

Małgorzata Frydrych

**Kształtowanie wybranych ozów i form pokrewnych
obszaru staroglacjalnego Nizy Polskiego
w świetle badań geomorfologicznych i sedimentologicznych**

Formation of selected eskers and related forms
of the old glacial area of the Polish Lowland
in the light of geomorphological and sedimentological research

Praca doktorska w dyscyplinie nauki o Ziemi i środowisku
wykonana w Katedrze Geografii Fizycznej

Promotor: dr hab. Zbigniew Rdzany prof. UŁ

ŁÓDŹ 2020

Podziękowania

Składam serdeczne podziękowania mojemu Promotorowi prof. UŁ dr. hab. Zbigniewowi Rdzanemu za opiekę naukową podczas realizacji doktoratu oraz jego wiedzę i doświadczenie, którymi od lat się ze mną dzieli. Szczególnie dziękuję za wsparcie oraz motywację do ciągłego poszerzania obszarów zainteresowań oraz działalności naukowej. Wspólne badania są dla mnie lekcją nie tylko geomorfologii, ale również prawdziwej współpracy.

Szczególne podziękowania składam moim Rodzicom, którzy od dziecka zaszczepiali mi ciekawość świata i miłość do podróży, co zaowocowało późniejszym zainteresowaniem naturą oraz geografią. Dziękuję za wszystkie górskie wędrówki i kilogramy „kamieni” przyniesione z różnych szczytów oraz pomoc na każdym etapie mojej drogi.

Dziękuję bardzo Bartkowi za wiarę we mnie i ogromne wsparcie podczas pracy badawczej.

Wszystkim moim Najbliższym dziękuję za motywowanie mnie podczas realizacji badań oraz wyrozumiałość podczas licznych podróży samochodem pełnym łopat i piasku.

Za pomoc podczas kilku wyjazdów terenowych dziękuję studentom Wydziału Nauk Geograficznych UŁ, którzy współpracują za mną przy realizowanym projekcie badawczym.

Podziękowania składam również Koleżankom i Kolegom z Instytutu Nauk o Ziemi UŁ, którzy okazali swoje wsparcie oraz udzielali pomocnych rad.

Przeprowadzenie badań terenowych było możliwe dzięki życzliwości właścicieli i pracowników kopalń, w których prowadzone były prace. Za ich pozytywne nastawienie i wyrozumiałość składam serdeczne podziękowania.

Badania składające się na niniejszą pracę doktorską zostały sfinansowane z następujących źródeł:

Środki z dotacji na działalność statutową Katedry Geografii Fizycznej Wydziału Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego,

Dotacje celowe dla młodych naukowców oraz uczestników studiów doktoranckich Wydziału Nauk Geograficznych UŁ w 2016 r. (B1611700001296.02) i 2017 r. (B1711700001570.02),

Projekt badawczy nr 2018/29/N/ST10/02328 finansowany przez Narodowe Centrum Nauki w ramach konkursu PRELUDIUM 15 pt. „**Nowe podejście do analizy uziarnienia osadów gruboziarnistych**”

Streszczenie

Głównym celem pracy jest określenie przebiegu kształtowania się ozów oraz form pokrewnych na obszarze starogłacialnym Niżu Polskiego. Badania podjęte w latach 2015–2020 miały zweryfikować hipotezę podstawową: „Ozy obszaru starogłacialnego Polski charakteryzuje wyjątkowa w inwentarzu form glacialnych indywidualność morfologiczna, sedimentologiczna oraz paleogeograficzna”. Ważną motywacją do podjęcia badań był fakt nieprzeprowadzenia do tej pory na tak rozległym obszarze badań ozów, które powstały na podłożu nieskonsolidowanym. W literaturze światowej dominują bowiem wyniki badań ozów uformowanych na podłożu skonsolidowanym.

Badania terenowe zostały przeprowadzone w 7 obszarach testowych obejmujących wybrane ozy. Osady poddano analizie litofacjalnej i litogenetycznej, analizie uziarnienia, kształtu i obrotu klastów żwirowych. Rekonstrukcję dynamiki przepływów określono na podstawie analizy paleohydraulicznej. Analiza morfologiczna została wykonana dla ozów skartowanych na podstawie Szczegółowej mapy geologicznej Polski oraz map topograficznych. W celu weryfikacji genezy form i osadów wykonano analizę danych geologicznych.

Dominującą część ozów obszaru starogłacialnego charakteryzuje się długością >3 km, szerokością od 100 do 300 m, wskaźnikiem wydłużenia >5 , niewielką krętością ($<1,2$), fragmentacją (przeważnie od 2 do 5 odcinków) oraz orientacją zgodną z kierunkiem nasuwania się lądolodu (NNW–SSE oraz NNE–SSW). Cechy morfologiczne ozów pozwalają na wydzielenie następujących typów form: 1 – ciągłe, kręte wały (1a – krótkie, 1b – długie), 2 – wieloodcinkowe, długie wały (2a – kręte, 2b – proste), 3 – proste, ciągłe, szerokie wały, 4 – systemy ozowe, 5 – krótkie, pojedyncze, wały o niewielkiej krętości. W ozach oraz formach pokrewnych ozom można wyróżnić osady powstałe w 4 subśrodowiskach: kanale subglacialnym, rozpadlinie lodowcowej, otwartym kanale i przetainie lodowcowej. W badanych ozach stwierdzono liczne wspólne cechy litologiczne, m.in.: dominację litofacji żwirowych, w tym *Gm*, *Gt*, *GSt* i *Gp*, drobnienie osadów w górę profilu, obecność tekstury *openwork*, powszechne występowanie imbrykacji, dobrą orientację klastów żwirowych, pseudoantyklinálny układ warstw w tzw. jądrze ozu, obecność intraklastów i toczenców oraz lokalne występowanie deformacji – głównie grawitacyjnych i gęstościowych.

W wykształceniu wielu ozów duże znaczenie miały zdarzenia powodziowe, które odpowiadają za akumulację znacznej części osadów. Ozy obszaru starogłacialnego często mają charakter złożony i powstawały w kilku etapach: 1 – powstawanie rynny subglacialnej, 2 – rozpoczęcie akumulacji związane ze zmianą geometrii kanału lub wymuszone obecnością przeszkód w dnie rynny, 3 – akumulacja na długich odcinkach pod ciśnieniem hydrostatycznym, 4 – akumulacja w rozpadlinie lodowej, 5 – akumulacja w otwartym kanale lodowcowym, 6 – akumulacja pomiędzy bryłami martwego lodu i powstanie form złożonych i pośrednich. Główny etap sedimentacji przypadał na okres zaniku lądolodu, podczas przełomu fazy stagnacji i przejścia w lód martwy.

Ozy obszaru starogłacialnego Polski posiadają wspólne cechy morfologiczne, charakteryzuje je spójność sedimentologiczna i podobne następstwo subśrodowisk akumulacji osadów, które pozwalają na odróżnienie ich od innych form terenu. Ich kształtowanie rozpoczęło się w lodzie żywym i trwało do etapu zaawansowanej deglacjacji, której przebieg uwarunkował w znacznym sposób ich cechy morfologiczne oraz sedimentologiczne.

Słowa kluczowe: ozy, formy złożone, żwiry, deformacje, kanał subglacialny, rozpadlina lodowcowa, powódzie lodowcowa, analiza sedimentologiczna, analiza morfologiczna, obszar starogłacialny, Niż Polski

Abstract

The main goal of the work is to determine the course of formation of eskers and related forms in the old glacial area of the Polish Lowland. The research, undertaken in the years 2015–2020, was designed to verify the basic hypothesis: Eskers of the old glacial area of Poland are characterised by exceptional morphological, sedimentological and palaeogeographic distinctiveness in the inventory of glacial forms. An important motivation for starting the research was the fact that until now there has been no research into eskers formed on non-consolidated substratum conducted in such a vast area. International literature is dominated by results of research into eskers formed on consolidated substratum.

Field research was conducted in 7 test areas which included the selected eskers. Sediments were subjected to lithofacial and lithogenetic analysis, as well as analysis of grain size distribution, shape and rounding of gravel clasts. The flow dynamics was reconstructed on the basis of palaeohydraulic analysis. Morphological analysis was performed for eskers charted on the basis of the *Detailed geological map of Poland* and topographic maps. In order to verify the genesis, geologic data were analysed.

The majority of eskers of the old glacial area is characterised by a length of more than 3 km, width between 100 and 300 m, elongation factor of more than 5, low bendiness (< 1.2), fragmentation (mostly from 2 to 5 sections) and orientation compatible with the direction of ice-sheet advance (NNW–SSE and NNE–SSW). Morphological features of eskers allow for the following form types to be distinguished: 1 – continuous, visibly bending ridges (1a – short, 1b – long), 2 – multi-sectional, long ridges (2a – visibly bending, 2b – straight), 3 – straight, continuous, broad ridges, 4 – esker systems, 5 – short, individual, slight bendiness. In eskers and their related forms, we can distinguish sediments originated in 4 sub-environments: subglacial tunnel, narrow ice-walled crevasse, ice-open channel and broad glacial crevasse. Numerous common lithological features were identified in the analysed eskers such as: dominance of gravelly lithofacies, including Gm, Gt, GSt and Gp, fining up of sediments towards the top of the profile, presence of openwork texture, common occurrence of imbrication, strong orientation of gravel clasts, pseudo-anticlinal configuration of strata in the so-called core, presence of intraclasts and pebbles, and local deformations – mainly gravity and density related.

The formation of many eskers was significantly influenced by flood events, which are responsible for the accumulation of most sediments. Eskers of the old glacial area are often complex and originated in several stages: 1 – formation of a subglacial tunnel valley, 2 – start of accumulation related to modified geometry of the channel or forced by the presence of obstacles in the bottom of the valley, 3 – accumulation along long sections under hydrostatic pressure, 4 – accumulation in the narrow ice-walled crevasse, 5 – accumulation in an ice-open glacial channel, 6 – accumulation between blocks of dead ice and formation of complex and intermediate forms. The main stage of sedimentation was in the period of ice-sheet decay, during the stage of stagnation and transition to dead ice.

Eskers of the old glacial area of Poland reveal shared morphological features. They are characterised by sedimentological coherence and similar sequence of sedimentation sub-environments, which allow for them to be distinguished from other landforms. Their formation started in active ice and continued until the advanced deglaciation stage, whose course conditioned their morphological and sedimentological features to a considerable degree.

Key words: eskers, complex forms, gravels, deformations, subglacial channel, glacial crevasse, glacial outburst floods, sedimentological analysis, morphological analysis, old glacial area, Polish Lowland

Streszczenie

Abstract

Spis treści

1. Wprowadzenie	7
1.1. Wstęp	7
1.2. Cel badań i hipotezy badawcze	8
1.3. Obszar badań	9
2. Ozy jako przedmiot badań naukowych	12
2.1. Historia badań i rozwój poglądów na temat powstawania ozów	12
2.2. Charakterystyka ozów i osadów je budujących	15
2.3. Ozy oraz formy pokrewne w Polsce w świetle dotychczasowych badań	19
3. Metody	22
3.1. Uwagi na temat terminologii użytej w pracy	22
3.2. Analiza morfologiczna ozów	25
3.3. Badania terenowe	27
3.3.1. Analiza litofacyjna i litogenetyczna	28
3.3.2. Pomiary elementów kierunkowych	29
3.4. Analizy litologiczno-petrograficzne osadów	29
3.4.1. Analiza uziarnienia	30
3.4.2. Analiza kształtu i obtoczenia klastów	31
3.4.3. Stosunek skał północnych do lokalnych	32
3.5. Analiza paleohydrauliczna	32
3.6. Analiza danych geologicznych	34
4. Morfologiczna charakterystyka ozów obszaru staroglacjalnego	36
5. Analiza wybranych ozów	39
5.1. Obszar testowy Rzymisko	39
5.1.1. Budowa geologiczna i rzeźba	39
5.1.2. Cechy osadów	42
5.1.3. Interpretacja	53
5.2. Obszar testowy Muchy	59
5.2.1. Budowa geologiczna i rzeźba	59
5.2.2. Cechy osadów	61
5.2.3. Interpretacja	69
5.3. Obszar testowy Jakubowice	72
5.3.1. Budowa geologiczna i rzeźba	72
5.3.2. Cechy osadów	75
5.3.3. Interpretacja	79
5.4. Obszar testowy Łaszczyn	81
5.4.1. Budowa geologiczna i rzeźba	81
5.4.2. Cechy osadów	84
5.4.3. Interpretacja	91
5.5. Obszar testowy Tosie	94
5.5.1. Budowa geologiczna i rzeźba	94
5.5.2. Cechy osadów	96

5.5.3. Interpretacja	103
5.6. Obszar testowy Telaki.....	106
5.6.1. Budowa geologiczna i rzeźba	106
5.6.2. Cechy osadów	109
5.6.3. Interpretacja	118
5.7. Obszar testowy Gnojno.....	122
5.7.1. Budowa geologiczna i rzeźba	122
5.7.2. Cechy osadów	125
5.7.3. Interpretacja	134
6. Dyskusja	138
6.1. Warunki powstawania ozów i form pokrewnych i ich odzwierciedlenie w ich cechach sedimentologicznych i morfologicznych.....	138
6.2. Zdarzenia powodziowe podczas kształtowania się ozów	155
6.3. Deformacje w obrębie osadów ozów i form pokrewnych	157
6.4. Etapy kształtowania ozów i form pokrewnych na obszarze staroglacjalnym Polski	160
6.5. Subśrodowiska oraz facje ozów oraz form pokrewnych obszaru staroglacjalnego Polski.....	166
7. Podsumowanie i wnioski końcowe	170
Literatura.....	174

1. Wprowadzenie

1.1. Wstęp

Ozy stanowią cel badań naukowych wielu autorów już od XIX wieku (m.in. Hummel, 1874; De Geer, 1897; Gregory, 1921; Röthlisberger, 1972; Banerjee i McDonald, 1975; Shreve, 1985; Gorrell i Shaw, 1991; Clark i Walder, 1994; Brennand, 1994, 2000; Brennand i Shaw, 1996; Mäkinen, 2003; Burke i in., 2008, 2009, 2010; Storrar i in., 2014a, b, 2015). Powszechnie uważane są za formy glacifluwialne powstające w obrębie lodowca lub lądolodu w tunelach subglacialnych i inglacialnych oraz korytach supraglacialnych. Po zaniku lodowca stanowią wydłużone wały piaszczysto-żwirowe o różnym stopniu krętości. Do najczęściej poruszanych problemów badawczych dotyczących ozów należą: geneza tych form, ich właściwości morfologiczne oraz litologiczne, ich klasyfikacja, powiązanie z dynamiką lądolodu oraz warunkami drenażu subglacialnego, próby wyznaczenia diagnostycznych cech ozów, a także wyjątkowe zdarzenia, które zapisały się w ich osadach lub morfologii. Przegląd tych badań uwidacznia duże zróżnicowanie wielu ich cech wynikające z odmiennych warunków powstawania, które mają często wydźwięk regionalny. Dlatego badania regionalne wydają się kluczem do zrozumienia wielu problemów badawczych dotyczących ozów. W literaturze międzynarodowej występuje dominacja opracowań dotyczących form powstających na obszarach o litym podłożu nad tymi formującymi się w obrębie podłoża nieskonsolidowanego.

