiej na podstawie analizy sedymentologicznej i strukturalnej osadów supraglacialnych. Osady te zostały przebadane w obrębie struktury kolapsyjnej odsłaniającej się w stanowisku Daszyna. Uzyskane wyniki badań pozwalają połączyć do-

tychczasowe koncepcje rozwoju form wałowych na obszarze moreny kutnowskiej w jeden spójny model. Istotnym elementem tego modelu są wały lodowo-morenowe, które mogły się rozwijać podczas recesji lądolodu warty.

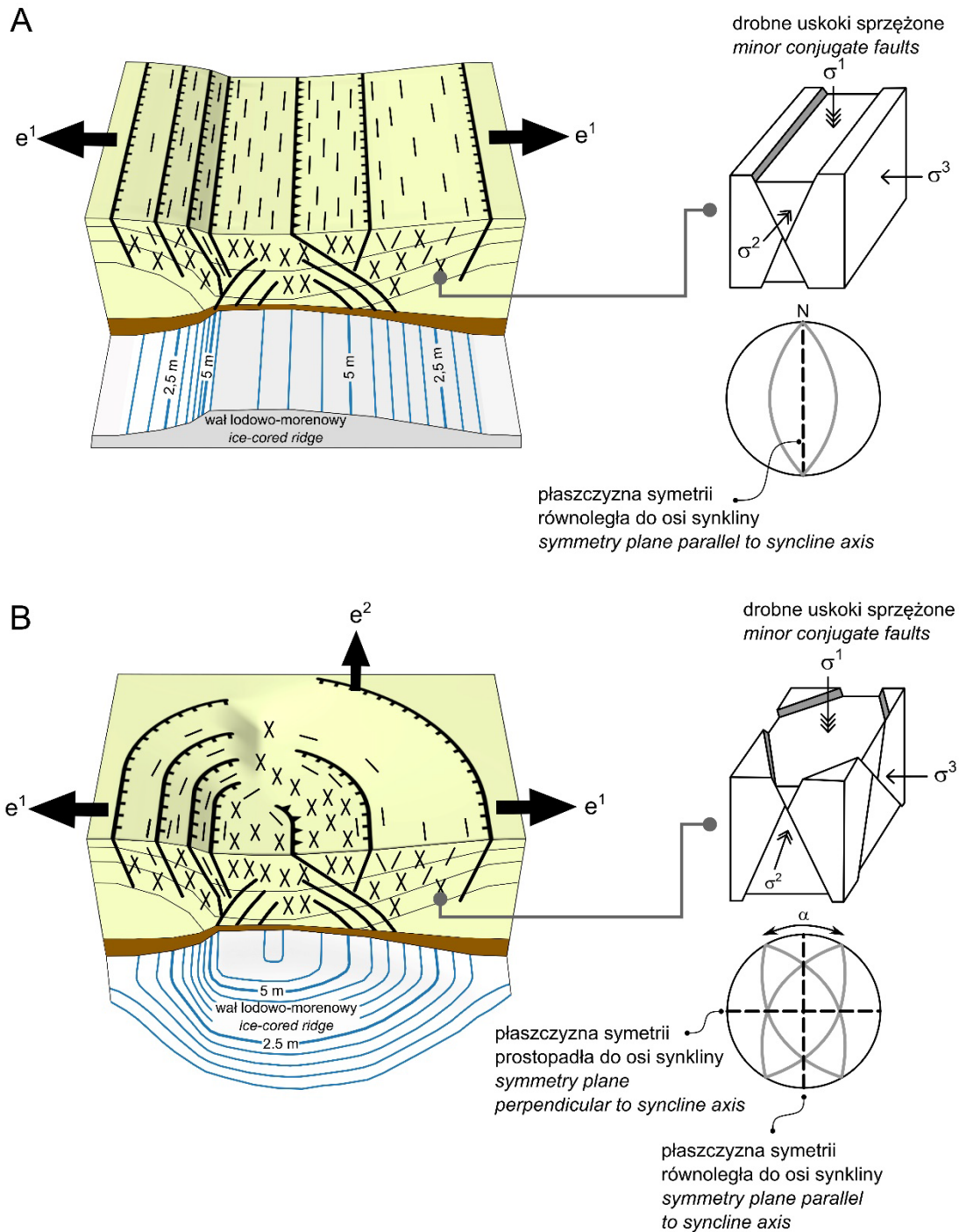
Struktury kolapsyjne

Struktury kolapsyjne najczęściej opisuje się jako obniżenia różnej skali na powierzchni lub w obrębie górnych warstw geologicznych, wywołane ubytkiem mas skalnych podłoża na skutek procesów krasowych, lateralnej migracji soli, a także w związku z rozwojem kalder wulkanicznych (Ge, Jackson 1998; Acocella 2007). Istnieją również prace, w których struktury kolapsyjne są wiązane z wytapianiem lodu lodowcowego (Boulton 1972; McDonald, Shilts 1975; Branney 1995; Huddart, Bennett 1997; Włodarski, Orłowska 2019).

Subsydencja w obrębie pojedynczej struktury kolapsyjnej wpływa na rozwój fałdu synkinalnego i charakterystycznego układu uskoków (rys. 2; Ge, Jackson 1998; Holohan i in. 2015). Główne uskoki odwrócone o nachyleniu przeciwnym do ułożenia sfałdowanych warstw rozwijają się w obrębie wewnętrznej części synkliny. Z kolei główne uskoki normalne o nachyleniu zgodnym do ułożenia sfałdowanych warstw są typowe dla bardziej zewnętrznych części synkliny. Dodatkowo w strefie przegubowej synkliny mogą powstawać drugorzędne fałdy dysharmonijne. Przyjmuje się, że rozwój głównych uskoków odwróconych jest uwarunkowany lateralnym zróżnicowaniem subsydencji między strefą przegubową synkliny a jej skrzydłami (Acocella 2007). Natomiast w odniesieniu do głównych uskoków normalnych wskazuje się na efekt grawitacyjnego oddziaływania wywołanego ubytkiem mas skalnych czy lodu lodowcowego w podłożu. Praca Holohana i in. (2015) dotycząca modelowania numerycznego struktur kolapsyjnych pokazuje, że przypowierzchniowe warstwy podlegające subsydencji są poddawane podłużnej kompresji w strefie przegubowej synkliny oraz podłużnej ekstensji w obrębie skrzydeł synkliny. O ile taki układ odkształceń podłużnych jest typowy dla początkowych etapów subsydencji, to na kolejnych jej etapach podłużna ekstensja zaznacza się również w strefie przegubowej synkliny. Zapisem takiej przebudowy pola odkształceń podłużnych są drobne normalne uskoki sprzężone, które tworzą nieregu-

larne sieci rozciągające się lateralnie w obrębie sfałdowanych warstw, nie tylko na skrzydłach synklin, ale również w ich strefach przegubowych (Cole i in. 2005; Włodarski, Orłowska 2019).