Na obszarze staroglacjalnym Polski ozy zaczęto poddawać analizie w pierwszej połowie XX wieku (m.in. Zaborski, 1926), natomiast rozwój tego kierunku badań nastąpił w jego drugiej połowie (m.in. Więckowski, 1961; Baraniecka i Sarnacka, 1971; Michalska, 1971; Baraniecka, 1980; Buraczyński i Superson, 1992). Jednak badania skupiały się głównie na pojedynczych formach. Niewiele jest prac ukazujących kompleksowe podejście do badań sedimentologicznych i morfologicznych przy wykorzystaniu nowoczesnych metod (m.in. Mokhtari Fard i Gruszka, 2007). Potrzeba przeanalizowania większej ilości form w celu wyciągnięcia szerszych wniosków i prawidłowości regionalnych skłoniły autorkę do przeprowadzenia badań w obrębie wybranych ozów obszaru staroglacjalnego Niżu Polskiego. Wyniki tych badań przedstawione w niniejszej pracy dostarczają nowych informacji o sposobie kształtowania się ozów na analizowanym obszarze. Poszerzają również wiedzę o powstawaniu tych form w warunkach nieskonsolidowanego podłoża.

1.2. Cel badań i hipotezy badawcze

Głównym celem pracy jest określenie przebiegu kształtowania się ozów oraz form pokrewnych na obszarze staroglacjalnym Niżu Polskiego. W celu realizacji podjętego zadania badawczego wyznaczono następujące cele szczegółowe:

- określenie morfologicznych cech ozów na obszarze staroglacjalnym,
- wydzielenie typów morfologicznych ozów powstających w kanałach typu N,
- rozpoznanie cech strukturalnych i teksturalnych osadów budujących ozy na zasadzie *case study*,
- rekonstrukcja warunków transportu i akumulacji osadów w wybranych formach,
- określenie roli przepływów powodziowych w kształtowaniu ozów,
- ustalenie typów deformacji występujących w ozach,
- wydzielenie charakterystycznych facji budujących ozy obszaru staroglacjalnego,
- porównanie wybranych cech oraz mechanizmów kształtowania ozów powstających w kanałach subglacjalnych typu N (*N-type*) i typu R (*R-type*),
- wydzielenie etapów kształtowania ozów oraz form pokrewnych na obszarze staroglacjalnym Polski i próba przyporządkowania ich do stanu dynamicznego lądolodu.

Przedstawione cele szczegółowe pozwoliły na zweryfikowanie postawionej w pracy hipotezy podstawowej oraz hipotez cząstkowych:

Hipoteza podstawowa: Ozy obszaru staroglacjalnego Polski charakteryzuje wyjątkowa w inwentarzu form glacialnych indywidualność morfologiczna, sedimentologiczna oraz paleogeograficzna.

Hipoteza cząstkowa I: Ozy obszaru staroglacjalnego Polski posiadają wspólne cechy morfologiczne wyróżniające je na tle innych form terenu.

Hipoteza cząstkowa II: Ozy obszaru staroglacjalnego Polski charakteryzuje spójność sedimentologiczna i podobne następstwo subsródownisk akumulacji osadów, pozwalające na odróżnienie ich od innych form terenu.

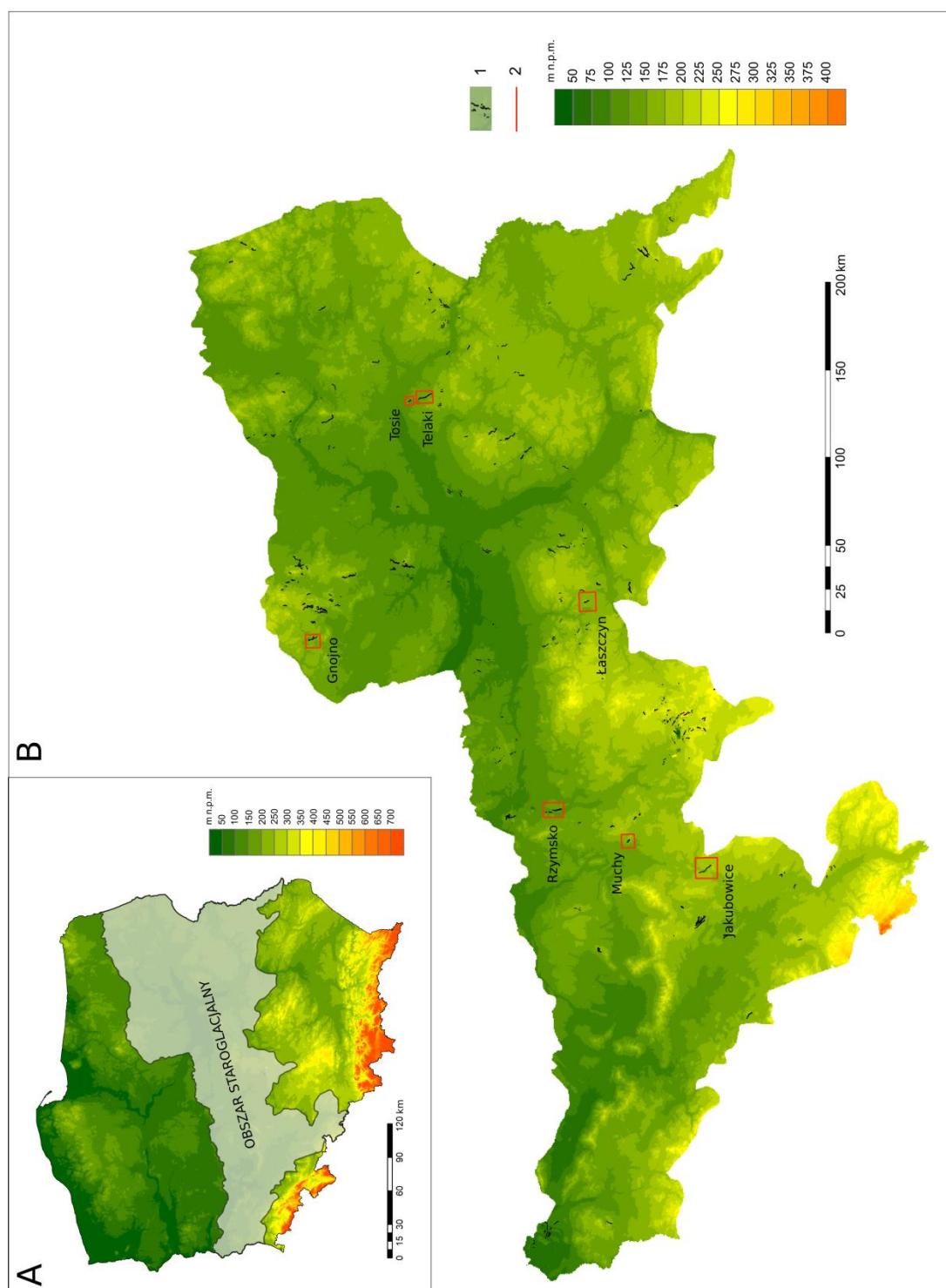
Hipoteza cząstkowa III: Kształtowanie ozów i form pokrewnych obszaru staroglacjalnego Polski rozpoczęło się w lodzie żywym i trwało do etapu zaawansowanej deglacjacji, której przebieg uwarunkował w znacznym sposób ich cechy morfologiczne oraz sedimentologiczne.

1.3. Obszar badań

Badania nad kształtowaniem ozów i form pokrewnych zostały przeprowadzone na obszarze staroglacjalnym Nizżu Polskiego (ryc. 1). Obszar ten ograniczony jest od północy zasięgiem zlodowacenia wisły natomiast od południa – zasięgiem Sudetów i Wyżyn Polskich. W ujęciu Gilewskiej (1986) strefa staroglacjalna zawiera podprowincje: Niziny Środkowopolskie, fragment Nizin Sasko-Łużyckich, Wysoczyzny Podlaskie i Polesie. Jako obszar staroglacjalny rozumiany jest teren objęty po raz ostatni zasięgiem zlodowaceń środkowopolskich, charakteryzujący się ciągłą pokrywą osadów glacialnych i przemodelowany strefowo, w różnym stopniu, przez cykle morfogenezy peryglacialnej i odbywające się w warunkach klimatu umiarkowanego (Twardy i Klimek, 2008).

Obszar staroglacjalny Nizżu Polskiego zajmuje ok. 112 tys. km², co stanowi 38% powierzchni Polski (Twardy i Klimek, 2008). Szerokość tego pasa waha się od ok. 60-70 km w zachodniej Polsce do ok. 300-310 km w Polsce wschodniej. W strefie tej dominują wysokości bezwzględne w przedziale od 50 m n.p.m. do 300 m n.p.m. (ryc. 1B). Deniwelacje dochodzą do maksymalnie 200 m w obrębie Wału Trzebnickiego. Największe obniżenia znajdują się w dolinach rzecznych Wisły oraz Odry. Wysokości bezwzględne wzrastają przeważnie w kierunku południowym, w stronę Sudetów oraz Wyżyn Polskich. Obszary o znacznej wysokości oraz urozmaiceniu rzeźby znajdują się również w centralnej części pasa staroglacjalnego i mają przebieg równoleżnikowy. Wzniesienia te tworzą: Wzgórza Dalkowskie, Wzgórza Trzebiatowskie, Wzgórza Ostrzeszowskie, Wysoczyzna Łódzka, Wysoczyzna Rawska, Wysoczyzna Kałuszyńska i Wysoczyzna Siedlecka.

Rzeźba obszaru staroglacjalnego jest poligeniczna i powstała na skutek morfogenetycznego oddziaływania cykli glacialnych, peryglacialnych i związanych z klimatem umiarkowanym, ze znacznym wpływem ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (Turkowska, 2006; Twardy i Klimek, 2008). W obrębie obszaru staroglacjalnego wyróżnić można trzy równoleżnikowe strefy związane z działalnością lądolodów na tym terenie. Pas południowy rozciąga się pomiędzy zasięgiem lądolodu warty a południową granicą strefy staroglacjalnej i został ukształtowany przez lądolód odry. Główne rysy rzeźby pasa środkowego powstały w skutek działalności lądolodu warty, a pasa północnego podczas glaciastadiów wkry i mławki (Mojski, 1972; Twardy i Klimek, 2008). Powierzchniowa pokrywa osadowa strefy staroglacjalnej wykształcona została przez lądolód odry oraz warty.



Ryc. 1. Obszar badań;
 A – obszar staroglacjalny na tle Polski, B – obszar staroglacjalny Niżu Polskiego na podstawie: Gilewska (1986), zasięg zlodowacenia wisły (Marks i in., 2006), 1 – ozy na podstawie Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 oraz map topograficznych 1:10 000, 2 – wybrane obszary testowe, zasięg przedstawiony na mapach geologicznych w rozdziale 5

Autorka posługiwać się będzie w pracy nazwą łądolód nie wchodząc w dyskusję nad rangą, liczbą oraz zasięgiem złodowaceń w szóstym piętrze izotopowo-tlenowym (MIS 6) (Lindner, 2005; Mojski, 2005; Rdzany, 2009; Marks i in., 2016), których określenie nie jest celem niniejszej pracy. Łądolody odry i warty przemieszczały się po miękkim, nieskonsolidowanym podłożu zbudowanym z wcześniejszych osadów kenozoicznych co jest bardzo istotne z punktu widzenia drenażu subglacjalnego – a co za tym idzie kształtowania się ozów.

Do głównych form ukształtowania terenu należą zgodnie z nomenklaturą przyjętą w ramach kartowania geologicznego (Marks i in., 2006): wysoczyzny morenowe i równiny wodnolodowcowe urozmaicone wałami i pagórkami moren czołowych, moren martwego lodu, ozów, kemów, teras kemowych i form szczelinowych. Formy te uległy w różnym stopniu przemodelowaniu na skutek procesów denudacyjnych. Efektem tego przekształcenia są równiny denudacyjne, długie stoki oraz liczne niecki i doliny denudacyjne. Ocena znaczenia morfogenezy peryglacjalnej w wykształceniu tego obszaru jest problemem od lat dyskutowanym i wciąż aktualnym (m.in. Dylik, 1952, 1953; Klatkowa, 1972; Krzemiński, 1974; Turkowska, 2006; Roman i in., 2014; Petera-Zganiacz, 2011; Petera-Zganiacz i Dzieduszyńska, 2017; Dzieduszyńska i in., 2020). Na znacznym obszarze zapisała się silna działalność procesów eolicznych pod postacią efektów deflacji, pokryw piaszczystych i wydm śródlądowych. Na wykształcenie rzeźby obszaru duży wpływ miały również procesy fluwialne.

2. Ozy jako przedmiot badań naukowych

2.1. Historia badań i rozwój poglądów na temat powstawania ozów

Termin *esker* wywodzi się z irlandzkiego słowa *escir*, które oznacza „wał lub wzniesienie, szczególnie oddzielające dwie równiny lub obniżenia” (Quin, 1983). Po raz pierwszy jako pojęcie zastosował je Close (1867 *vide* Flint, 1930). Oz (*os*, *osar*) pochodzi natomiast od szwedzkiego terminu *ås* (Chamberlin, 1883), który oznacza grzbiet. W XIX i na początku XX wieku powszechne było stosowanie również pojęcia *kem* (*kame*) jako synonimu wywodzącego się z języka szkockiego (*kaim*) (Gregory, 1912). Początkowo terminy te stosowane były do wszystkich pagórków zbudowanych z warstwowanych piasków i żwirów.

Charakterystyczna forma wałów ozowych budzi zainteresowanie badaczy już od XVIII wieku. Prawdopodobnie pierwszy zachowany opis formy będącej ozem wykonał Prior (1699 *vide* Davies, 1970). Poglądy na temat powstawania tych form ulegały licznym modyfikacjom. Jedną z pierwszych teorii na temat genezy ozów zawierała założenie, że powstają one w środowisku morskim. Kinahan (1859 *vide* Gregory, 1921) porównywał je do sztormowych wałów brzegowych, a w kolejnych pracach sugerował, że mogą być formami ławic utworzonych przez silne prądy w płytkich zbiornikach morskich (Kinahan, 1878 *vide* Gregory, 1921). W 1884 roku Shaler zaproponował teorię, według której ozy miałyby być efektem akumulacji osadów strumieni wód roztopowych w stojącej wodzie. Pogląd ten kontynuowany był jeszcze przez kilku badaczy, np. Wrighta (1914), który uważał ozy za formy marginalne lodowca powstające w zbiornikach terminoglacjalnych.

W późniejszych latach rozwinęły się koncepcje o tworzeniu się ozów w obrębie tuneli glacialnych. Dyskusja toczyła się jednak nad miejscem ich powstawania w obrębie systemu drenażu lodowca. Twórcą pierwszej teorii o subglacialnej genezie ozów był Hummel (1874), a teoria ta zyskała wielu zwolenników (Sollas, 1896; Flint, 1947; Lewis, 1949). Drugą koncepcję rozwinął Holst (1876 *vide* Gregory, 1921), który uważał, że ozy powstają głównie w strumieniach płynących po powierzchni lub częściowo w obrębie lodowca. W kolejnych latach teorie o supraglacialnym pochodzeniu ozów rozwijał np. Crosby (1902) i Price (1966), a inglacialnym np. Philipp (1912) i Stokes (1957). Kolejną koncepcją była tzw. teoria deltowa (De Geer, 1897; Hershey, 1897). De Geer (1897) badając ozy w Szwecji zauważył, że niektóre ozy złożone są z krótkich odcinków zbudowanych z wąskiego wału i rozszerzającej się delty. Uważał, że pojedyncze odcinki reprezentują osady z jednego sezonu roztopowego, gdzie akumulacja odbywała się w krótkim tunelu subglacialnym i u jego ujścia. Podobne wnioski zaprezentował Hershey (1897) z obszaru Ameryki Północnej, a w późniejszych

latach m.in. Anderson (1931) i Synge (1950). W międzyczasie pojawiały się również inne koncepcje powstania ozów, np. teoria marginalna Charleswortha (1928), ale nie znalazły wielu zwolenników. Literaturę odnośnie genezy ozów podsumowała Brennand (1994).

Wiele problemów polegających na identyfikacji form powstało, gdy coraz powszechniej zaczęto rozróżniać ozy i kemy. Jako pojęcia *eskers* i *kames* były przez wielu autorów używane zamiennie (Ramsay, 1872; Penck, 1894 *vide* Gregory, 1912). Charlesworth (1957) wyróżniał kemy jako specjalną odmianę ozów, będące formami moren marginalnych powstających subakwaticznie. Pojawiały się również trendy polegające na rozróżnieniu form określanych terminem *esker* i *osar* gdzie *esker* miałyby być pojęciem bardziej ogólnym (Stone, 1899). Warto zwrócić uwagę na problem nazewnictwa tych form analizując starsze prace badawcze. Wielu autorów próbowało wprowadzić porządek do terminologii form glacialnych, np. Gregory (1921) w taki sposób zdefiniował ozy i kemy: "*Osar – fluvioglacial ridges formed of stones and gravel deposited along the course of a glacial river and typically showing a transverse seasonal banding; Kames – ridges or mounds of sand or gravel deposited by water on the margin of a melting ice sheet.*" Banerjee i McDonald (1975) zaproponowali bardziej precyzyjną definicję ozów jako: „(...) *a linear accumulation of gravelly and/or sandy sediment that was deposited by a stream confined on both sides by glacier ice. In some cases, though not necessarily, stream was also confined on the top and/or bottom by glacier ice.*”

Współczesne pojmowanie ozów również nie jest całkowicie jednoznaczne. Powszechnie za formy te uważa się długie, wąskie i często kręte wały zbudowane z piasków i żwirów powstałe z akumulacji osadów transportowanych w kanałach lodowcowych. Obecnie uważa się, że większość ozów powstaje w tunelach subglacialnych (Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994, 2000; Warren i Ashley, 1994; Delaney, 2002). Na obszarach o podłożu słabo przepuszczalnym, zbudowanym przeważnie ze skał litych dominują ozy powstające w tunelach typu „R” (Röthlisberger, 1972). Tunele te powstają w spągu lodowca a przepływ utrzymuje się w nich pod ciśnieniem hydrostatycznym (Röthlisberger, 1972; Brennand, 1994, 2000). Tunele typu R na obszarach o podłożu nieskonsolidowanym były również dokumentowane (Alley, 1992; Walder i Flower, 1994). Na litym podłożu powstają również tunele typu H (Hooke, 1984), które wcięte są w spąg lodowca, ale transport osadów odbywa się pod ciśnieniem atmosferycznym, nie są one całkowicie wypełnione wodą. Powstają pod cienkim lodem. Natomiast tam, gdzie wody lodowcowe powodują wyerodowanie rynien wciętych w podłoże ozy powstają w kanałach typu „N” (Nye, 1973). Tego typu formy dominują na obszarach o podłożu zbudowanym z nieskonsolidowanych skał

osadowych. Do formowania się ozów dochodzi również w tunelach inglacjalnych (Jewtuchowicz, 1962; Burke i in., 2009, 2010) oraz korytach supraglacjalnych (Fitzsimons, 1991; Russell i in., 2001; Burke i in., 2008). Akumulacja ozów w tunelach subglacjalnych i inglacjalnych odbywać się może w warunkach całkowitego wypełnienia tunelu wodą (*full-pipe*) lub ze swobodnym zwierciadłem wód (Lewis, 1949; Brennand, 1994). Niektórzy autorzy za część ozów uznają również osady akumulowane u wylotu tuneli lodowcowych (*tunnel-mouth deposits*) (Banerjee i McDonald, 1975; Hebrand i Åmark, 1989; Mäkinen, 2003).

Wyróżnia się dwa główne modele akumulowania się ozów. Ozy powstające synchronicznie (*synchronous eskers*) przeważnie w długich tunelach lodowcowych są akumulowane jednocześnie na całej ich długości (Ringrose, 1982; Shreve, 1985; Shulmeister, 1989; Brennand, 1994, 2000; Brennand i Shaw, 1996; Delaney, 2002). Ozy diachroniczne lub przyrastające (*time-transgressive eskers, repeated tunnel-to-ice-margin sequences*), powstają u wylotu kanałów glacjalnych cofającego się lodowca (*re-entrants*) i przyrastają stopniowo podczas przesuwania się czoła (Anderson, 1931; Saunderson, 1975; Banerjee i MacDonald, 1975; Brennand, 2000; Mäkinen, 2003; Beaud i in., 2018).

W środowisku naukowym nie ma całkowitej zgody na temat czasu tworzenia się form ozowych. Większość autorów badających ozy uważa, że do ich powstawania dochodzi podczas etapu recesji lądolodu lub lodowca (Flint, 1947; Banerjee i MacDonald, 1975; Brennand i Shaw, 1996). Jednak część wspiera pogląd, że jedynie w aktywnym lodowcu może być utrzymywane odpowiednio wysokie ciśnienie umożliwiające przepływ wody w tunelach glacjalnych, natomiast na etapie stagnacji lub recesji dochodzi do degradacji i zamykania się tuneli (Shreve, 1985; Clark i Walder, 1994; Hooke i Fastook, 2007; Boulton i in., 2009).

Dyskusja toczy się również nad rolą powodzi glacjalnych (*glacial outburst floods*) w powstawaniu ozów (Shulmeister, 1989; Russell, 1994; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Russell i in., 2001; Burke i in., 2008, 2010, 2012; Salomon, 2009; Frydrych, 2016a, b).

2.2. Charakterystyka ozów i osadów je budujących

Ozy różnią się od siebie pod względem morfologicznym i sedymentologicznym ponieważ powstają w różnych warunkach i pozycjach względem lądolodu. Wielu autorów próbowało wskazać cechy pozwalające odróżnić ozy subglacjalne, inglacjalne

i supraglacialne. Obecność pokrywy diamiktonowej na powierzchni formy oraz brak zaburzeń uznane bywają za wyznaczniki ozów subglacialnych. Płaty lub pokrywy diamiktonów odnotowywane były na licznych ozach (np. Skompski, 1963; Szupryczyński, 1963; Murawski, 1985; Kłysz, 1986). Jednak nie zawsze pozwala to na jednoznaczne określenie genezy formy. Pokrywa diamiktonowa może powstać również na ozach inglacialnych lub supraglacialnych jako morena ablacyjna lub spływowa (Szupryczyński, 1963; Kłysz, 1986). Natomiast na ozach subglacialnych glina może nie zostać odłożona lub zostaje usunięta. Na istotność określenia genezy diamiktonu pokrywającego formę przy określeniu jej genezy zwrócił uwagę np. Łuczak (1991). Obecność zaburzeń była wielokrotnie dokumentowana także w ozach subglacialnych (Brennand, 1994; Gruszka i Van Loon, 2011; Ahokangas i Mäkinen, 2014; Gruszka i in., 2016). Najbardziej charakterystyczną cechą środowiska subglacialnego, pozwalającą na odróżnienie ponadto form powstających w kanałach typu N od tych z tuneli typu R, jest obecność wyciętej rynny subglacialnej. Ozy powstałe w rynnach nazywane są zakorzenionymi, ich spąg znajduje się często o wiele niżej od stropu gliny lodowcowej tego samego wieku. Formy powstające w tunelach inglacialnych i supraglacialnych nie charakteryzują się zakorzenieniem. Występują na osadach tego samego zlodowacenia. Ich cechą charakterystyczną jest obecność znacznych deformacji, które mogą wręcz całkowicie zaburzyć strukturę wewnętrzną osadów (Szupryczyński, 1963). Do powstania deformacji dochodzi podczas wytapiania się lodu i osiadania materiału. Proces ten może doprowadzić do degradacji formy, przez co zachowanie się ozów inglacialnych, a szczególnie supraglacialnych jest znacznie trudniejsze od ozów subglacialnych (Jewtuchowicz, 1962; Fitzsimons, 1991). Dredge i in. (1999) oraz Perkins i in. (2016) sugerowali, że morfologia formy może wskazywać na miejsce jej powstania względem lodowca.

Znacznie więcej ozów występuje na obszarach o podłożu litym, gdzie rozwijały się w tunelach typu R (np. obszary tarczy fennoskandzkiej i tarczy kanadyjskiej) niż na obszarach o podłożu nieskonsolidowanym (Walder i Fowler, 1994; Clark i Walder, 1994; Boulton i in., 2009; Storrar i in., 2014b). Na obszarze Kanady odległość (*spacing*) pomiędzy ozami waha się od 8 do 25 km (Storrar i in., 2014b). Ozy powstające na litym podłożu są przeważnie znacznie dłuższe, wyraźniejsze w rzeźbie i tworzą bardziej rozbudowane i rozgałęzione systemy.

Analiza morfologiczna ozów przeprowadzana była przez wielu autorów, jednak przeważnie dotyczyła pojedynczych form. Dotychczas ukazało się kilka prac dotyczących morfologii dużej grupy ozów (np. Hättestrand i Clark, 2006; Storrar i in., 2014a, b, 2015).

Największym opracowaniem tego typu jest analiza ponad 20 tys. kanadyjskich ozów wykonana przez Storrara i in. (2014a, b). Storrar i in. (2015) przeanalizowali również ozy przedpola Breiðamerkurjökull na Islandii i udokumentowali złożone systemy ozowe oraz ich zmiany w miarę cofania się czoła lodowca. Dobrze rozwinięte ozy są przeważnie bardzo charakterystyczne pod względem morfologii. Stanowią wały o długości od kilkuset metrów do kilkuset kilometrów i wysokości od kilku do kilkudziesięciu metrów (Flint, 1947; Aylsworth i Shilts, 1989; Brennand, 2000). Ozy składają się przeważnie z kilku krótszych wałów oddzielonych przerwami. Średnia długość pojedynczych wałów mieści się najczęściej w przedziale od 1 km do 3 km (Clark i in., 2004; Hättestrand i Clark, 2006; Storrar i in., 2014b). Ich maksymalna długość może przekraczać 50 km (Storrar i in., 2014b). Najdłuższe formy razem z przerwami mogą osiągać nawet ponad 200 km długości (Storrar i in., 2014b). Prawdopodobnie najdłuższy system ozowy znajduje się w Kanadzie i ma długość ponad 700 km (Aylsworth i Shilts, 1989; Storrar i in., 2014b). Nie wszystkie ozy mają znaczne długości, część może być stosunkowo krótka, rzędu kilku km (Banerjee i McDonald, 1975; Warren i Ashley, 1994; Brennand, 2000).

Ozy mają niekiedy kręty przebieg, szczególnie widoczny wzdłuż ich linii grzbietowej. Flint (1947) pisał, że nie ma prostych ozów, wszystkie są chociaż lekko kręte, natomiast w niektórych rozwijają się meandry. Jednakże w historii badań znaleźć można wiele doniesień autorów, którzy odnotowali ozy o prostej formie np. liczne kanadyjskie ozy posiadają współczynnik krętości równy 1 (Storrar i in., 2014b) lub ozy z obszaru Kanady, Rosji i Wielkiej Brytanii ze współczynnikiem niewiele powyżej 1 (Bolduc, 1992 *vide* Storrar, 2014b; Clark i in., 2004; Hättestrand i Clark, 2006; Burke i in., 2012; Storrar i in., 2014b). Stoki form przeważnie są dość strome i mogą sięgać do 35° (Rotnicki, 1960). Długie formy podzielone są przeważnie na odcinki oddzielone różnej długości przerwami. Lundqvist (1999) uważał, że segmentacja ozów spowodowana jest zróżnicowaniem w dostawie materiału przez wody roztopowe. Próbował powiązać je z wahaniami klimatu, które mogłyby być spowodowane przez zmiany aktywności Słońca i występowanie zjawiska *El Niño – Southern Oscillation (ENSO)*, jednak rozważania te nie znalazły szerszej akceptacji. Obecność przerw interpretowana jest jako odcinki braku sedymentacji w tunelu (Shreve, 1985; Brennand, 1994) lub efekty erozji. Ozy mają przeważnie pojedynczy grzbiet (*single-crested*), jednak występują również formy o ich większej liczbie (*multi-crested*) (Huddart i Bennett, 1997; Brennand, 2000). W polskiej literaturze donoszono o występowaniu ozów podwójnych, które tworzą dwa równoległe wały (Rotnicki, 1960; Łuczak, 1991).

W budowie systemów ozowych powszechne jest występowanie dopływów, które odzwierciedlają występujący w lądolodzie lub lodowcu system drenażu (Flint, 1947; Clark i Walder, 1994; Brennand, 2000). Według Banerjee i McDonald (1975) systemy ozów rzadko są na tyle rozbudowane aby posiadały dopływy rzędu wyższego niż 2 jednak takie przypadki były dokumentowane (Storarr i in., 2014b). Niektóre systemy ozowe mają charakter anastomozujący (Shreve, 1985; Shaw i in., 1989; Brennand, 1994; Gorrell i Shaw, 1991), odnotowywane było w nich również występowanie bifurkacji (Aylsworth i Shilts, 1989; Burke i in., 2012).