Geometria struktur kolapsyjnych, a w szczególności dolnych sfałdowanych warstw, których depozycja zachodziła przed subsydencją, może być rozpatrywana jako lustrzane odbicie geometrii zanikających mas skalnych czy lodu lodowcowego w podłożu (rys. 2; Ge, Jackson 1998). O ile interpretacja danych geologicznych czy geofizycznych daje zwykle możliwość rekonstrukcji przekroju poprzecznego struktur kolapsyjnych, to dane strukturalne odniesione do sfałdowanych warstw i uskoków pozwalają określić orientację struktur kolapsyjnych w planie, a także przybliżony stopień ich wydłużenia. Bardzo ważną rolę w analizie przybliżonego stopnia wydłużenia struktur kolapsyjnych odgrywają drobne normalne uskoki sprzężone. Sposób ułożenia tych uskoków względem osi synkliny może stanowić zapis dwu- lub trójosiowego pola odkształceń w obrębie fałdowanych warstw (Krantz 1988; Healy i in. 2015). Przyjmuje się, że elementy symetrii odniesione do architektury uskoków stanowią bezpośrednie odbicie symetrii pola odkształceń/paleonaprężeń (Paterson, Weiss 1961). W przypadku rozwoju cylindrycznej synkliny o długich wyrównanych osiach bardziej prawdopodobne wydaje się, że fałdowane warstwy będą podlegały podłużnej ekstensji w jednym dominującym kierunku ustawionym prostopadłe do osi synkliny (rys. 2A). Zapisem strukturalnym takiego dwuosowego pola odkształceń będą uskoki sprzężone charakteryzujące się monomodalnym rozkładem ich biegów. Z kolei z rozwojem synkliny niecylindrycznej o krótkich i wyraźnie zundulowanych osiach należy wiązać trójosiowe pole odkształceń w obrębie fałdowanych warstw (rys. 2B). Takie pole odkształceń powinno wyrażać się obecnością podłużnej ekstensji w dwóch przeważających kierunkach, to jest prostopadłym i równoległym względem osi synkliny. Można oczekiwać, że obydwa kierunki podłużnej ekstensji będą odwzorowane w polimodalnym rozkładzie drobnych normalnych uskoków sprzężonych. Ich biegi zwykle rozciągają się symetrycznie względem osi synkliny, przez co stanowią one podstawę do wyróżnienia dwóch grup normalnych uskoków sprzężonych. Analiza kąta ostrego α między uśrednionymi biegami uskoków w każdej



Rys. 2. Związek między geometrią struktur kolapsyjnych a topografią i sposobem zaniku wałów lodowo-morenowych (dla uproszczenia przyjęto, że tempo zaniku arealnego lodu jest większe od tempa zaniku frontального)

A – struktura kolapsyjna rozwijająca się nad wydłużonym wałem lodowo-morenowym

B – struktura kolapsyjna kontrolowana przez zanik bardziej izometrycznego wału lodowo-morenowego

Relationship between geometry of collapse structures and topography and ablation pattern of ice cored ridges (the ablation pattern relates to case where downwasting is greater than backwasting)

A – collapse structure developing above elongated ice-cored ridge

B – collapse structure controlled by melting of isometric ice-cored ridge

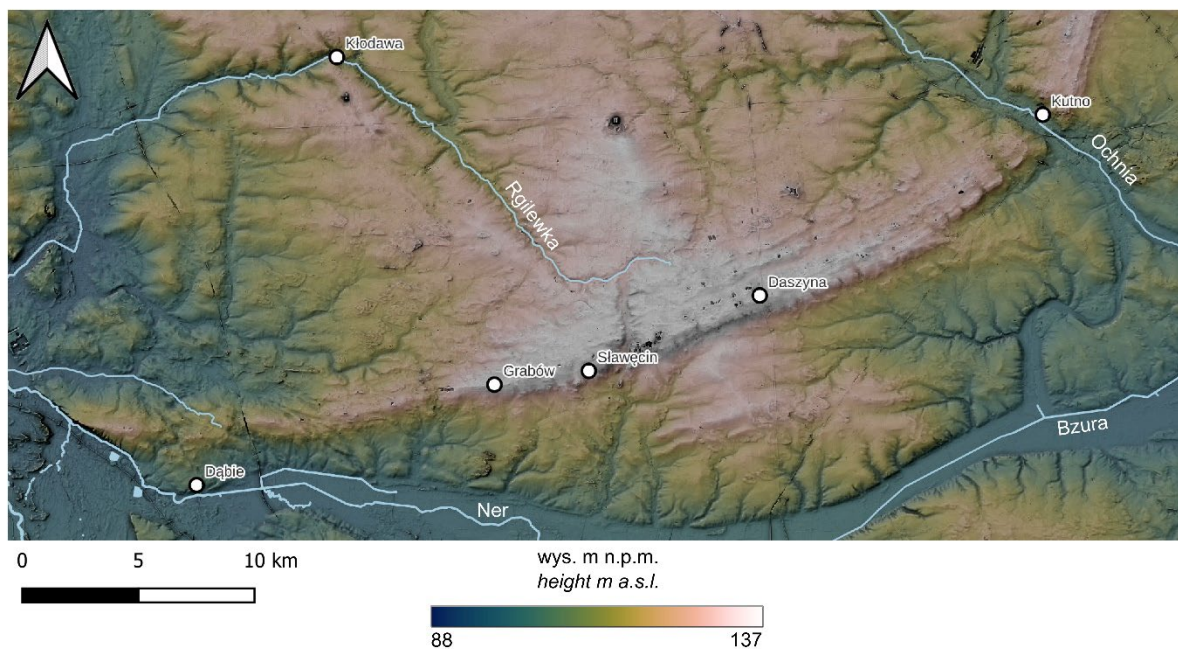
grupie uskoków pozwala w przybliżeniu określić proporcje udziału podłużnej ekstensji w obrębie sfałdowanych warstw w kierunkach prostym i równoległym względem osi synkliny (rys. 2B).

Obszar badań

Morena kutnowska stanowi dość rozległy obszar występowania wydłużonych wałów (rys. 3), które ciągną się subrównoleżnikowo od okolic Dąbia na zachodzie po rejon Kutna, a według niektórych badaczy dalej subpołudnikowo w kierunku Gostynina (Lencewicz 1927). Obecnie obszar moreny kutnowskiej zawęża się wyłącznie do jej subrównoleżnikowego odcinka o długości około 45 km i przebiegu ENE-WNW. Na tym odcinku długość pojedynczych wałów wynosi od około 0,6 km do nawet 4,5 km, a ich szerokość zmienia się w zakresie od 0,25 km do 1,5 km. Wysokość bezwzględna moreny kutnowskiej jest również urozmaicona. Najwyższy jej odcinek znajduje się między Grabowem a Daszyną, gdzie wysokość wałów przekracza 150 m n.p.m. Jednocześnie odcinek ten stanowi dział wodny między dolinami Neru na zachodzie i Ochni na wschodnie. Niżej położone wały, osiągające wysokość około 120–125 m n.p.m., znajdują się w okolicach Dąbia w zachodniej części moreny. Uwagę zwraca wyraźny próg morfologiczny, ograniczający od po-

łudnia morenę kutnowską o wysokości względnej do 30 m w okolicach Sławęcina. Wysokość tego progu stopniowo maleje w kierunku zachodnim oraz wschodnim. Podobną tendencję zmian wysokościowych obserwuje się wzdłuż całej moreny kutnowskiej, w obrębie wysoczyzn na przedpolu i zapleczu tej moreny, a także w osi pradoliny warszawsko-berlińskiej na odcinku między Nerem a Bzurą (Molewski 2014). Takie zmiany wysokościowe wynikają z aktywności tektonicznej struktury solnej Kłodawy w czwartorzędzie (Wasiluk, Rychel 2021). Wały tworzące wyniesienie moreny kutnowskiej są zbudowane z wodnolodowcowych piasków i żwirów lub żwirów z głazami, które miejscami są przykryte przez gliny lodowcowe o zmiennej miąższości.

Stanowisko Daszyna jest położone w nieczynnej rozległej odkrywce, w środkowej najwyższej części wyniesienia moreny kutnowskiej na wysokości 150 m n.p.m., na północnym zboczu jednego z subrównoleżnikowych wałów. Przedmiotem szczegółowych badań sedimentologicznych i strukturalnych jest jeden duży profil geologiczny, który rozciąga się na dystansie około 60 m wzdłuż ściany wschodniej odkrywki. Odślaniają się tutaj osady glacialimniczne, glacialfluwalne oraz glacialne ze zlodowacenia warty. Ich maksymalne miąższości wynoszą odpowiednio 1 m, 4,9 m oraz 4,8 m. Analizowane osady są sfałdowane i zuskokowane.



Rys. 3. Lokalizacja stanowiska Daszyna na tle topografii moreny kutnowskiej i jej otoczenia (na podstawie numerycznego modelu rzeźby terenu)

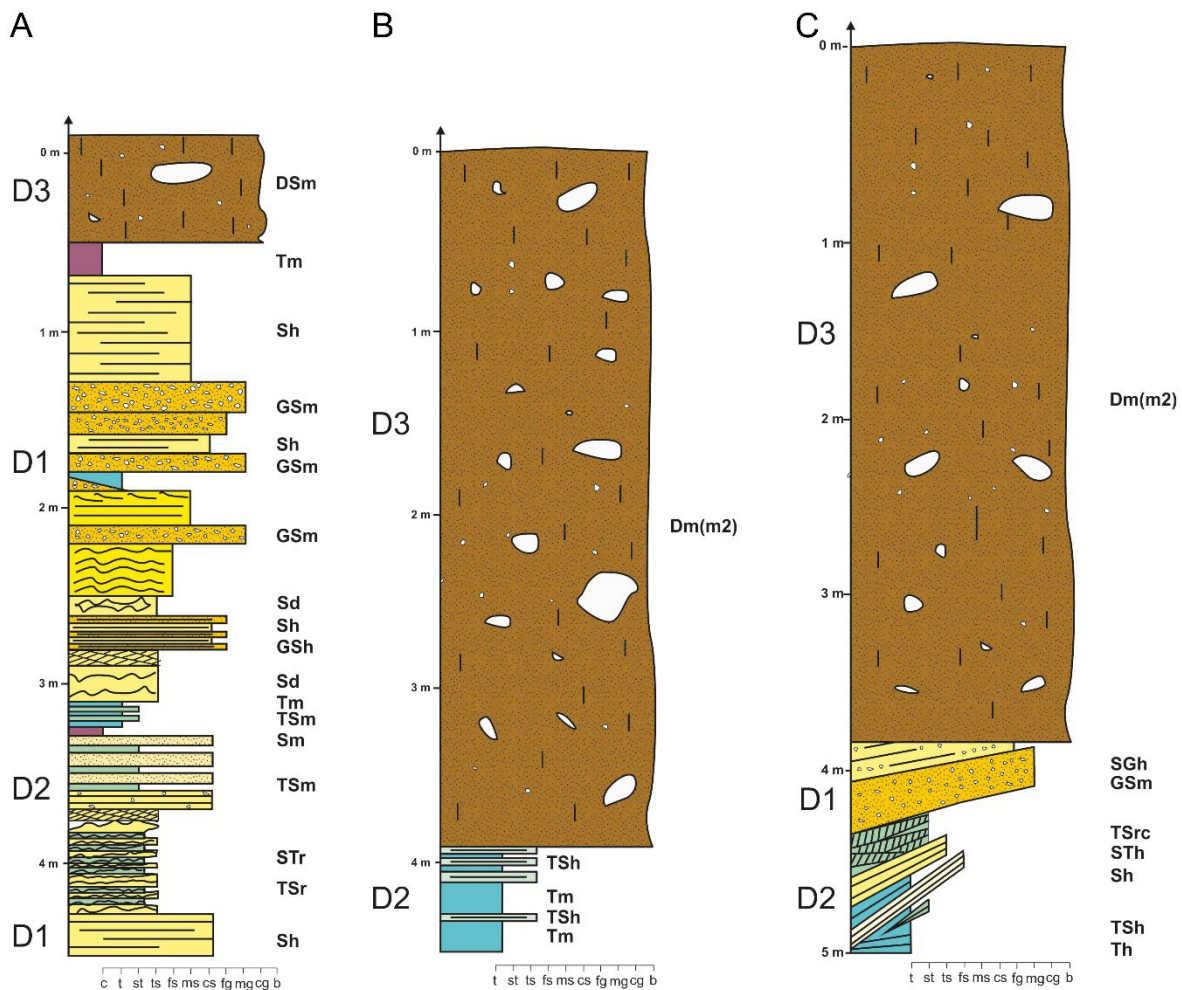
Location of Daszyna site on the DEM-based topography of the Kutno moraine and adjacent area

Charakterystyka sedimentologiczna osadów

W profilu geologicznym udokumentowano trzy kompleksy litofacjalne: D1, D2, D3, w pionowej sekwencji D1→D2→D1→D3 lub D2→D3. Dobrze to ilustrują szczegółowe profile sedimentologiczne (rys. 4).

Osady kompleksu D1 to piaski mułowe i piaski różnoziarniste oraz żwiry drobnoziarniste. Występują one w licznych zestawach. W ich dolnych partiach obecne są piaski mułowe (STr, STh), zaś w wyższych partiach – średnioziarniste piaski poziomo warstwowane (Sh) lub masywne

(Sm) w pakietach o miąższości 10–50 cm (rys. 4, 5A). Miejscami nadbudowują je cienie (do 10 cm) piaski o przekątnym warstwowaniu riplemarkowym lub riplemarków wstępujących typu A lub B (Sr, Src). Bardziej miększe są piaski poziomo warstwowane średnio- lub gruboziarniste (Sh), pojawiające się w północnej i południowej części profilu geologicznego. Osady te osiągają zróżnicowaną miąższość od 10 cm do 60 cm. Najgrubszą frakcją kompleksu D1 charakteryzują się żwiry piaszczyste głównie masywne (GSm), odsłaniające się w środkowej i południowej części profilu (rys. 4, 5B). Mają one zróżnicowaną miąższość: od cienkich (5–10 cm) wyklinowujących się warstw do pakietów o miąższości nawet 70 cm.