Morfologia ozów uzależniona jest od warunków ich powstawania, a w szczególności od: modelu sedymentacji, rodzaju tunelu, dostawy materiału, prędkości i przepływu wód ablacyjnych oraz rzeźby i rodzaju podłoża (Storarr i in., 2014b; Perkins i in., 2016). Flint (1930) wyróżnił trzy typy ozów ze względu na ich morfologię: wydłużone wały, odizolowane wzniesienia oraz rozległe i płaskie wzniesienia. Wyróżnienie to dotyczyło jednak ozów w Irlandii, gdzie pojęcie *esker* stosowane było przez wielu autorów dla wszystkich wzniesień glacyfluwialnych. W polskim oraz np. amerykańskim rozumieniu tego terminu za ozy uchodziłaby większość form pierwszej grupy. Natomiast formy grupy drugiej i trzeciej opisane zostałyby najprawdopodobniej jako kemy i terasy kemowe (chyba, że byłyby przesłanki o innej genezie danej formy). Najczęściej ze względu na kształt przekroju wyróżnia się ozy z ostrym grzbietem i prawie trójkątnym przekrojem (*sharp-crested*), o zaokrąglonym grzbiecie (*round-crested*), o szerokim i płaskim grzbiecie (*broad-crested* lub *flat-topped*) oraz odcinki szczególnie poszerzone (*eidge enlargements*) (Huddart i in., 1999; Burke i in., 2012; Perkins i in., 2016). Często można wyróżnić kilka typów ukształtowania w obrębie jednej formy. Ozy mogą cechować się symetrią lub asymetrią stoków (Pietkiewicz, 1977; Wysota, 1990). Perkins i in. (2016) zaproponowali morfogenetyczny podział ozów ze względu na ich długość, krętość, kształt przekroju oraz cechy sedymentologiczne. Brennand (2000) przedstawiła podział morfogenetyczny ozów powstających w tunelach typu R w zasięgu lądolodu laurentyńskiego.

Ozy często występują w sąsiedztwie innych form lodowcowych, takich jak: moreny czołowe, kemy, terasy kemowe, sandry czy formy szczelinowe (Delaney, 2001). Najczęściej powstają zgodnie z kierunkiem przemieszczania się lądolodu i poprzecznie do wałów moren czołowych (Bergdahl, 1953; Warren i Ashley, 1994). Analizowano również powiązania ozów z zagłębieniami bezodpływowymi (*kettle holes*), które mogą występować w ich obrębie i stanowić pozostałość po zagrzebanych bryłach martwego lodu (Flint, 1930, 1947; Skompski, 1963; Huddart i in., 1999; Russell i in., 2001; Mokhtari Fard, 2002; Burke i in., 2012). Liczne

pagórki ozowe z zagłębieniami bezodpływowymi były opisywane również z terenu Polski pod nazwą „ozowisko” (Błachowski, 1936). Ozy mogą powstawać również w warunkach interlobalnych (Warren i Ashley, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Mäkinen, 2003; Gruszka i in., 2012). Część ozów występujących w strefie marginalnej lądolodu kończy się rozległym stożkiem napływowym, powstającym w środowisku wypływu wód lodowcowych na przedpole. Stożki te mogą powstawać całkowicie pod powierzchnią wody i tworzyć osady subakwaticzne (Rust, 1972; Brennand, 2000), tworzyć delty (Dredge i in., 1999) lub akumulować się subarealnie (Bolduc, 1992 *vide* Storrar, 2014b, Brennand, 2000). Charakterystyczną cechą części ozów jest występowanie w sąsiedztwie rynien lodowcowych, przy czym można wyróżnić kilka wariantów ich wzajemnej relacji. Często ozy występują we wnętrzu rynny subglacjalnej wypełniając ją częściowo lub całkowicie. Taka sytuacja występuje najczęściej na obszarach o przepuszczalnym i nieskonsolidowanym podłożu jak np. na Niziu Polskim (Skompski, 1963; Michalska, 1971; Buraczyński i Superson, 1992; Krupa, 2006a, b; Salomon, 2009). Niektóre ozy występują wzdłuż rynien subglacjalnych bądź na ich przedłużeniu.

Spadek terenu w obrębie linii grzbietowej ozów jest przeważnie niewielki, nie jest on jednak zawsze zgodny z kierunkiem przepływu wody. Czasami woda w tunelach subglacjalnych płynie w przeciwnym kierunku niż spadek terenu będąc pod ciśnieniem hydrostatycznym (Flint, 1947; Shreve, 1972; Brennand, 1994; Storrar i in., 2014b).

Ozy zbudowane są najczęściej z osadów piaszczysto-żwirowych. Powszechnie przyjmuje się, że składają się z tzw. jądra ozu oraz otaczających je od góry i z boków drobniejszych osadów. Jądro ozu zbudowane jest przeważnie z osadów gruboziarnistych: żwirów i głazów z domieszką drobniejszych frakcji (Saunderson, 1975; Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Delaney, 2001; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Ahokangas i Mäkinen, 2014). Część badanych pod względem sedymentologicznym ozów nie posiada jednak takiej budowy a charakter osadów zależy od warunków panujących w tunelu lodowcowym oraz dostępnego do transportu materiału. W profilu wielu ozów występuje rytmiczna zmienność litofacji żwirowych i piaszczystych (Banerjee i McDonald, 1975; Ringrose, 1982; Brennand, 1994; Salomon, 2009). W przekrojach niektórych ozów można zaobserwować obecność tzw. fałszywej struktury antyklinalnej (Flint, 1947; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Fiore i in., 2002; Burke i in., 2008). Za osady wskaźnikowe akumulacji w tunelu pod ciśnieniem hydrostatycznym przyjmuje się słabo wysortowane, ale przemyte osady grubookruchowe o dużej miąższości (Saunderson, 1977; Brennand, 1994, 2000; Delaney, 2002; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Roman, 2016). Wyróżnia się kilka

typowych litofacji odpowiadających akumulacji w tunelach lodowcowych. Do najczęściej dokumentowanych należą żwiry masywne (Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Salamon, 2009; Gruszka i in., 2011; Frydrych, 2016a), żwiry warstwowane przekątnie płasko oraz rynnowo (Wysota, 1990; Brennand i Shaw 1996; Salamon, 2009; Ahokangas i Mäkinen, 2014; Frydrych, 2016a; Roman, 2016) oraz żwiry warstwowane horyzontalnie (Brennand i Shaw 1996; Ahokangas i Mäkinen, 2014). Mokhtari Fard i Gruszka (2007) wyróżnili litofację tzw. „dirty gravels” w postaci bardzo źle wysortowanych, masywnych osadów żwirowych z dużym udziałem frakcji mułkowo-ilastej. Uznali ją za fację wskaźnikową dla akumulacji w tunelu subglacjalnym. Powszechne w osadach żwirowych ozów jest występowanie soczewek lub przewarstwień żwirów z teksturą typu *openwork* (Shulmeister, 1989; Delaney, 2002; Roman, 2016; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Gruszka i in., 2011; Ahokangas i Mäkinen, 2014; Frydrych, 2016a). Wiele badań dowodzi, że ozy zbudowane są głównie z lokalnego materiału, lub materiału wyerodowanego i transportowanego na niezbyt duże odległości (Flint, 1947). Często ma w nich miejsce dobra obróbka klastów i występuje zwiększenie stopnia ich zaokrąglenia zgodnie z kierunkiem paleoprzepływu (Brennand, 1994, 2000).

2.3. Ozy oraz formy pokrewne w Polsce w świetle dotychczasowych badań

Historia badań nad ozami na obszarze Polski rozpoczęła się na początku XX wieku (Łuniewski, 1923; Zaborski, 1926; Pietkiewicz, 1928; Malicki, 1929; Okołowicz, 1936a, b). W drugiej połowie XX wieku ozy opisywane były w wielu opracowaniach regionalnych poświęconych morfogenezie rzeźby polodowcowej i geologii czwartorzędu (np. Galon, 1952; Balińska-Wuttke, 1960; Bartkowski, 1964, 1965; Kozarski, 1962; Niewiarowski, 1959, 1963; Baraniecka i Sarnacka, 1971; Krzemiński, 1974; Baraniecka, 1980; Sadłowska, 1982). Powstały również liczne prace szczegółowo opracowujące wybrane ozy na obszarze Polski (m.in. Roszkówna, 1951; Rotnicki i Wasiłowska, 1962; Skompski, 1963; Skompski i Słowański, 1964; Churski, 1964; Czernicka-Chodakowska, 1969; Michalska, 1969; Pietkiewicz, 1977; Klimczak, 1987). Na szczególne wyróżnienie zasługuje opracowanie Rotnickiego (1960) „*Przegląd zagadnień dotyczących ozów*”. Podsumował w nim historię badań oraz dotychczasową wiedzę na temat genezy ozów oraz ich cech charakterystycznych. W 1961 roku w Polsce odbył się VI Kongres INQUA (*International Union for Quaternary Research*), którego tematyka dotyczyła m.in. problematyki ozowej. Z tej okazji opracowanych zostało kilka kolejnych ozów np. oz grójecki (Więckowski, 1961), oz turtulski

(Kondracki i Pietkiewicz, 1967; Pietkiewicz, 1977) oraz ozy w okolicy Więcborka (Murawski, 1961, 1985). Wadas (1962) przedstawił obszerną i szczegółową charakterystykę ozu gostynińskiego. Tematyce ozowej swoją monografię poświęciła również Michalska (1971) przedstawiając opracowanie ozów w Grójcu, Zalesiu, Lubasz, Lewicach oraz Ślubowie. Stwierdziła ona, że ozy w Polsce Środkowej powstawały głównie w strefie marginalnej lądolodu jako formy poligeniczne. Wnioskowała, że jądra ozowe powstawały głównie w tunelach subglacjalnych w aktywnym lądolodzie. Natomiast podczas deglacjacji nadbudowywane były utworami akumulowanymi w otwartej rozpadlinie lodowej. Opracowanie ozów Wysoczyzny Krajeńskiej przedstawił Murawski (1973) w swojej pracy doktorskiej, w której opracował 14 wałów ozowych (vide Czernicka-Chodakowska, 1991).

Istotną publikacją w historii badań nad polskimi ozami jest katalog „*Formy ozowe na obszarze Polski*” opracowany przez Czernicką-Chodakowską (1991). Jest to dotychczas jedyna publikacja przedstawiająca znaczny zbiór ozów zidentyfikowanych na terenie kraju. Przedstawia katalog 539 form zaznaczonych na mapach 34 województw. Praca zawiera informacje o położeniu i morfologii ozów, w tym o: długości, szerokości, wysokości, orientacji formy, ilości odcinków oraz o dotychczasowych opracowaniach. Dane zostały przedstawione w typowo katalogowy sposób, jednak opis niektórych ozów zawiera dokładniejsze informacje o cechach morfologicznych i genezie. Stan wiedzy od czasu powstania opracowania uległ znacznemu poszerzeniu szczególnie po opracowaniu Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 dla obszaru całego kraju. Dlatego przedstawione przez Czernicką-Chodakowską (1991) formy stanowią jedynie część współcześnie znanych ozów, a geneza niektórych form jest dyskusyjna. Pomimo nieaktualności niektórych danych nadal jest to najbardziej obszerne zestawienie ozów z obszaru całej Polski.

Kolejne istotne badania skupiały się na charakterystyce sedymentologicznej osadów ozów i ich środowisk depozycyjnych (Gierszewski, 1990; Wysota, 1990; Łuczak, 1991; Buraczyński i Superson, 1992, 1995; Jaks i Rdzany, 2002). Dalsze badania na temat ozów obszaru młodoglacjalnego prowadzone były na obszarze Pojezierza Krajeńskiego (Pasierbski, 2003; Pasierbski i Krupa, 2000, 2004; Krupa, 2005; 2006a, b, 2009, 2016). Krupa i Hojan (2015) przedstawili przeglądowy artykuł na temat poglądów na rozwój ozów.

W ostatnich latach ukazywały się kolejne opracowania ozów obejmujące dokładną analizę litofacjalną pozwalającą na bardziej szczegółowe odtworzenie warunków ich powstawania. Do prac tych należą: analiza ozu koło Uniszek (Mokhtari Fard i Gruszka, 2007), rynny subglacjalnej i ozów okolic Gogolina (Salamon, 2009),

charakterystyka ozu w Kluczkowie koło Świdwina (Gruszka i in., 2011), opracowanie ozu gostynińskiego (Roman, 2016) oraz analiza ozu Rzymska (Frydrych, 2016a).

Czasami określenie precyzyjnej genezy form jest bardzo trudne, ponieważ niektóre formy posiadają cechy pozwalające na zakwalifikowanie ich do więcej niż jednego typu. Dlatego niektórzy autorzy formom, których geneza jest na tyle złożona, że trudno byłoby je jednoznacznie zakwalifikować, nadawali zmodyfikowane nazwy np. ozo-morena (Dudek, 1966), ozo-kem (m.in. Baraniecka i in., 1969; Kozłowska, 1972; Jaksa i Rdzany, 2002) czy zespoły stożkowo-ozowe (Terpiłowski, 2001).

Do najdłuższych ozów na obszarze Polski należą: oz bukowsko-mosiński (ok. 37 km), oz Górowaki-Skic (ok. 27 km) oraz Węgrowiec-Skoki (ok. 24 km) (Czernicka-Chodakowska, 1991). Ich szerokość waha się przeważnie od 50 m do ok. 300 m (Skompski, 1963; Pietkiewicz, 1977). Najwyższe ozy na terenie Polski mają ok. 40 m wysokości względnej. Są wśród nich np. ozy w Smolnikach, Szurpiłach czy oz Dębogóry (Czernicka-Chodakowska, 1991). Przeważnie osiągają one wysokość 5-30 m (Skompski, 1963).

Ozy obszaru starogłacialnego są przeważnie słabiej zachowane w rzeźbie niż ozy obszaru młodogłacialnego. Wielu autorów wnioskowało, że ich cechą charakterystyczną jest nadbudowa kemowa powstająca podczas deglacjacji (Zaborski, 1926; Balińska-Wuttke, 1960; Baraniecka, 1969; Michalska, 1971; Buraczyński i Superson, 1992, Jaksa i Rdzany, 2002; Jaksa, 2004).

3. Metody

Badania szczegółowe zostały przeprowadzone w obrębie 7 obszarów testowych obejmujących wybrane ozy. Dla obszarów tych przeanalizowano dostępny materiał geologiczny oraz dane morfometryczne. Badania sedymentologiczne zostały przeprowadzone na zasadzie studium przypadku. Główna część badań została przeprowadzona w terenie i obejmowała kartowanie ścian w kopalniach odkrywkowych piasku i żwiru. Osady zostały poddane analizie litofacjalnej i litogenetycznej, analizie uziarnienia, analizie kształtu i obtoczenia klastów żwirowych. Określono również stosunek skał fennoskandzkich do skał z lokalnego podłoża. W odsłonięciach pomierzono elementy kierunkowe oraz wykonano dokumentację sedymentologiczną. W celu rekonstrukcji warunków akumulacji osadów przeprowadzono analizę paleohydrauliczną. Dla całej populacji ozów obszaru staroglacjalnego wykonano pomiary morfometryczne w oparciu o materiały kartograficzne. Przeanalizowano również dane z map i wierceń geologicznych. Wszystkie oznaczenia i skróty używane w pracy zostały przedstawione na rycinie 5.