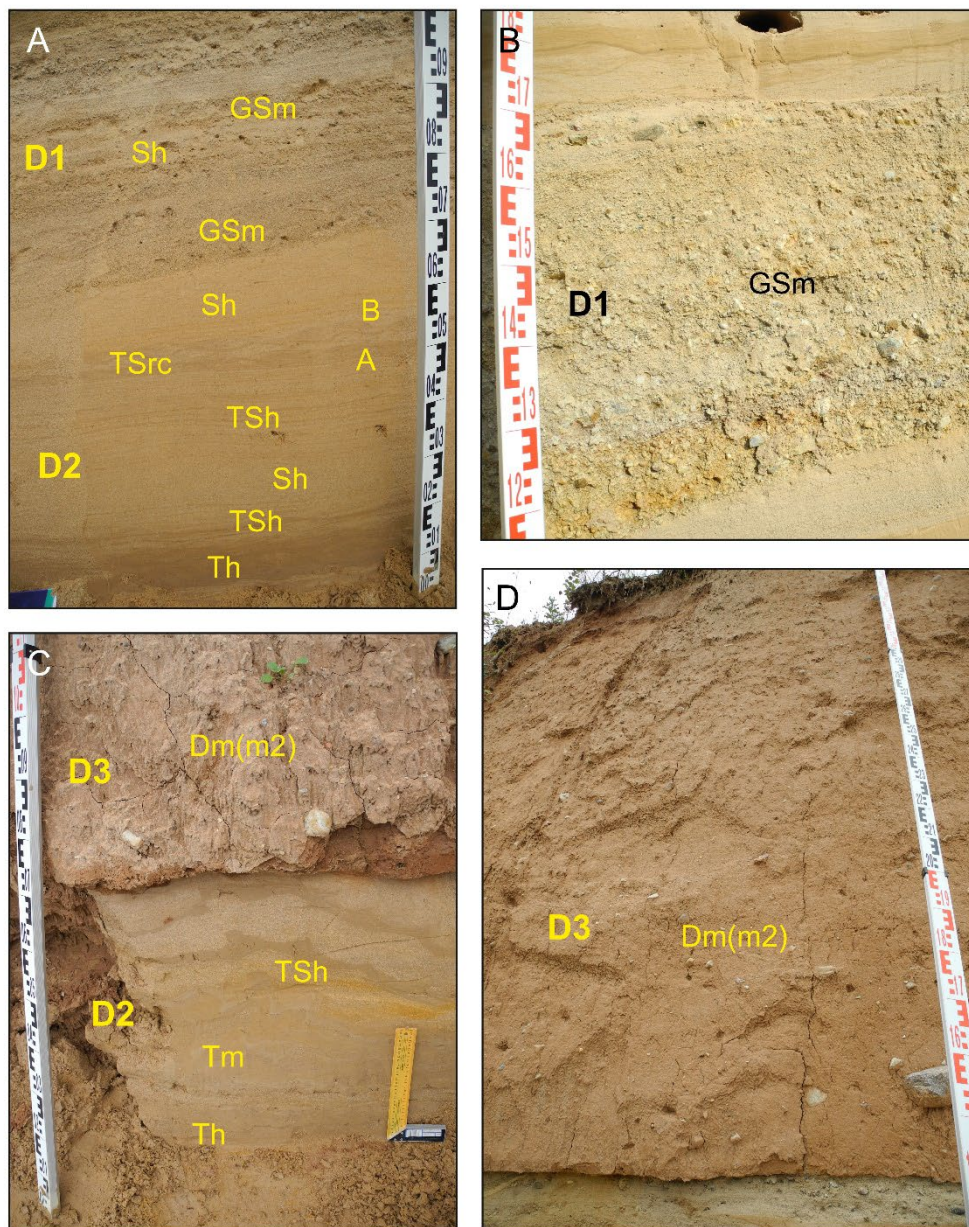


Rys. 4. Wybrane profile sedimentologiczne osadów w stanowisku Daszyna
 A – północna część profilu geologicznego,
 B – środkowa część profilu geologicznego
 C – południowa część profilu geologicznego

Selected sedimentological logs in the Daszyna site
 A – northern part of geological profile
 B – middle part of geological profile
 C – southern part of geological profile

Osady kompleksu D2 zaznaczają się głównie w północnej i środkowej części profilu geologicznego (rys. 4). Są to głównie muły i muły piaszczyste (reprezentowane przez litofacje Tm, Th, TSh, TSm, TSr, TSrc). Występują one w postaci cienkich do 30 cm miąższości ławic, głównie masywnych lub poziomo warstwowanych/laminowanych

(rys. 4, 5A, 5C). Maksymalna miąższość osadów kompleksu D2 dochodzi do 1 m. Najczęściej jednak osady te występują w cienkich pakietach, które wyklinowują się w obrębie osadów kompleksu D1. Na uwagę zasługują muły i muły piaszczyste o przekątnej laminacji riplemarkowej (TSr) i riplemarków wstępujących (TSrc) (rys. 5A).

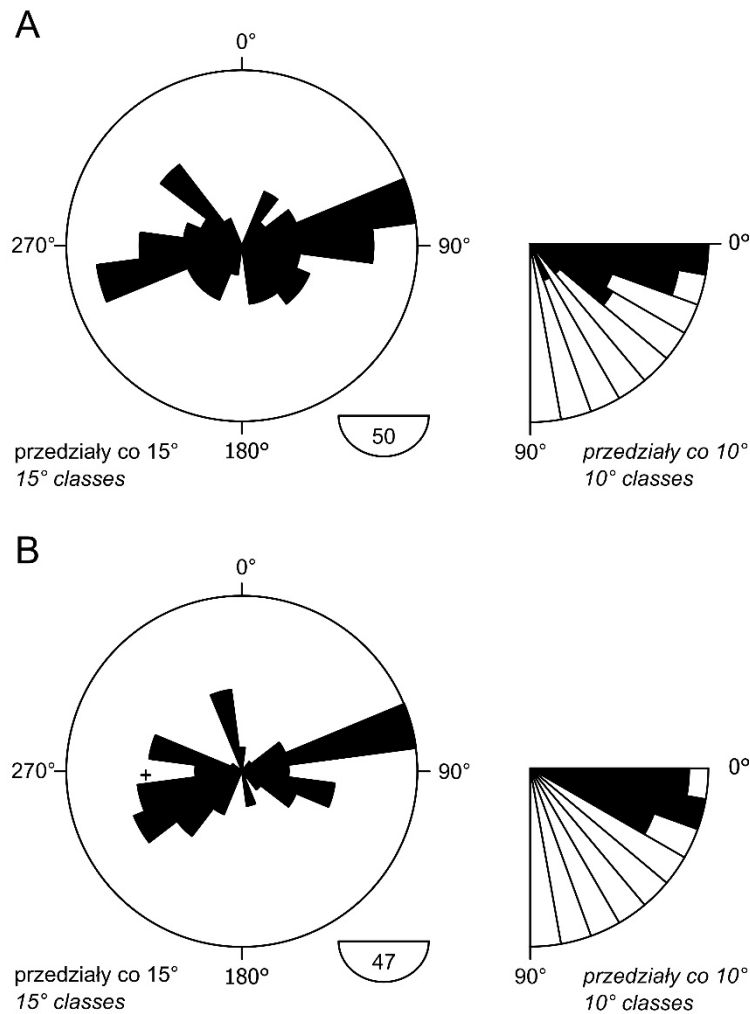


Rys. 5. Przykłady litofacji w stanowisku Daszyna (fot. A. Orłowska 2023)
 A – osady kompleksów D1 i D2 (północna część profilu geologicznego)
 B – gruboziarniste osady kompleksu D1 (południowa część profilu geologicznego)
 C – osady kompleksów D2 i D3 (środkowa część profilu geologicznego)
 D – diamikton o strukturze masywnej kompleksu D3

Examples of lithofacies in the Daszyna site
 A – sediments of D1 and D2 complexes (northern part of geological profile)
 B – coarse-grained sediments of D1 complex (southern part of geological profile)
 C – sediments of D2 and D3 complexes (middle part of geological profile)
 D – massive diamicton of D3 complex

Powyżej kompleksów D1 i D2 wzdłuż całego profilu geologicznego rozciąga się diamikton masywny (Dm) kompleksu D3. Jest to diamikton o matriksie przeważnie ilastym (miejscami ilasto-piaszczystym) i rozproszonym szkielecie ziarnowym (klasty żwirowe mają średnicę do 1 m) (rys. 4, 5C, 5D). Stopień rozproszenia szkielecia ziarnowego nieznacznie zmienia się w sposób nieregularny w pionie, jak i wzdłuż profilu geolo-

gicznego. Dłuższe osie głazików układają się głównie w kierunku WSW-ENE (rys. 6). Ich kąty nachylenia są większe w dolnej części kompleksu D3 w porównaniu do części górnej. Na uwagę zasługuje zróżnicowana miąższość diamiktonu (od 1 m na krańcach północnych i południowych profilu do nieco ponad 4 m w części środkowej), a także ostry kontakt z osadami podścielającymi.