3.1. Uwagi na temat terminologii użytej w pracy

Zważywszy na różnice terminologiczne występujące w literaturze autorka przyjmuje nazewnictwo stosowane do morfologicznego opisu ozów za Storrar i in. (2014b, 2015). Jako oz (*esker*) rozumiana jest cała forma stanowiąca pojedynczy wał lub składająca się z kilku segmentów rozciągających się w niedużej odległości od siebie i mogących być w prosty sposób połączone linią ciągłą (ryc. 2). Poszczególne fragmenty ozów oddzielone od siebie przerwami nazywane są wałami, odcinkami lub segmentami ozów (*esker ridge*). Połączenie kilku ozów stanowi system ozowy (*esker system*), w którym wyróżnić można wał główny (*main ridge*) oraz jego dopływy (*tributary*) i odpływy (*distributary*) (ryc. 2).

Praca porusza problematykę ozów oraz form pokrewnych ozom. Za formy pokrewne uznaje się formy złożone oraz pośrednie, których definicję przyjęto za Rdzanym (2012): *„Formy złożone rozumiane są tutaj jako formy, które powstały wskutek nałożenia serii akumulacyjnej na starszy cokół o podobnej lub odmiennej genezie. Formy przejściowe (albo pośrednie) to z kolei efekt zazębiania się różnych środowisk morfogenetycznych funkcjonujących synchronicznie lub subsynchronicznie”*.

W literaturze istnieje wiele terminów określających miejsce powstawania ozów (tunel, kanał, rynna subglacjalna, koryto). Nawet większe zróżnicowanie terminologiczne występuje w literaturze światowej. Część pojęć jest stosowana dla różnych subśrodków, co niekiedy

może rodzić problem z rozróżnieniem genezy niektórych form. W pracy pojęcie tunel subglacjalny stosowane jest dla przepływów w spągu lądolodu w tunelach typu R (*R-channel*, *type R tunnel*, *Röthlisberger channel*, *subglacial conduit*) wyciętych w lodzie lodowcowym. Pojęcie kanał subglacjalny związane jest z występowaniem rynn erozyjnej wciętej w podłoże i odpowiada kanałom typu N (*N-channel*, *type N tunnel*, *Nye channel*, *subglacial conduit*). Termin tunel inglacjalny stosowany jest dla przepływów wewnątrz lądolodu (*englacial tunnel*). Natomiast dla skoncentrowanych przepływów na powierzchni lądolodu używa się nazwy koryto supraglacjalne (*supraglacial channel*, *supraglacial stream*, *supraglacial trough*, *ice-walled channel*, *ice canyon*). Termin otwarty kanał nawiązuje do kanału typu N, który został całkowicie pozbawiony stropu lodowego, a przepływ odbywa się w nim pod ciśnieniem atmosferycznym i jest ograniczony ścianami lodowymi (*open channel*, *ice-walled channel*).

W literaturze światowej ważnym tematem poruszonym w dyskusji nad powstawaniem ozów jest jednoczesność lub etapowość akumulacji osadów budujących ozy. Wyróżnia się ozy akumulowane jednocześnie na całej długości tunelu tzw. *synchronous eskers* oraz ozy przyrastające wraz z cofaniem się czoła lądolodu tzw. *time-transgressive eskers*. W polskojęzycznej literaturze nie ma określonych jednoznacznych i konsekwentnie stosowanych odpowiedników tych pojęć, dlatego autorka proponuje stosowanie terminów: ozy synchroniczne dla *synchronous eskers* oraz ozy diachroniczne dla *time-transgressive eskers*.

W polskiej literaturze występuje problem stosowania różnych terminów oraz odmienne rozumienie pewnych pojęć dotyczących akumulacji glacyfluwialnej w obrębie lądolodu (Godlewska, 2015). Stąd opisy powstawania nadbudowy ozów w szczelinach, przetainach czy rozpadlinach lodowych, gdzie pojęcia te bywają stosowane zamiennie. Autorka uważa typologię Terpiłowskiego (2008) za najbardziej odpowiednią do opisu środowiska glacialnego, w której szczelinę lodowcową definiuje jako pęknięcie w lodzie powstałe na skutek naprężeń w lądolodzie, przetainę lodową jako obniżenie w obrębie lądolodu sięgające podłoża i utworzone w wyniku nierównomiernego wytapiania się lodu a rozpadlinę lodową jako wydłużone i wąskie obniżenie powstałe po degradacji stropu kanału lodowego. Należy więc przyjąć termin „rozpadlina lodowa” za najbardziej poprawny w dyskusji nad etapami kształtowania ozów. Natomiast „przetaina lodowa” stanowi środowisko sedymentacji kemowej, z zastrzeżeniem że może ona mieć charakter jedynie supraglacjalny i nie sięgać podłoża. Kontrowersje budzi również termin formy szczelinowe (*crevasse filling*), który jest często odmiennie rozumiany w literaturze polskiej jak

i międzynarodowej. Termin ten został wprowadzony przez Flinta (1928), który wyróżnił je z grupy ozów. Uważał je za formy powstające w stagnującym lodzie w środowisku glacieziornym. Część autorów za formy szczelinowe uważa jedynie formy powstające subglacialnie z wyciskania osadów podłoża do szczelin lodowcowych podczas szarży (m.in. Sharp, 1985; Eyles i in., 1999). W literaturze polskiej formy powstające w szczelinach stagnującego lodu zaliczane są często do form kemowych (m.in. Klimek, 1969; Godlewska i Terpiłowski, 2012). Problematykę wyróżniania i nazewnictwa form szczelinowych przedstawiła Godlewska (2015). W niniejszej pracy termin ten stosowany jest w nawiązaniu do kryteriów wyznaczania form na SMGP stąd przyjęto zastosowaną do niej interpretację, gdzie za formę szczelinową uznaje się formę zbudowaną z osadów akumulacji szczelinowej czyli „*akumulacji w poszerzających się szczelinach lodowych*” (Marks i in., 2006).

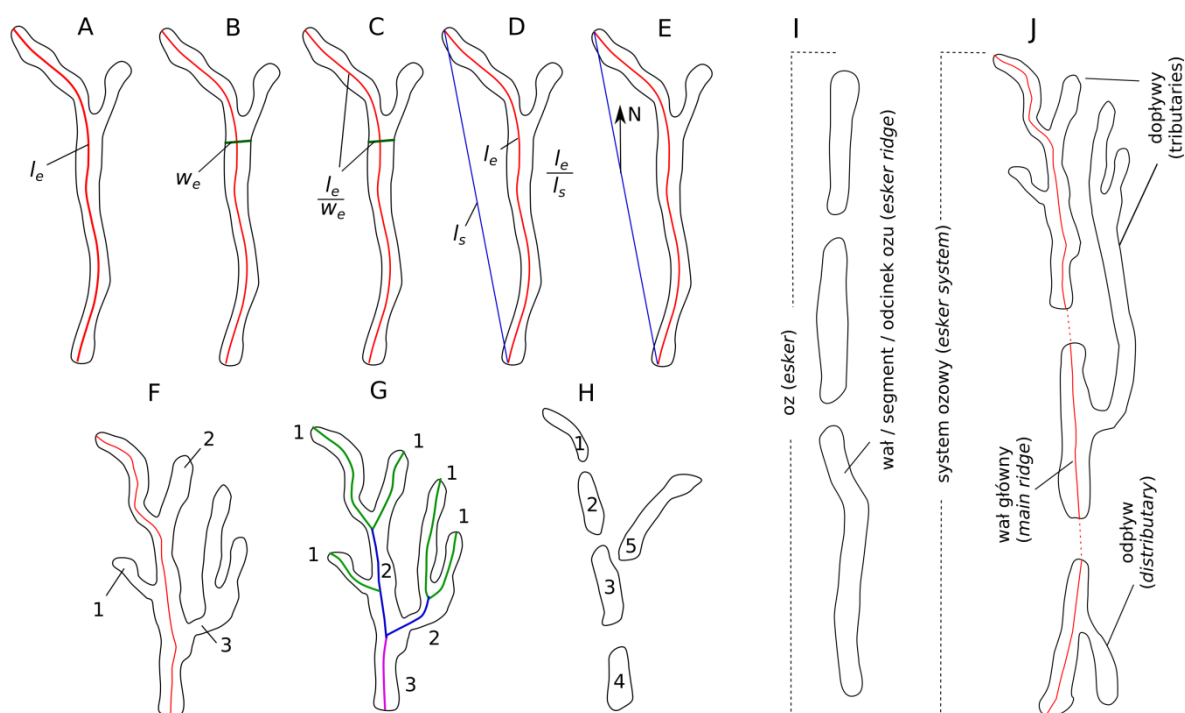
W pracy stosowane są terminy z dziedziny hydrauliki, które w sedymentologii nie zawsze rozumiane są identycznie jak w innych dziedzinach nauk. Definicje podstawowych pojęć przyjęto za Zielińskim (2015). Przepływ rozumiany jest jako ruch wody. Naprężenie ścinające (*shear stress*) odpowiada sile trakcyjnej płynącej wody skierowanej ukośnie do dna, od niego zależy proces erozyjnego uruchomienia ziarna oraz jego transport i depozycja. Kompetencja przepływu (*flow competence*) określa zdolność przepływu do przemieszczania ziaren określonej frakcji, które uruchamiane są przez prędkość krytyczną (*critical velocity*). Unieruchomienie ziarna zachodzi przy prędkości depozycyjnej. Energia przepływu w sedymentologii rozumiana jest w kategorii naprężenia ścinającego oraz prędkości. Dolny oraz górny reżim przepływu określa natężenie transportu oraz opór przepływu i wpływa na stan i konfigurację dna. Przyjęta w sedymentologii definicja wezbrania dla rzek, określająca je jako stan gdy zwierciadło wody osiąga górną krawędź brzegu koryta, trudna jest do zastosowania dla zamkniętych tuneli lodowcowych. W takim znaczeniu tego terminu w tunelu subglacialnym przepływ wezbraniowy zachodziłby przez znaczny czas jego funkcjonowania. Rzeczywiście warunki przepływu w tunelach subglacialnych przeważnie mają charakter wysokoenergetyczny i mogą być porównane do wezbrań w rzekach żwirowatych jednak wykazują one pewne zróżnicowanie. W niniejszej pracy za wezbranie lodowcowe czy powódź lodowcową (*glacial outburst flood*) rozumie się takie zdarzenie, które charakteryzuje się większą niż średnia energią przepływu wody. Są to często cykliczne zdarzenia typowe dla środowiska glacialfluwialnego i uzależnione od tempa i rytmu ablacji lodowca oraz ilości opadów. Natomiast wezbrania i powodzie katastrofalne uważane się za zdarzenia znacznie rzadsze, niewykazujące cykliczności i niemieszczące się w reżimie

hydrologicznym, często spowodowane spływami supraglacialnych lub subglacialnych zbiorników (Knudsen i Russell 2002; Russell, 2005; Zieliński, 2015).

3.2. Analiza morfologiczna ozów

Analizę morfologiczną ozów wykonano w dwóch wersjach. W pierwszej uwzględniono już zinterpretowane formy zaznaczone na Szczegółowej mapie geologicznej Polski (SMGP) 1:50 000. W tym celu przejrano 375 arkuszy map pokrywających cały obszar staroglacialny w obrębie Niżu Polskiego. Z map rastrowych zdigitalizowano wszystkie obiekty zaznaczone na mapach jako ozy. Otrzymano w sumie 820 poligonów, dla których wykonano opisane w dalszej części rozdziału pomiary morfometryczne. Duże zróżnicowanie w gęstości występowania ozów na obszarze staroglacialnym widoczne w zestawieniu form na podstawie SMGP wynikać może z rzeczywistego nieregularnego rozmieszczenia tych form na skutek niejednorodnej dynamiki lądolodu, odmiennych cech termicznych, zróżnicowanego systemu drenażu itd. Jednak w znacznym stopniu zależy również od konstrukcji poszczególnych arkuszy map. Bardzo duży przedział czasu tworzenia map, wielu autorów oraz różne podejścia do kryteriów wyznaczania form wpływają negatywnie na całokształt obraz występowania ozów. Powszechne występowanie podczas formowania się ozów etapu akumulacji w rozpadlinie lodowej a niekiedy pomiędzy bryłami martwego lodu powoduje, że często górna część formy zbudowana jest z osadów drobnoziarnistych znacznie bardziej typowych dla kemów. Rodzi to problemy przy klasyfikacji genetycznej danej formy. Często odkrywki, w których przeprowadzane są badania są dość płytkie i znajdują się w górnej części odsłonięcia gdzie osady „typowo” ozowe nie są widoczne. Na problem ten zwróciła uwagę Michalska (1971) oraz autorka (Frydrych, 2018a). Podobnie wygląda kwestia sondowań, które też nie zawsze przebijają osady drobnoziarniste. Podobieństwo litofacji budujących część ozów i kemów również powoduje problemy z rozróżnieniem tych form (Jaksa, 2004). Skutkować to może błędnym określeniem genezy formy i niedoszacowaniem lub przeszacowaniem liczby ozów rzeczywiście występujących na analizowanym obszarze. Badania terenowe przeprowadzone przez autorkę w obrębie niektórych form określonych jako ozy wg SMGP dały podstawę do stwierdzenia innej ich genezy. Niewykluczone, że takich form jest więcej. Biorąc pod uwagę wspomniane problemy, błędem byłoby uznawanie ozów przedstawionych na SMGP za obraz kompletny i pozbawiony pomyłek przy kwalifikacji genetycznej.

Obraz geologiczny ukazany na arkuszach SMGP nie odpowiada w bardzo wielu przypadkach morfologii form. Część form została przekształcona na skutek procesów erozyjnych np. podzielona przez rzeki i dolinki denudacyjne. Z tego wynika duża fragmentaryzacja ozów. W celu przeprowadzenia bardziej wiarygodnej analizy wybranych aspektów morfologii ozów obszaru staroglacjalnego Polski konieczne było ustalenie ich morfologicznych granic. Nowe poligony wykreślane były przy zastosowaniu technik GIS na podstawie Numerycznego Modelu Terenu (Projekt ISOK – GRID 1 m) oraz map topograficznych 1:10 000. Podczas reinterpretacji część poligonów wyznaczonych na SMGP była łączona w obręb jednej formy tak aby analiza obejmowała całe ozy a nie jedynie ich segmenty. Niektóre pojedyncze i niewielkie obiekty, które nie miały przełożenia na obraz morfologiczny zostały wykluczone z zestawienia. Do analizy nie włączono również kilku form, w których dokładniejsze badania terenowe autorki wykluczyły genezę ozową. W efekcie wyznaczono 275 ozów i systemów ozowych (ryc., 1B).