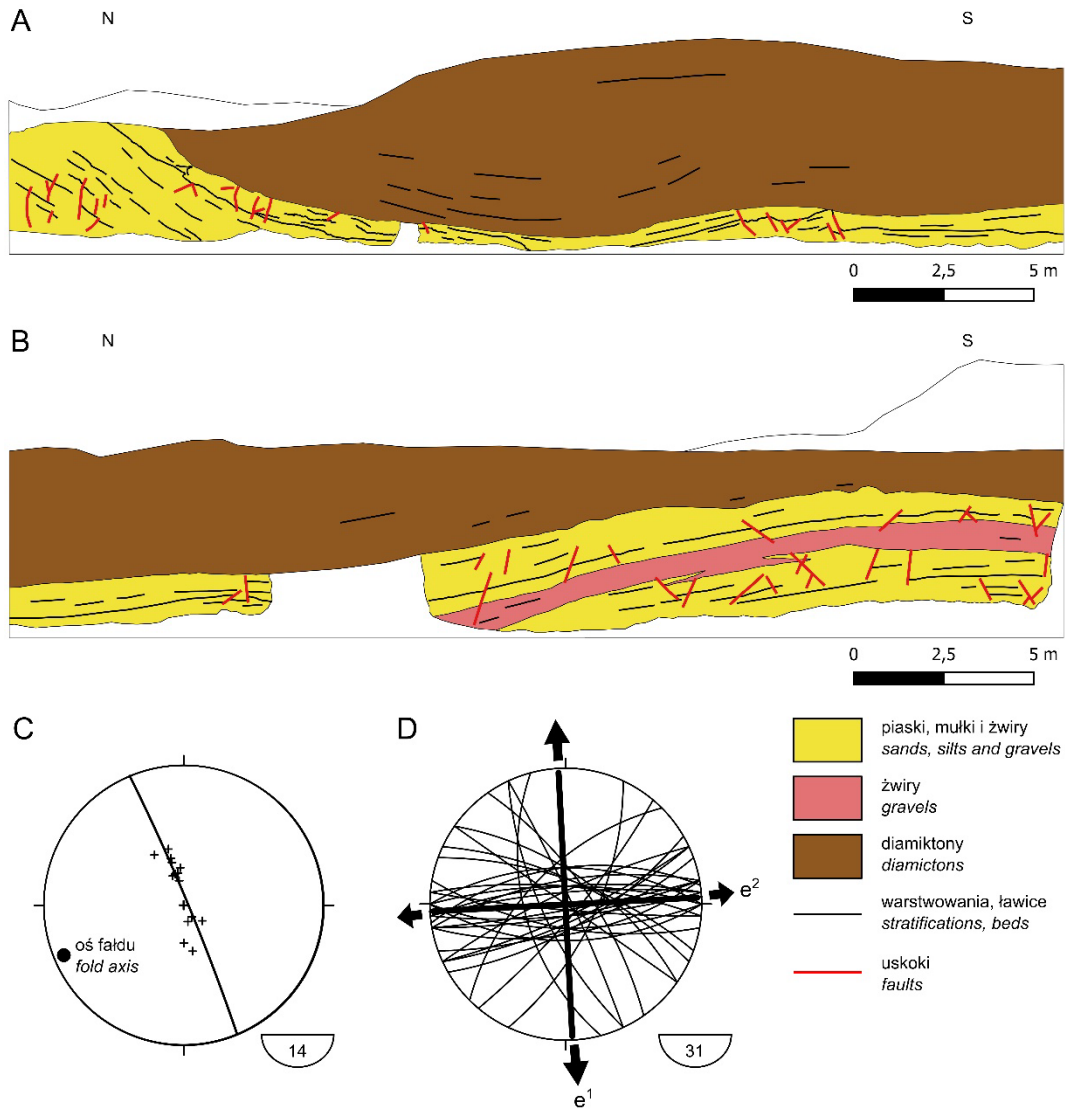
Rys. 6. Azymuty i kąty upadu dłuższych osi głazików w diamiktonie kompleksu D3
 A – dolna część diamiktonu
 B – górna część diamiktonu

Azimuths and dips of the long axes of clasts in the diamicton of the D3 complex
 A – lower part of the diamicton
 B – upper part of the diamicton

Fałdy i uskoki

W obrębie profilu geologicznego odsłania się asymetryczny szerokopromienny fałd (rys. 7 A, B). Jego geometria jest dobrze odwzorowana wzdłuż spągu kompleksu D3, a także w obrazie dość regu-

larnego ułożenia ławic i warstwowania osadów w obrębie kompleksów D1 i D2. Oś fałdu ma przebieg WSW-ENE, a kąt jej nachylenia około 4° wskazuje, że jest to struktura cylindryczna



Rys. 7. Sfałdowane warstwy i uskoki w profilu geologicznym
 A – fotoszkic N części profilu
 B – fotoszkic S części profilu
 C – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji
 D – projekcja stereograficzna uskoków normalnych
 Folded strata and faults in geological profile
 A – photo-sketch of the N portion of the profile
 B – photo-sketch of the S portion of the profile
 C – stereographic plot of poles to bedding and lamination
 D – stereographic plot of normal faults

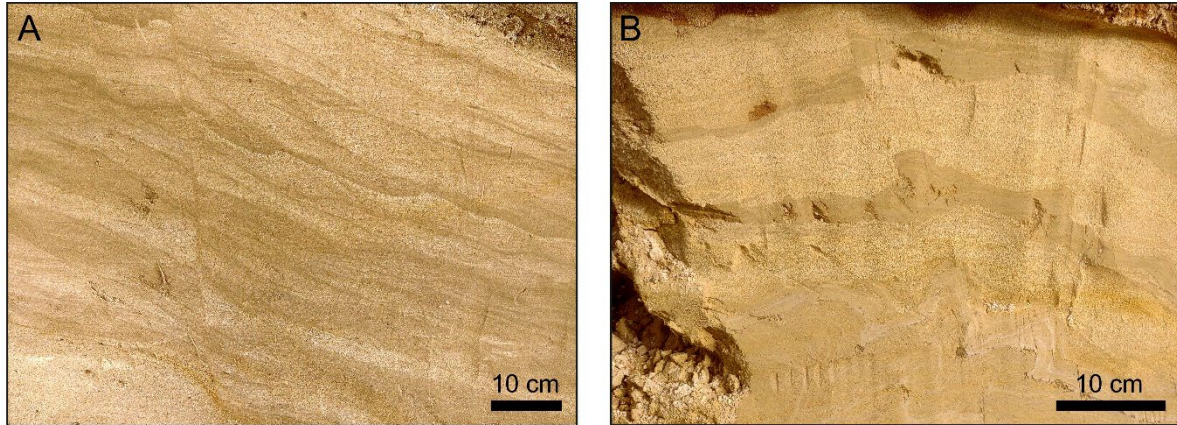
(rys. 7C). Maksymalny kąt zapadania warstw w skrzydle NNE wynosi 45° , natomiast w skrzydle SSW obserwuje się kąty nieprzekraczające 20° .

Sfałdowane warstwy są pocięte licznymi uskokami, wśród których dominują uskoki normalne (rys 8A). W obrębie skrzydeł fałdu zapadają one w podobnym kierunku co przecinane warstwy. Z kolei w strefach przegubowych

synkliny w środkowej części profilu oraz antykliny w części S obserwuje się uskoki sprzężone. Analizowane uskoki normalne układają się niemal symetrycznie względem osi fałdu (rys. 7D). Ich orientacja wskazuje na działanie maksymalnej i pośredniej horyzontalnej ekstensji w obrębie fałdowanych warstw, odpowiednio na kierunkach NNE-SSW oraz WSW-ENE.