Ryc. 2. Metodologia obliczania parametrów morfologii ozów oraz stosowane nazewnictwo (częściowo na podstawie Storrar i in. 2014b); A – długość; B – szerokość; C – wydłużenie, D – krętość; E – orientacja; F – liczba dopływów; G – rząd dopływów; H – fragmentacja; I – nazewnictwo ozu bez dopływów; J – nazewnictwo systemu ozowego

Analiza morfologiczna ozów obejmowała ich długość, szerokość, wydłużenie, współczynnik krętości, liczbę dopływów i odnóg oraz ich rząd, fragmentację oraz orientację. Autorka analizując ozy obszaru staroglacjalnego Polski opierała się na wcześniejszych

badaniach morfologii tych form oraz rynien subglacialnych. Przyjęła oznaczenia za Storrar i in. (2014b). Pomiary cech morfologicznych zostały wykonane zarówno dla całych ozów jak i dla wszystkich ich segmentów. Metodologię pomiaru danych parametrów przedstawia rycina 2. Długość formy oznaczona jako l_e stanowi dystans łączący początek i koniec wału wzdłuż jego linii grzbietowej. Przy określaniu długości całego ozu wybierano odcinki najdłuższe (ryc. 2). Szerokość formy (w_e) mierzona była jako prosta prostopadła do długości formy przechodząca przez najszersze miejsce jej podstawy. Wydłużenie form (*length to width ratio*) określa stosunek długości (l_e) do szerokości (w_e). Krętość ozu (*sinuosity*) stanowi stosunek długości ozu (l_e) do długości linii prostej łączącej początek i koniec formy (l_s). Orientacja mierzona była jako azymut prostej przechodzącej przez początek i koniec ozu (l_s). Określono również liczbę dopływów i odnóg połączonych z głównym wałem ozu oraz określono ich rząd według metodyki postępowania z dopływami rzecznyymi (ryc. 2). Fragmentacja (f) ozów określa liczbę segmentów z których składa się cała forma. Wszystkie pomiary wykonane zostały w programie ArcMap 10.6.1.

Szczegółowa analiza morfologiczna wybranych ozów została przeprowadzona z wykorzystaniem danych LiDAR pozyskanych z Centralnego Zasobu Geodezyjnego i Kartograficznego (licencja nr DIO.7211.277.2019_PL_N). Dane zostały przekonwertowane na model rastrowy GRID o rozdzielczości poziomej 1-5 m w programie SAGA GIS 2.3.2. Na ich podstawie opracowano modele cieniowane, które wykonano w programie Surfer 14 GoldenSoftware®. Do każdego stanowiska wykonano podłużny profil hipsometryczny formy oraz kilka profili poprzecznych.

3.3. Badania terenowe

Badania terenowe przeprowadzone zostały w sztucznych odsłonięciach w obrębie czynnych oraz nieużytkowanych żwirowni. W celu wyboru stanowisk wyszukano wszystkie odkrywki w ozach udokumentowanych na Szczegółowej mapie geologicznej Polski na obszarze staroglacjalnym Niziu Polskiego. Korzystając z ortofotomapy stworzono bazę, w której zidentyfikowano 160 różnej wielkości kopalń. W latach 2015-2019 sprawdzono 120 odkrywek, z których aż 72 nie dały możliwości przeprowadzenia badań z powodu zarośnięcia, zapełnienia ścian po zakończeniu eksploatacji czy braku zgody właściciela na prowadzenie badań. W pozostałych kopalniach przeprowadzono badania wstępne, które miały na celu zweryfikować genezę ozową formy. Przy ostatecznym potwierdzeniu typu formy wzięto pod uwagę: morfologiczne cechy formy, obecność zakorzenienia, cechy teksturalne

i strukturalne osadów, rodzaj i zasięg deformacji oraz relację do innych form w sąsiedztwie. Przystudiowano również wcześniejsze opracowania innych autorów. W przypadku kilku form w literaturze występowały różne interpretacje ich genezy np. forma w okolicy Rosochy (ozomorena wg Dudka, 1966; kem – wg Rdzanego, 1997, oz – wg Skompskiego i in., 2006), formy w okolicy Adamowa (morena czołowa – Skompski, 1971; ozy – Baraniecka i Sarnacka, 1971; kem – Krzemiński, 1974); Zapady (ozy – Balińska-Wuttke, 1960; kemy – Klajnert, 1978; Jaksa, 2004). We wszystkich tych przypadkach autorka przychyliła się do innej niż ozowa genezy tych form co ma potwierdzenie w ich cechach morfologicznych i sedymentologicznych. Dokładna charakterystyka wszystkich form nie jest celem niniejszej pracy, dlatego szczegółowe wyniki badań z tych stanowisk nie będą omawiane. Również w wypadku formy w okolicy Łaznowskiej Woli (Turkowska i Wieczorkowska, 1994) autorka ustaliła inny mechanizm powstania, a forma ta jest celem osobnego opracowania (Rdzany i in., w druku). Spośród pozostałych odkrywek wybrano 7 ozów do dokładnej analizy, w których odsłonięcia przedstawiały najbardziej pełny obraz ich sedymentacji. Badania terenowe opisane poniżej przeprowadzono dla następujących obszarów testowych: Rzymisko (3 odkrywki), Muchy (2 odkrywki), Jakubowice (1 odkrywka), Łaszczyn (3 odkrywki), Tosie (2 odkrywki), Telaki (2 odkrywki) i Gnojno (2 odkrywki).

Prace terenowe polegały na kartowaniu ścian odsłonieć w celu wyróżnienia jednostek sedymentacyjnych. W każdym odsłonięciu opracowano kilka profili litofacjalnych. Mierzono miąższości warstw, określano ich pokrój oraz rodzaj kontaktu między nimi. Wykonano pomiary kierunkowe warstw, uskoków oraz klastów żwirowych. Odnotowywano również wszelkiego rodzaju deformacje, struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne oraz inne charakterystyczne cechy osadów. Ściany dokumentowane były na szkicach oraz fotografiach. Do dalszych analiz laboratoryjnych pobrano próby punktowe. W niektórych stanowiskach w terenie została wykonana również analiza uziarnienia frakcji gładów i grubych żwirów, która zostanie opisana dokładniej w podrozdziale poświęconym analizie uziarnienia.

3.3.1. Analiza litofacjalna i litogenetyczna

Analiza litofacjalna osadów obejmowała określenie ich cech strukturalnych i teksturalnych. Miała na celu ustalenie środowisk sedymentacyjnych osadów. Została wykonana dla kilku profili we wszystkich stanowiskach badawczych. W ich obrębie wydzielono jednostki sedymentacyjne tworzące daną formę (w tym kompleksy i zespoły litofacjalne). Wyniki analizy zostały zaprezentowane na zdjęciach ścian odsłonieć oraz na

profilach litofacjalnych. Do ich opisu użyto kodu Mialla (1977) w modyfikacji Zielińskiego (1992a) oraz Zielińskiego i Pisarskiej-Jamroży (2012). Zastosowane symbole przedstawia rycina 5. Przy określaniu skali zestawów warstwowań przyjęto za Zielińskim (1992a), że zestawy do 6 cm miąższości reprezentują skalę małą, 6–30 cm – skalę średnią, a powyżej 30 cm – skalę wielką. Geneza litofacji została przedstawiona za pomocą kodu litogenetycznego przyjętego za Miallem (1996) w modyfikacji Zielińskiego (2015) i autorki – dodano oznaczenie dla makroform złożonych – CM (*composite macroform*). Oznaczenia zaprezentowano na profilach litofacjalnych.

3.3.2. Pomiary elementów kierunkowych

Podczas badań terenowych mierzono orientację klastów i ukierunkowanie warstwowania przekątnego, celem ustalenia kierunków paleoprądów oraz orientację struktur kierunkowych w deformacjach. Orientacja klastów (*clast fabric*) określona została na podstawie azymutu oraz kąta upadu 25-100 głazików. Mierzono osie a wydłużonych klastów o wielkości 2-20 cm i stosunku długości osi $a:b \geq 3:2$ oraz orientację płaszczyzny AB klastów spłaszczonych. Określano stosunek orientacji klastów do kierunku paleoprzepływu: $a(p)$ – dla klastów ułożonych równolegle do kierunku przepływu, $a(t)$ – dla klastów ułożonych prostopadle. Kierunki orientacji warstw mierzone były na podstawie azymutu kierunku zapadania warstwy oraz kąta upadu. Dane przedstawiono w postaci diagramów rozetowych wraz z parametrami statystycznymi, w tym: V_1 – wektor wypadkowy, S_1 i S_3 – wartości własne wektorów (*eigenvalues*). W prezentacji wyników na diagramach rozetowych pomiary orientacji klastów traktowane były jako osie, natomiast kierunki zapadania warstw jako wektory kierunkowe. Orientacja uskoków oraz powierzchni kontaktu osadów w deformacjach określona została podobnie jak orientacja warstw na podstawie azymutu oraz kąta upadu. Wyniki przedstawiono w postaci kół wielkich w projekcji na dolną półkulę równopowierzchniową Schmidta. Obliczono wektor wypadkowy (MV) oraz współczynnik zwartości (R). Wykresy orientacji oraz wyniki statystyczne zostały opracowane w programie StereoNet.

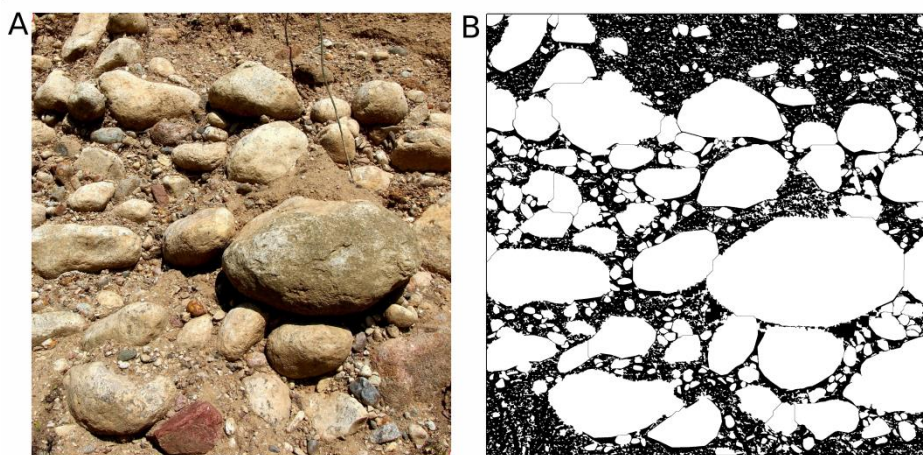
3.4. Analizy litologiczno-petrograficzne osadów

W celu lepszego rozpoznania warunków transportu i sedymentacji osadów przeprowadzono analizy litologiczno-petrograficzne, które obejmowały: analizę uziarnienia

osadów, analizę kształtu i obtoczenia klastów żwirowych oraz określenie stosunku skał północnych do lokalnych we frakcji żwirowej.

3.4.1. Analiza uziarnienia

Skład granulometryczny osadów budujących analizowane formy został przeanalizowany metodą sitową, kombinacją metody sitowej i automatycznego pomiaru uziarnienia (AGS - *automated grain sizing*) oraz metodą MPS (*maximum particle size*). Analiza sitowa została wykonana dla osadów o frakcji mniejszej niż 32 mm. Z powodu dużego udziału frakcji pylastych i ilastych w wielu osadach część analizy wykonano na mokro a część po wysuszeniu próbki. Dla osadów grubych żwirów oraz żwirów z głazami wykonano zmodyfikowaną analizę uziarnienia obejmującą analizę sitową dla frakcji <8 mm i automatycznego pomiaru uziarnienia (AGS) dla frakcji grubszych (ryc. 3). Automatyczna analiza uziarnienia wykonana została w programie Digital Gravelometer (Graham i in., 2005), po przeprowadzeniu przez autorkę odpowiednich testów. Metoda ta została dla osadów glacialnych Niżu Polskiego zastosowana po raz pierwszy, lecz po wcześniejszym przeanalizowaniu jej przydatności przez autorkę (Frydrych i Rdzany, 2018; Frydrych i in., 2019). Należy dodać, że badania nad tą metodą wchodzi w skład etapu eksperymentalnego prowadzonego przez autorkę projektu „*Nowe podejście do analizy uziarnienia osadów gruboziarnistych*” realizowanego ze środków przyznanych przez Narodowe Centrum Nauki (NCN) w ramach konkursu Preludium 15 nr 2018/29/N/ST10/02328. Jego głównym celem jest opracowanie i przetestowanie znacznie prostszej i mniej czasochłonnej od obecnie stosowanych, ale wystarczająco dokładnej metody badania uziarnienia osadów żwirowo-głazowych o złym wysortowaniu (Frydrych i in., 2019).



Ryc. 3. Charakterystyczne etapy pomiaru uziarnienia metodą AGS; A – zdjęcie głazów i żwirów w odsłonięciu, B – klasty zidentyfikowane i pomierzone w programie Digital Gravelometer

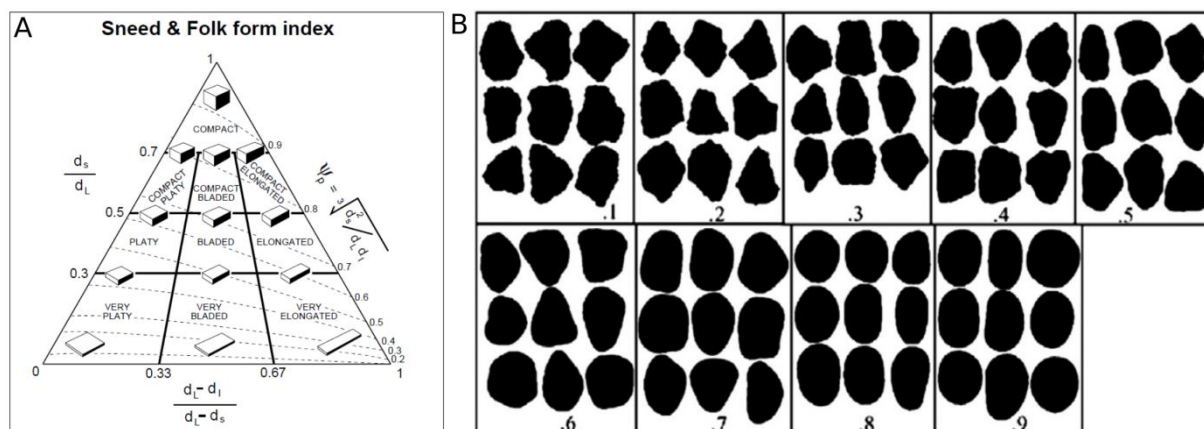
W osadach gruboklastycznych pomierzono maksymalną średnicę ziaren (MPS), która stanowi średnią arytmetyczną z długości osi średniej (b) dziesięciu największych klastów w warstwie. Wartość ta odpowiada w przybliżeniu 95 percentylowi na krzywej kumulacyjnej (Carling i in., 1993; Maizels, 1983) (odczyt dla najgrubszych frakcji). W sytuacji gdy pomiar osi b był niemożliwy w ścianie odsłonięcia (np. z powodu zbyt dużej wielkości głazu) mierzono największą widoczną średnicę. Metoda ta opiera się na założeniu, że średnica największych ziaren występujących w osadzie odzwierciedla naprężenie ścinające prądu podczas przepływu, a co za tym idzie pozwala określić energię środowiska, w którym deponowany był badany osad (Nemec i Muszyński, 1984; Brodzikowski, 1992). Zdaniem wielu badaczy, jest jednym z lepszych wskaźników kompetencji przepływu (por. Maizels, 1983; Steer i Abbott, 1984).