Uskoki odwrócone odgrywają podrzędną rolę w obrazie strukturalnym szerokopromiennego fałdu (rys 8B). Większość z nich to struktury wysokokątowe, zapadające pod kątem 70–85°. Uskoki odwrócone zostały rozpoznane głównie

w obrębie stromego skrzydła fałdu, a także w strefie przegubowej synkliny. W większości przypadków struktury te zapadają przeciwnie względem ułożenia przecinanych warstw.



Rys. 8. Przykłady uskoków w stanowisku Daszyna (fot. W. Włodarski 2022)

A – uskok normalny zapadający w tym samym kierunku co przecięte przez niego warstwy kompleksu D1 (stromie N skrzydło synkliny),

B – wysokokątowy uskok odwrócony tnący warstwy kompleksu D2 (strefa przegubowa synkliny)

Examples of faults in the Daszyna site

A – normal fault dipping in the same direction as the surrounding strata of D1 complex (steep northern limb of the syncline)

B – high-angle reverse fault cutting strata of D2 complex (hinge zone of the syncline)

Interpretacja i dyskusja

Kompleksy litofacjalne D1, D2, D3 rozpoznane w profilu geologicznym stanowią zapis różnych środowisk depozycyjnych, związanych z rozwojem stożka glaciomarginalnego, funkcjonowaniem zbiornika jeziornego, a także ze splywami grawitacyjnymi glin lodowcowych. Osady kompleksu D1 reprezentują proksymalne i zarazem najbardziej dynamiczne środowisko depozycji. W obrębie tego kompleksu najniższe energetycznie są osady piaszczysto-mułowe i piaszczyste o przekątnej laminacji riplemarkowej i riplemarków wstępujących (STr, STrc), deponowane z niskoenergetycznych prądów trakcyjnych i/lub miejscami prądów turbidytowych, na które wskazują fragmenty sekwencji Boumy (na przykład: Src typu A → Src typu B) (Gruszka 2001, 2007) zaznaczające się w kilku miejscach profilu geologicznego. Obecność riplemarków wstępujących wskazuje na ich depozycję na łagodnym skłonie misy zbiornika jeziornego. Co więcej, można założyć że nachylenie powierzchni depozycyjnej stopniowo się zmniejszało, a zbiornik miał charakter okresowy i był z czasem zasypywany.

Zwiększającą się dynamikę sedimentacji dokumentują osady piaszczyste i żwirowo-piaszczyste kompleksu D1. Osady żwirowo-piaszczyste masywne (GSm) powstały w wyniku szybkich przepływów typu zalewów warstwowych, charakteryzujących się nagłą depozycją dużej ilości niesionego materiału, który stopniowo zasypywał obniżenie związane z rozwojem misy zbiornika jeziornego (Zieliński 2014). Towarzyszyła temu zmiana środowiska depozycji z subakwalnego na środowisko stożka glaciomarginalnego zdominowanego przez zalewy warstwowe (Gruszka, Zieliński 2021). Wskazują na to również wyżejległe dość miękkie pakiety piasków różnoziarnistych poziomo warstwowanych (Sh).

Osady kompleksu D2 powstały w dystalnym, niskoenergetycznym środowisku glacialimicznym, gdzie deponowane były muły i muły piaszczyste masywne (Tm, TSm). Ich sedimentacja następowała w wyniku suspensji w wodach stojących zbiornika jeziornego. Z kolei depozycja mułów i mułów piaszczystych poziomo warstwowych/laminowanych związana jest z prądami trakcyjnymi na dnie jeziora (Th, TSh). Pojawiające się muły i muły piaszczyste o przekątnej laminacji riplemarkowej i riplemarków wstępujących (TSr,

TSrc) powstały z dystalnych prądów turbidytowych. Na obecność prądów turbidytowych wskazują człony niepełnej sekwencji Boumy (na przykład Th→TSrc). Udokumentowane osady reprezentują równinę denną jeziora w jego najgłębszej i najbardziej oddalonej od źródła dostawy materiału części. Było to zatem miejsce charakteryzujące się najspokojniejszą sedymentacją najdrobniejszych osadów w profilu (Gruszka 2001, 2007). Miąższość maksymalna pakietu osadów glacialimnicznych (około 1 m) świadczy o dość długim okresie obecności zbiornika jeziornego.

Masywna struktura oraz ilasta tekstura diamiktonu kompleksu D3, a także jego ostra granica z osadami podścielającymi może sugerować, że na obszarze moreny kutnowskiej doszło do kolejnego awansu łądolodu warty. Na możliwość takiego awansu wskazywała wcześniej Domosławska-Baraniecka (1961). W takim ujęciu osady kompleksu D3 stanowiłyby zapis powolnego, oddolnego wytopienia i odłożenia materiału morenowego (DGm). Niemniej jednak diamiktony tego kompleksu są silnie zróżnicowane pod względem miąższości, cech teksturalnych oraz koncentracji szkieletu ziarnowego. To zróżnicowanie, choć słabo zaznaczające się w stanowisku Daszyna, jest typowe dla diamiktonów o genezie spływowej (Zieliński, Van Loon 1996), które zostały rozpoznane w wielu miejscach na obszarze moreny kutnowskiej (Drażczyk 2020). Za genezą spływową diamiktonu kompleksu D3 może dodatkowo przemawiać orientacja dłuższych osi głazików. Jest ona mniej lub bardziej zgodna względem przebiegu form wałowych na obszarze moreny kutnowskiej, co pozwala wykluczyć związek takiej orientacji z kierunkiem nasuwania się łądolodu warty.

Osady kompleksów D1, D2 i D3 są sfałdowane i pocięte uskokami. Geometria szerokopromiennego fałdu asymetrycznego, a przede wszystkim rozkład i kierunki zapadania uskoków normalnych i odwróconych, należy uznać jako charakterystyczne cechy struktury kolapsyjnej (Ge, Jackson 1998; Acocella 2007; Holohan i in. 2015). Mechanizm odpowiedzialny za rozwój analizowanego fałdu i towarzyszących mu uskoków to zginanie poprzeczne, które mogło być wywołane przez procesy ablacji lodu lodowcowego (Boulton 1972; Branney 1995; Włodarski, Orłowska 2019). Lód ten zalegał w podłożu osadów kompleksu D1. Ze względu na orientację osi i asymetrię skrzydeł fałdu można przyjąć, że ablacji podlegały asymetryczne wały lodowo-morenowe. Wały te rozciągały się na kierunku WSW-ENE, a ich bardziej strome zbocza nachylone były ku NNW. Zrekonstruowana geometria wałów lodowo-morenowych wskazuje, że ablacja mogła być kontrolowana przez wstęgi gruzowe w lodzie lodowcowym. Na-

wiając do modeli stref marginalnych współczesnych lodowców, jest wysoce prawdopodobne, że wstęgi gruzowe były nachylone przeciwnie do ruchu łądolodu pod kątem 30–70° (Boulton 1972). Tym samym łądolód warty na obszarze badań charakteryzował się ruchem kompresyjnym.

Obecność uskoków odwróconych w obrębie sfałdowanych warstw można wiązać z kompresją horyzontalną lub lateralnym zróżnicowaniem subsydencji między strefą przegubową synkliny a jej skrzydłami (Acocella 2007; Holohan i in. 2015). Niemniej jednak uskoki odwrócone są bardziej typowe dla wewnętrznych części synklin. Nie można wykluczyć, że niektóre wysokokątowe uskoki tego typu obserwowane w obrębie skrzydeł to pierwotnie struktury ekstensyjne zrotowane razem z przecinanymi warstwami w miarę postępującego fałdowania. Na kompresję horyzontalną jako mechanizm uskoku odwróconego mogą wskazywać struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego. Zostały one rozpoznane obok uskoków odwróconych w obrębie stromego skrzydła fałdu. Są to struktury asymetryczne, miejscami bardziej zdeformowane w postaci fałdów ciągnionych, których wergencja jest zgodna z nachyleniem skrzydła fałdu. Co ciekawe, omawiana asymetria wyraźnie zanika w strefie przegubowej synkliny.