Przy opisie składu granulometrycznego osadów stosowano klasyfikację wg Wentwortha (1922) w późniejszej modyfikacji (Zieliński, 2015), gdzie wyróżniono 5 głównych frakcji: głazową (>256 mm), żwirową (2–256 mm), piaskową (0,063–2 mm), pyłową (0,002–0,063 mm) oraz iłową (<0,002 mm). Obliczono wskaźniki rozkładu uziarnienia wg Folka i Warda (1957) w tym: średnią średnicę (M_z), wskaźnik wysortowania (σ) oraz skośność (S_k).

3.4.2. Analiza kształtu i obtoczenia klastów

Analizę kształtu i obtoczenia klastów żwirowych wykonano w celu wykazania podobieństw bądź różnic pomiędzy cechami klastów w różnych stanowiskach, a co za tym idzie w różnych częściach obszaru staroglacjalnego Polski. Kształt i obtoczenie klastów ma znaczenie przy ocenie długości transportu, siły erozji oraz wpływu sortowania na obróbkę ziaren (Carling i in., 1992). Analizy te przeprowadzono dla żwirów we frakcji 8-64 cm. W każdej próbce pomierzono od 40 do 50 klastów. Analiza kształtu została wykonana na podstawie pomiaru trzech prostopadłych do siebie osi klastów: osi najdłuższej (a), średniej (b) oraz najkrótszej (c). Na podstawie pomiarów obliczono wskaźnik wydłużenia (*elongation ratio*) – b/a , i wskaźnik spłaszczenia (*flatness ratio*) – c/b (Zingg, 1935) oraz wskaźniki: *disc-rod index*, *equancy* i *maximum projection sphericity* (Sneed i Folk, 1958) (ryc. 4A). Dane posłużyły do zestawienia diagramów wg Sneed i Folka (1958) (ryc. 4A), które zostały opracowane w arkuszu kalkulacyjnym Microsoft® Excel Tri-plot v1.4.2 (Graham i Midgley, 2000). Klasty zostały podzielone na 10 grup, których zachowano oryginalne nazwy: *compact*, *compact-platy*, *compact-bladed*, *compact-elongate*, *platy*, *bladed*, *elongate*,

very-platy, *very bladed*, *very-elongate* (ryc. 4A). Wartości wskaźnika wydłużenia, spłaszczenia oraz *maximum projection sphericity* zostały przedstawione na zbiorczych diagramach słupkowych. Obtoczenie klastów (*roundness*) zostało określone na podstawie wizualnego diagramu wg Krumbeina (1941) (ryc. 4B), do którego porównywane były klasty w ich największej płaszczyźnie. Zawartość procentowa klastów w poszczególnych klasach obtoczenia (0,1– ziarna świeże, bardzo nieregularne – 0,9 – ziarna bardzo dobrze obrobione) została przedstawiona na diagramach słupkowych.



Ryc. 4. Analiza klastów; A – klasyfikacja kształtu klastów wg Sneed i Folka (1958), dół – *disc-rod index*, lewa strona – *equancy*, prawa strona – *maximum projection sphericity* (Ψ_P), (d_L – oś a, d_I – oś b, d_S – oś c), B – wzorzec obtoczenia klastów wg Krumbeina (1941)

3.4.3. Stosunek skał północnych do lokalnych

W badanych próbkach żwirów określono stosunek liczby skał dalekiego transportu do skał z lokalnego podłoża. Skały dalekiego transportu (eratyki północne) pochodzą z obszaru Półwyspu Fennoskandzkiego oraz niecki Bałtyku i reprezentowane są przez skały krystaliczne oraz paleozoiczne wapienie, dolomity i piaskowce. Skały z lokalnego podłoża czwartorzędu (lokalne) stanowią głównie mezozoiczne margle, wapienie i piaskowce oraz neogeńskie i paleogeńskie mułowce. Analizy te przeprowadzono dla żwirów frakcji 8-64 mm, a w każdej próbce przebadano 100 klastów. W sumie przeanalizowano 35 próbek.

3.5. Analiza paleohydrauliczna

W celu dostarczenia informacji ilościowej o warunkach panujących podczas powstawania ozów wykonano analizę paleohydrauliczną. Pomimo jedynie szacunkowych wartości otrzymanych z analizy stanowi ona bardzo przydatne narzędzie do porównywania parametrów otrzymanych tymi samymi metodami (Zieliński, 2015). W literaturze przedstawiono wiele wzorów paleohydraulicznych, które używane są przez licznych autorów

do analiz m.in. środowiska fluwialnego czy powodzi lodowcowych (m.in. Zieliński, 1993; Cutler i in., 2002; Szymańska, 2010, 2011; Weckwerth, 2017). Należy wziąć pod uwagę, że znaczna ich część nie powinna być stosowana dla przepływów skoncentrowanych w kanale subglacjalnym. Przykładowo, wiele wzorów posiada jako jedną ze składowych parametrów spadku, który jednak w warunkach przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym może być zupełnie niezwiązany z innymi parametrami przepływu. Szczególnie, że przepływ może odbywać się również pod górę (Shreve, 1972). Specyfika środowiska tworzenia ozów wpływa na powiększenie się możliwego błędu metody paleohydraulicznej, dlatego część wartości z niej uzyskanych ma znaczenie jedynie szacunkowe. O wyborze stosowanych wzorów decydowało ich możliwe dopasowanie do warunków kanału subglacjalnego oraz możliwość porównania wyników z innymi pracami (m.in. Brennand i Shaw, 1996; Pisarska-Jamroży i Zieliński, 2012; Zieliński, 2015).

Oszacowano wielkość form dna na podstawie miąższości zestawów warstwowań przekątnych płaskich oraz rynnowych według wzorów:

$$h_{mr} = 3t_z \text{ (Leclair i Bridge, 2001)}$$

gdzie: h_{mr} – wysokość megariplemarki, t_z – maksymalna miąższość przekątnego zestawu rynnowego (megariplemarki kręte)

$$h_o = 1,25t_z \text{ (Saunderson i Jopling, 1980)}$$

gdzie: h_o – wysokość odsypu poprzecznego, t_z – maksymalna miąższość przekątnego zestawu tabularnego

Na ich podstawie oszacowano głębokość przepływu (d). Dla dużych megariplemarek krętych przyjęto stosunek $2 \leq d/h_{mr} < 5$, natomiast dla prostych $5 \leq d/h_{mr} \leq 6$ (Zieliński, 2015). Stosunek wysokości odsypu do głębokości koryta przyjęto za Zielińskim (1989) – $1,1h_o \leq d \leq 1,25h_o$. W przypadku litofacji Gm będącej skutkiem przyrostu odsypów podłużnych zastosowano zależność $d \approx 2h$ (h – miąższość ławic) (Paola i Mohrig, 1996). Obliczenia te zostały wykonane dla litofacji akumulowanych pod ciśnieniem atmosferycznym, ponieważ miąższość litofacji Gm czy Gp w tunelu subglacjalnym może nie być zależna od głębokości przepływu.

Najlepszym miernikiem kompetencji przepływu jest krytyczne naprężenie ścinające (τ_{cr}), które odpowiada za uruchomienie osadu o danej frakcji (Zieliński, 2015). Do jego określenia zastosowano wzór dla dna żwirowego:

$$\tau_{cr} = 0,16D_{MPS}^{1,21} \text{ (Costa, 1983)}$$

gdzie: τ_{cr} – krytyczne naprężenie ścinające w Pa, D_{MPS} – średnia wielkość 10 największych klastów w mm.

Wiarygodność wyników sprawdzono na wykresie wg Shieldsa (1936 *vide* Zieliński, 2015) w modyfikacji Churcha i Gilberta (1975). Najczęściej obliczanym parametrem palohydraulicznym dla ozów jest prędkość przepływu wód, którą oszacowano ze wzorów:

$$V_{sr} = 0,18 D^{0,487} \text{ (Costa, 1983)}$$

gdzie: V_{sr} – średnia prędkość depozycyjna przepływu w $m \cdot s^{-1}$, D – średnia wielkość 5 największych klastów w mm

$$V_{cr} = 0,29 D_{MPS}^{0,6} \text{ (O'Connor, 1993)}$$

gdzie: V_{cr} – krytyczna prędkość przepływu w $m \cdot s^{-1}$, D_{MPS} – średnia wielkość 10 największych klastów w cm

$$V_{sr} = V_1/V_2 \text{ (Williams, 1983)}$$

$$V_1 = 0,065 D_{95}^{0,5}, V_2 = 0,46 D_{95}^{0,5}$$

gdzie: V_{sr} – średnia prędkość przepływu w $m \cdot s^{-1}$, V_1 i V_2 – prędkości krytyczne przepływu w $m \cdot s^{-1}$, D_{95} – 95-percentyl rozkładu uziarnienia osadu

$$V = 160 D_{50}^{0,045} \text{ (Miller i in., 1977)}$$

gdzie: V – średnia prędkość depozycyjna przepływu w $cm \cdot s^{-1}$, D_{50} – średnia średnica ziaren w cm.

3.6. Analiza danych geologicznych

Analizując poszczególne stanowiska zestawiono i przeanalizowano dostępne dane geologiczne z obszaru badań. Mapy geologiczne poszczególnych obszarów wyrysowano wektoryzując SMGP w tym arkusze: 288 – Działdowo (Haisig, 2005); 327 – Szreńsk (Kozłowski i in., 2009); 454 – Kosów Lacki (Wrotek, 1998); 587 – Dobra (Czyż i in., 2004); 631 – Rawa Mazowiecka (Włodek, 2009); 660 – Błaszki (Baliński, 2007); 696 – Lututów (Baliński, 1996); 768 – Wołczyn (Haisig i Wilanowski, 1996). Wektoryzację przeprowadzono w programie ArcMap 10.6.1. Przeanalizowano również dane z otworów wiertniczych pozyskanych z Centralnej Bazy Danych Hydrogeologicznych i wierceń surowcowych z Centralnej Bazy Danych Geologicznych oraz dokumentacji geologicznych udostępnionych przez niektóre kopalnie. Profile wybranych otworów zostały opracowane w programie Strater 5 GoldenSoftware® a następnie zestawione z profilami hipsometrycznymi wykonanymi w programie Surfer 14 GoldenSoftware® na podstawie danych LiDAR. Wszystkie oznaczenia znajdujące się na profilach zostały objaśnione na rycinie 5.



4. Morfologiczna charakterystyka ozów obszaru staroglacjalnego

Długość pojedynczych wałów ozów lub ich segmentów w ujęciu geologicznym waha się od ok. 100 m do ok. 8500 m. Najdłuższy nieprzerwany wał posiada oz Wola Malowana-Huta Drewniana (Wągrowski, 1983; Hermańska i Smyka, 1987). Jest on wg autorów arkuszy SMGP Rzejowice i Żytno fragmentem większej formy, która przez Cabaja (1979 *vide* Wągrowski 1987) uznana została za wał kemowy. Rozciąga się ona na długości ok. 30 km od Woli Malowanej do okolic Okołowic na południu i jest najprawdopodobniej formą złożoną (Wągrowski, 1987). Geneza tej formy jest dyskusyjna z powodu znacznej szerokości i nieregularnego kształtu niezbyt typowego dla ozów (Hermańska i Smyka, 1991). Znaczne wydłużenie i południkowy jej przebieg mógłby sugerować akumulację w nietypowo długiej przetainie lodowej, co nie wyklucza założenia subglacjalnego. Nieprzerwane odcinki ozów o znacznej długości (>5 km) budują również oz grójecki (Baraniecka, 1979; Stoiński i Wieczorek, 2009) (ok. 7 km) opisany dokładniej przez Michalską (1971), ozy pomiędzy Bukowiem a Wilkowem (Bartczak, 1997) oraz oz w Jordanowie Śląskim (Walczak-Augustyniak i in., 1993). Na skutek znacznej fragmentacji ozów dominują segmenty o długości poniżej 1 km (74,6%). Odcinki o długości ponad 3 km stanowią jedynie 2,4% (ryc. 6A). Długości całych form wahają się od 170 m do ok. 10 km. Najdłuższą, choć mocno pofragmentowaną formą jest oz okolic Mławy (Brzeziński i Krawczyk, 2009). Do innych ozów charakteryzujących się znaczną długością należy oz Komorzno-Jakubowice (Haisig i Wilanowski, 1996) (dokładniej opisany w podrozdziale 5.3), oz w okolicy Uniszek Gumowskich (Wilanowski, 2005; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007); oz Rzymska (Jaksa, 2003; Czyż i in., 2004; Frydrych, 2016a, b) (dokładniej opisany w podrozdziale 5.1), oz okolicy Telaków (Wrotek, 1998) (dokładniej opisany w podrozdziale 5.5), oz grójecki (Michalska, 1971; Baraniecka, 1979; Stoiński i Wieczorek, 2009), oz Wola Malowana-Huta Drewniana o dyskusyjnej genezie (Wągrowski, 1983; Hermańska i Smyka, 1987), oz śniadowski (Butrynowicz i Petelski, 2009), oz tarłowski (Złonkiewicz, 1992), oz „paciorkowy” Szwejki-Lewin (Włodek, 2009); ozy pomiędzy Bukowiem a Wilkowem (Bartczak, 1997), oz ślubowski (Lencewicz, 1919; Nowak, 1959; 1962; Michalska, 1971; Baraniecka i Nowak, 1972), oz Karczunek-Kulczyn (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981; 1985) i inne. Na obszarze staroglacjalnym Polski dominują ozy o długości 1–3 km (50%), a dłuższe od 6 km stanowią jedynie 8% (ryc. 6B). Formy te są zatem krótsze od tych występujących na obszarze młodoglacjalnych Polski (Czernicka-Chodakowska, 1991) oraz w północnej Europie czy Kanadzie (Clark i in., 2004; Hättestrand i Clark, 2006;