Generalnie regularny przebieg ławic i warstwowania w obrębie kompleksów D1 i D2 wskazuje, że sedymentacja osadów glacialfluwalnych i glacialimnicznych miała miejsce na wczesnym etapie rozwoju wałów lodowo-morenowych. Najprawdopodobniej był to etap, kiedy tempo sedymentacji przewyższało tempo ablacji. Można przyjąć, że sedymentacja najpierw zachodziła w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi, a następnie doszło do zasypania samych wałów. Działo się to w związku z progradacją stożków glacialmarginalnych, a także rozwojem zbiorników jeziornych. Wydaje się, że lepsze warunki dla sedymentacji glacialimnicznej były w obniżeniu zlokalizowanym po północnej stronie względem zrekonstruowanego wału lodowo-morenowego.

Proces całkowitego zaniku pogrzebanych wałów lodowo-morenowych odbywał się w trakcie sedymentacji glin spływowych kompleksu D3. Przemawiają za tym powierzchnie uławicenia i cienkich nieregularnych przewarstwień piaszczystych, które można rozpoznać w obrębie diamiktonów (rys. 7A, B). Powierzchnie te nawiązują do geometrii szerokopromiennego fałdu asymetrycznego. Co więcej, ich kąty nachylenia maleją ku stropowi kompleksu D3. Podobną tendencję wykazują dłuższe osie głazików. Podwyższone kąty ich nachylenia (w większym stopniu w dolnej części profilu aniżeli w części górnej) wynikają z wtórnej ich reorientacji wywołanej samym fałdo-

waniem warstw diamiktonu. Można zatem wskazać, że amplituda fałdowania maleje ku stropowi kompleksu D3. Taka zmiana amplitudy fałdowania pozwala przyjąć, że tempo zaniku arealnego lodu budującego wały lodowo-morenowe mogło być większe od tempa zaniku frontalnego. Wynikająca z tego subsydencja wzdłuż osi zanikającego wału lodowo-morenowego wpływała na kierunek transportu grawitacyjnego kolejnych warstw diamiktonu. Jak wskazuje orientacja dłuższych osi głazików – najczęściej był to kierunek równoległy.

Podsumowanie

Rozwój wałów lodowo-morenowych najczęściej wiąże się z ablacją kontrolowaną przez wstęgi gruzowe, których układ wynika z ruchu kompresyjnego lodowca. Z tego względu formy supraglacialne stanowią ważny element w badaniach paleogeograficznych stref marginalnych. Niestety problemem jest to, że większość tych form zatracą swój pierwotny kształt oraz orientację na skutek całkowitego wytopienia lodu lodowcowego. Pewnym rozwiązaniem stosowanym dotychczas były badania sedymentologiczne, pozwalające na rozpoznanie przestrzennego uporządkowania procesów depozycyjnych w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi.

Istnieje możliwość rekonstruowania geometrii wałów lodowo-morenowych na podstawie szczegółowej analizy struktur kolapsyjnych. Biorąc pod uwagę geometrię oraz kinematykę uskoków i fałdów stanowiących główne elementy struktur kolapsyjnych, można z dużym przybliżeniem określić kształt, stopień wydłużenia i orientację wałów lodowo-morenowych. Połączenie szczegółowych badań sedymentologicznych z analizą struktur kolapsyjnych stanowi dobrą podstawę, aby wszystkie dotychczasowe koncepcje rozwoju form wałowych na obszarze moreny kutnowskiej połączyć w jeden spójny model. Istotnym elementem tego modelu są wały lodowo-morenowe, które mogły się rozwijać podczas recesji lądolodu warty.

Osady odsłaniające się w stanowisku Daszyna stanowią zapis sedymentacji glacyfluwialnej, glacylimnicznej oraz glacialnej, która odbywała się w obniżeniach równoległych do czoła lądolodu warty. Obniżenia te były związane z rozwojem, a następnie zanikiem asymetrycznych wałów lodowo-morenowych. Najprawdopodobniej wały lodowo-morenowe zostały pogrzebane na wczesnym etapie ich rozwoju przez osady glacyfluwialne i glacylimniczne kompleksów D1 i D2. Dzięki temu zaistniały warunki, aby geometria tych wałów jako wydłużonych form asymetrycznych mogła być

odwzorowana w obrazie strukturalnym szeroko-promiennego fałdu asymetrycznego. Proces całkowitego wytopienia wałów lodowo-morenowych miał miejsce podczas depozycji glin spływowych kompleksu D3. Większe tempo zaniku arealnego lodu budującego wały lodowo-morenowe w porównaniu z tempem zaniku frontalnego miało istotny wpływ na charakter i przebieg subsydencji, a tym samym na procesy depozycji glin spływowych.

Autorzy składają podziękowania dwóm Recenzentom – anonimowemu oraz Zbigniewowi Rdzanemu, których uwagi przyczyniły się do powstania ostatecznej wersji niniejszego artykułu. Badania zostały sfinansowane z grantu wewnętrznego Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

Literatura

- Acocella V. 2007. Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews* 85: 125-160.
- Boulton G.S. 1972. Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journal of the Geological Society of London* 128: 361-393.
- Branney M.J. 1995. Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology* 57: 303-318.
- Cole J.W., Milner D.M., Spinks K.D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews* 69: 1-26.
- Domosławska-Baraniecka M.D. 1961. Przebieg sedymentacji i kształtowania kutnowskich moren czołowych w okolicy Sławęcina. *Prace o plejstocenie Polski środkowej*. INQUA Congress, Warszawa: 59-77.
- Drażczyk M.A. 2020. Structure of end moraines and dynamics of the recession phase of the Warta Stadial ice sheet, Kłodawa Upland, Central Poland. *Open Geoscience* 12: 753-763.
- Evans D.J.A. 2009. Controlled moraines: origins, characteristics and palaeoglaciological implications. *Quaternary Science Reviews* 28: 183-208.
- Ge H., Jackson M.P.A. 1998. Physical modeling of structures formed by salt withdrawal: implications for deformation caused by salt dissolution. *AAPG Bulletin* 82: 228-250.

- Gruszka B. 2001. Climatic versus tectonic factors in the formation of the glaciolacustrine succession (Bełchatów outcrop, central Poland). *Global and Planetary Change* 28: 53-71.
- Gruszka B. 2007. The Pleistocene glaciolacustrine sediments in the Bełchatów mine (central Poland): endogenic and exogenic controls. *Sedimentary Geology* 193: 149-166.
- Gruszka B., Terpiłowski S. 2015. Sedimentary record of the younger Saalian ice margin stagnation in eastern Poland: development of a regular pattern of glaciolacustrine kames. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 97: 279-298.
- Gruszka B., Zieliński T. 2021. Lacustrine deltas and subaqueous fans: almost the same, but different – a review. *Geologos* 27(1): 43-55.
- Healy D., Blenkinsop T.G., Timms N.E., Meredith P.G., Mitchell T.M., Cooke M.L. 2015. Polymodal faulting: time for a new angle on shear failure. *Journal of Structural Geology* 80: 57-71.
- Holohan E.P., Schöpfer M.P.J., Walsh, J.J. 2015. Stress evolution during caldera collapse. *Earth and Planetary Science Letters* 421: 139-151.
- Huddart D., Bennett M.R. 1997. The Carstairs Kames (Lanarkshire, Scotland): morphology, sedimentology and formation. *Journal of Quaternary Science* 12: 467-484.
- Jewtuchowicz S. 1967. Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem i Moszczenicą. *Prace Geograficzne* 62.
- Johnson M.D., Clayton L. 2003. Supraglacial landsystems in lowland terrain. W: D.J.A. Evans (red.) *Glacial Landsystems*. Arnold, London: 228-258.
- Kasprzak L. 2003. Model Sedymentacji Łądolodu Vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. Wyd. Naukowe Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.
- Kłapyta P. 2008. Reliktowe wały lodowo-morenowe w zachodniej części Cyrku Pyszniańskiego, Tatry Zachodnie. *Prace Geograficzne* 120: 65-77.
- Kozarski S., Szupryczyński J. 1973. Glacial forms and deposits in the Síðujökull deglaciation area. *Geographia Polonica* 26: 255-311.
- Krantz R.W. 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology* 10: 225-237.
- Lencewicz S. 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 2.
- McDonald B.C., Shilts W.W. 1975. Interpretation of faults in glaciofluvial sediments. W: A.V. Jopling, B.C. McDonald (red.) *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM, Special Publication 23, Tulsa, Oklahoma: 639-646.
- Molewski P. 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiału głównego zlodowacenia wisły. *Landform Analysis* 25: 205-114.
- Muskett R., Tangborn W., Sauber J.R., Rabus B. 2008. Surging, accelerating surface lowering and volume reduction of the Malaspina Glacier system, Alaska, USA, and Yukon, Canada, from 1972 to 2006. *Journal of Glaciology* 54: 788-800.
- Paterson M.S., Weiss L.E. 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72: 841-882.
- Rains R.B., Shaw J. 1981. Some mechanisms of controlled moraine development. Antarctica. *Journal of Glaciology* 27: 113-128.
- Szupryczyński J. 1963. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. *Prace Geograficzne IG PAN* 39.
- Wasiluk R., Rychel J. 2021. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Krośniewice (516). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Włodarski W., Orłowska A. 2019. Topography and melting dynamics of ice-cored ridges: evidence from the geometry, kinematics and sedimentary evolution of collapse structures within kame deposits, eastern Poland. *Boreas* 48: 891-912.
- Zieliński T. 2014. Sedymentologia. Wyd. Bogucki, Poznań.
- Zieliński T., Van Loon A.J. 1996. Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geology* 101: 119-143.

Summary

The article presents the reconstruction of ice-cored ridge in the marginal zone of the youngest Saalian ice sheet in central Poland - one of numerous examples of reconstruction, which have been the subject of many geomorphological and sedimentological studies within the marginal zones of Pleistocene ice sheets (e.g. Huddart, Bennett 1997; Gruszka, Terpiłowski, 2015). Most often, these studies were based on two assumptions. Firstly, supraglacial forms associated with the development of ice-cored ridges should be arranged parallel to the ice sheet movement. Secondly, depressions between ice-cored ridges could influence the direction of depositional processes and thus the final architecture of supraglacial sediments (Huddart, Bennett, 1997). Recently, a new approach to the study of ice-cored ridges has also been proposed, based on a detailed analysis of collapse structures, which complements sedimentological studies of supraglacial sediments (Włodarski, Orłowska 2019).

The subject of the research presented in this study are supraglacial deposits exposed at the Daszyna site in the central part of the Kutno moraine, an extensive area of elongated ridges in the form of a sub-parallel section with a length of approximately 45 km and an ENE-WNW course. Glacilimnic, glacifluvial and glacial, folded and faulted sediments of this type commonly occur within elongated ridges throughout the entire area of the Kutno moraine. Previous views on their genesis and thus the Kutno moraine, were quite diverse. According to Lenciewicz (1927) and Drążczyk (2020), the research area is an accumulation terminal moraine formed during the recession of the youngest Saalian ice sheet. In turn, Domosławska-Baraniecka (1961) discussed the concept of the glaciotectonic genesis of the Kutno moraine during the re-advance of the youngest Saalian (warta) ice sheet, referred to as the Kutno phase. This concept was based on studies of sediment deformation in the Sławęcín outcrop in the central part of the Kutno moraine. Similar deformations were analyzed by Jewtuchowicz (1967), but they were interpreted as the result of melting of dead ice and the elongated ridges and the supraglacial sediments should be associated with deposition processes in ice crevasses running parallel to the ice front.

The aim of this work is to reconstruct the geometry and development history of a single ice-cored ridge in the Kutno moraine area, based on sedimentological and structural analysis of su-

praglacial sediments. These sediments were examined within the collapse structure exposed at the Daszyna site. The obtained research results make it possible to combine the existing concepts of the development of forms in the Kutno moraine area into one coherent model. An important element of this model are ice-cored ridges, which could have developed during the recession of the youngest Saalian ice sheet.

The sedimentological characteristics distinguished deposits of three lithofacies units. Unit D1 is characterized by sandy and sandy-silty sediments with an admixture of fine gravels, mainly horizontally layered, which were formed in a glaciolacustrine environment, and their origin is related to deposition from low-energy traction currents and/or in places of turbidite currents. The gravelly-sandy deposits represent a glacial marginal fan environment dominated by sheet flows, developed during filling of the lake reservoir. Unit D2 includes thin, wedge-shaped silts and massive or horizontally-stratified/laminated sandy silts that were formed in a distal, low-energy glaciolacustrine environment, i.e. the lake bottom plain. Their sedimentation occurred as a result of suspension in the stagnant waters of the lake reservoir and from traction currents at the bottom of the lake. Above units D1 and D2, unit D3 extend along the entire geological profile. It is a supraglacial diamicton with a predominantly clay matrix (in places clay and sand). The clast fabric may additionally support the supraglacial origin of the D3 unit. The dominance of clast orientation more or less consistent with the direction of the ridge forms in the area of the Kutno moraine allows to exclude the connection of such an orientation with the direction of the advance of the youngest Saalian ice sheet.

In general, collapse structure recognised in Daszyna site is negative subsurface feature produced by subsidence due to melting of glacial ice. Subsidence influenced the synclinal folding and development of characteristic pattern of faults. Resulted syncline is an asymmetric open to gentle cylindrical structure which trends WSW-ENE. Syncline geometry and pattern of faults indicate that the collapse structure development was controlled by melting of an asymmetric ice-cored ridge. This ridge was elongated in WSW-ENE direction and its northern slope was steeply inclined.

The process of complete disappearance of buried ice-cored ridge took place during the sedimentation of the diamicton of the D3 unit. This is supported by geometry of bedding and thin, irregular sandy interbeds that can be recognized within the diamicton. Vertical change in the folding am-

plitude recognised here allows us to assume that the rate of downwasting of ice-cored ridge could have been greater than the rate of backwasting. The resulting subsidence along the axis of the disappearing ice-cored ridge influenced the direction of gravitational transport of subsequent layers of diamicton. As indicated by the clast fabric, it was most often parallel.

The generally regular course of stratification within the D1 and D2 units indicates that the sedi-

mentation of glacialfluvial and glaciolacustrine sediments took place at an early stage of the development of ice-cored ridge. Most likely, this was the stage when the sedimentation rate exceeded the ablation rate. It can be assumed that sedimentation first took place in the depressions between the analysed ice-cored ridge and adjacent ridges of this type. Then the ice-cored ridge was buried due to the progradation of glacialmarginal fans and the development of lake reservoirs.