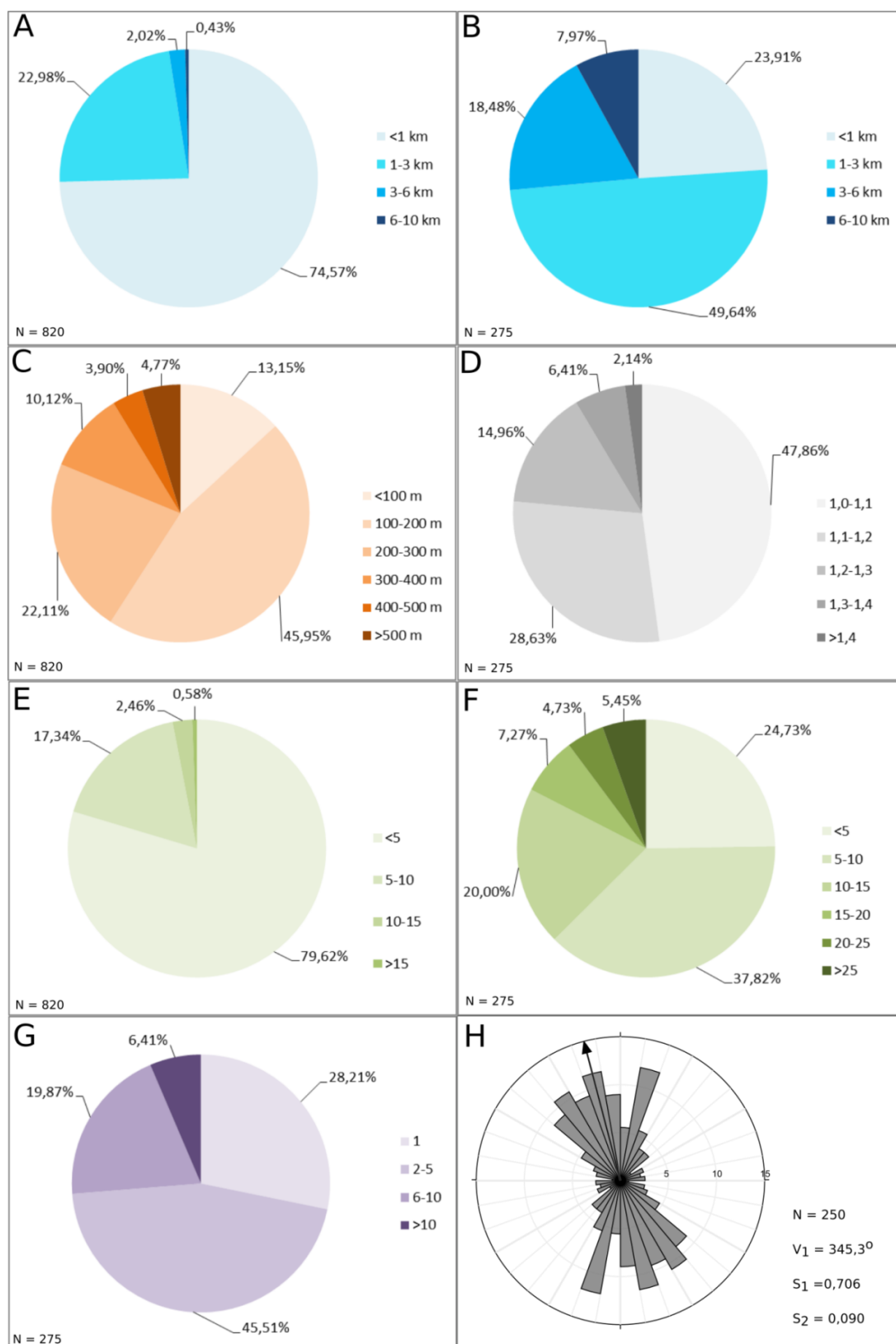
Storarr i in., 2014b). Szerokość ozów osiąga przeważnie 100-200 m (46%) lub 200-300 m (22%), ale pojawiają się również formy węższe (13%) jak i szersze (19%) (ryc. 6C). Znaczna szerokość części form może być spowodowana poszerzaniem ich po otwarciu się kanału subglacjalnego i akumulacji w rozrastającej się rozpadlinie lodowej. Wydłużenie pojedynczych segmentów ozów jest przeważnie mniejsze od 5 (80%) (ryc. 6E). W wypadku całych form przeważa w przedziale 5-10 (38%) (ryc. 6F) i nie schodzi poniżej 2.

Wartości krętości dla pojedynczych segmentów ozów są niedoszacowane ponieważ dotyczą tylko fragmentu formy dlatego bardziej wiarygodne informacje dają wartości określone dla całej formy. Zależność tę dokładniej zilustrował i omówił Storarr i in. (2014b). Założenie to przyjęto przy obliczaniu krętości ozów obszaru staroglacjalnego Polski. Dominują na nim formy proste i o niewielkiej krętości: 1,0–1,1 – 47,9%; 1,1–1,2 – 28,6%; 1,2–1,3 – 15%; 1,3–1,4 – 6,4%; $\geq 1,4$ – 2,1% (ryc. 6D).

Wiele form wyznaczonych na podstawie SMGP charakteryzuje się fragmentacją (ryc. 6G). Ponad 70% z nich składa się z więcej niż jednego segmentu. Dominują ozy zbudowane z od 2 do 5 odcinków, które stanowią 45,5% form. Występuje również znaczna ilość ozów złożonych z od 6 do 10 segmentów (ok. 20%) oraz powyżej 10 segmentów (6,4%). Istnieje wiele przyczyn, które mogły spowodować fragmentację ozów na obszarze staroglacjalnym Polski: (1) erozja poprzez wody ablacyjne podczas wycofywania się lądolodu (Szupryczyński, 1963), (2) stopniowe powstawanie fragmentów ozów w warunkach akumulacji w brzeżnej części lądolodu (*time-transgressive system*) i powstawanie ozów diachronicznych (De Geer, 1897; Banerjee, i McDonalnd, 1975), (3) brak depozycji osadów na pewnych odcinkach tunelu subglacjalnego (Shreve, 1985; Brennand, 1994), (4) przerwanie ciągłości wałów na skutek erozji i denudacji po ustąpieniu lądolodu.

Ozy obszaru staroglacjalnego zorientowane są przeważnie w kierunkach NNW–SSE oraz NNE–SSW. Orientacja została określona dla form, których wydłużenie jest >2 . Wektor wypadkowy wynosi $345,3^\circ$ a wartości własne wektorów: $S_1 = 0,706$, $S_3 = 0,090$ (ryc. 6H). Większość ozów jest zorientowana zgodnie z kierunkiem nasuwania się lądolodu.

Większość ozów nie posiada dopływów, niektóre jednak tworzą bardziej złożone systemy ozowe zawierające zarówno dopływy jak i odpływy. Ich długości przekraczają niekiedy 2 km. W ozach obszaru staroglacjalnego stwierdzono maksymalnie dopływy drugiego rzędu. Dopływy wyższych rzędów są w ozach rzadko spotykane (Brennand, 1994). W ozach na obszarze staroglacjalnym nie ma powszechnie występujących odpływów, występują bardzo sporadycznie. W ozach kanadyjskich są znacznie częściej dokumentowane (Gorrell i Shaw, 1991).



Ryc. 6. Wyniki analizy morfometrycznej ożów obszaru staroglacjalnego Polski. A – długość pojedynczych wałów ożowych; B – długość ożów interpretowanych na podstawie map topograficznych 1:10 000; C – szerokość ożów; D – krętość ożów; E – wydłużenie wałów ożowych; F – wydłużenie ożów interpretowanych na podstawie map topograficznych 1:10 000; G – fragmentacja ożów; H – orientacja ożów

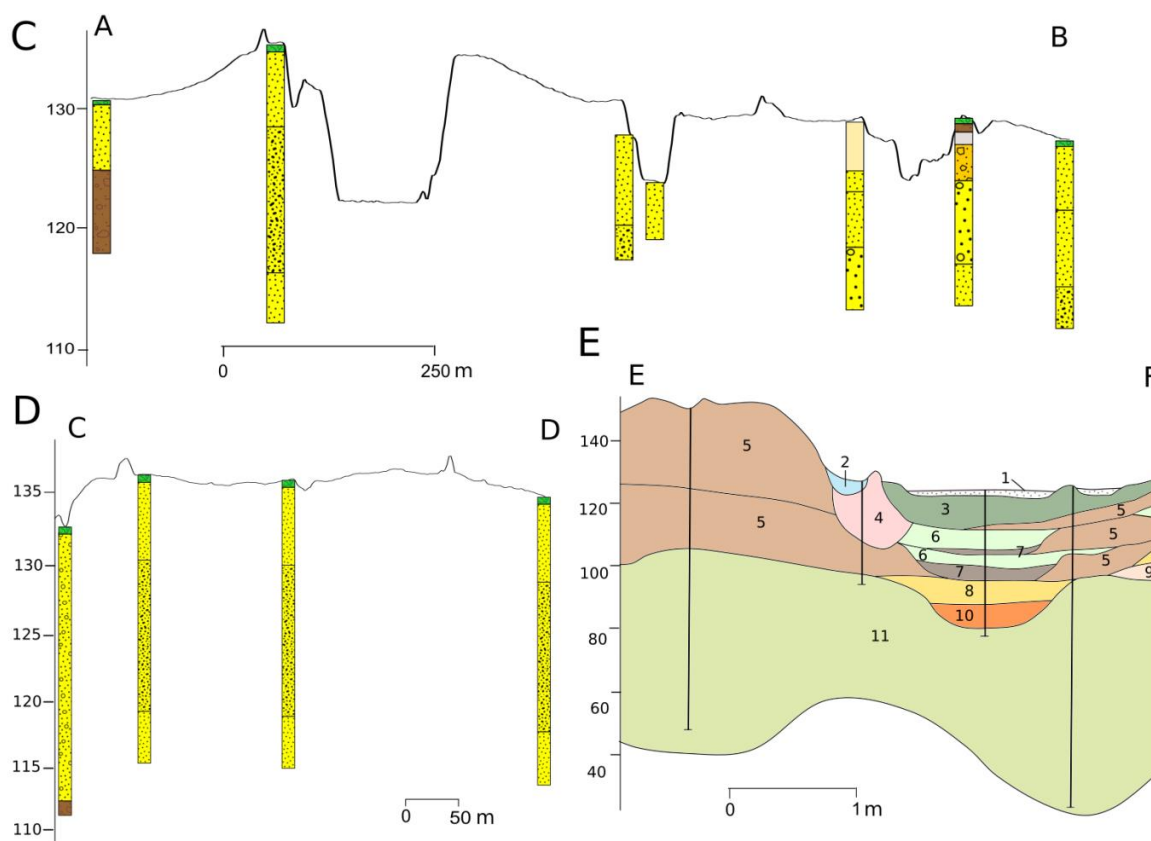
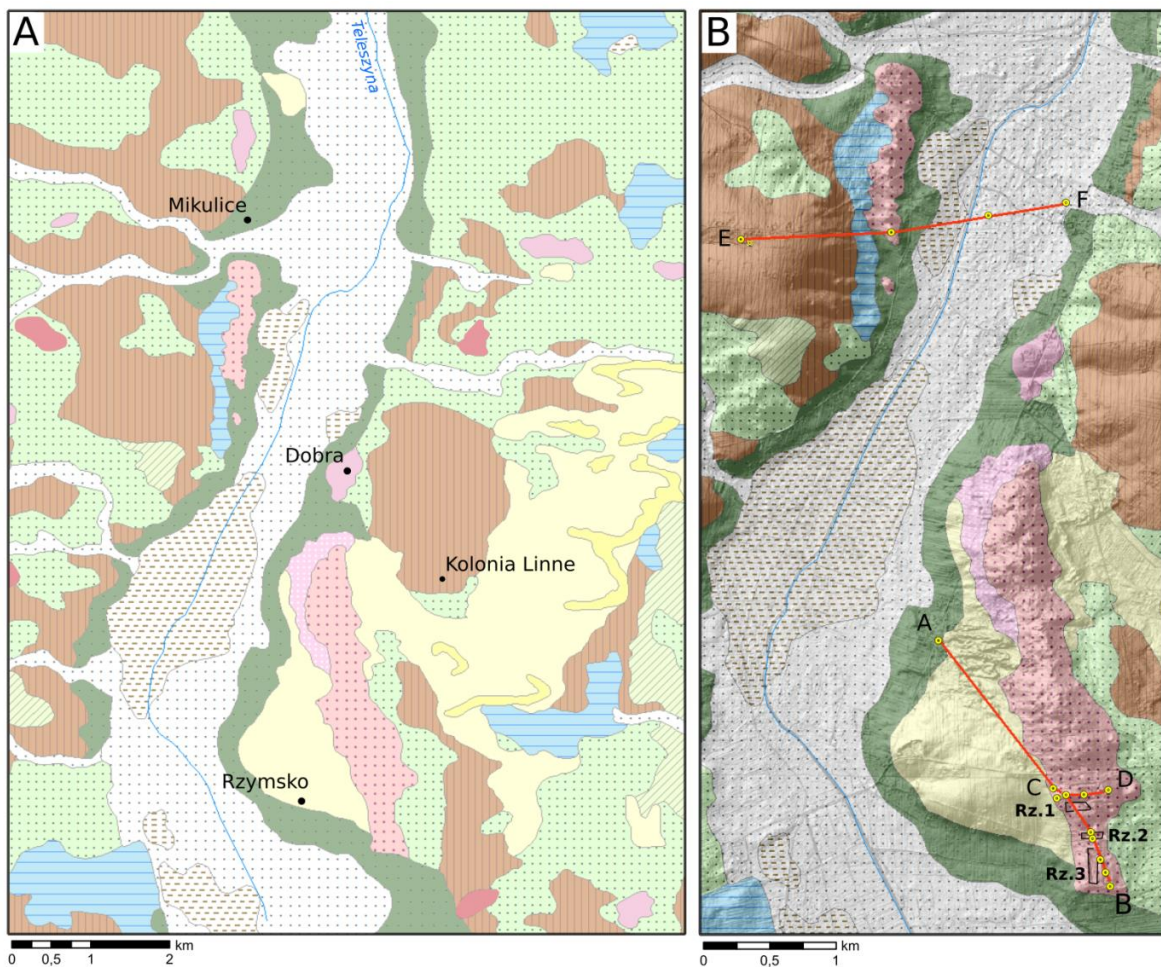
5. Analiza wybranych ozów

5.1. Obszar testowy Rzymsko

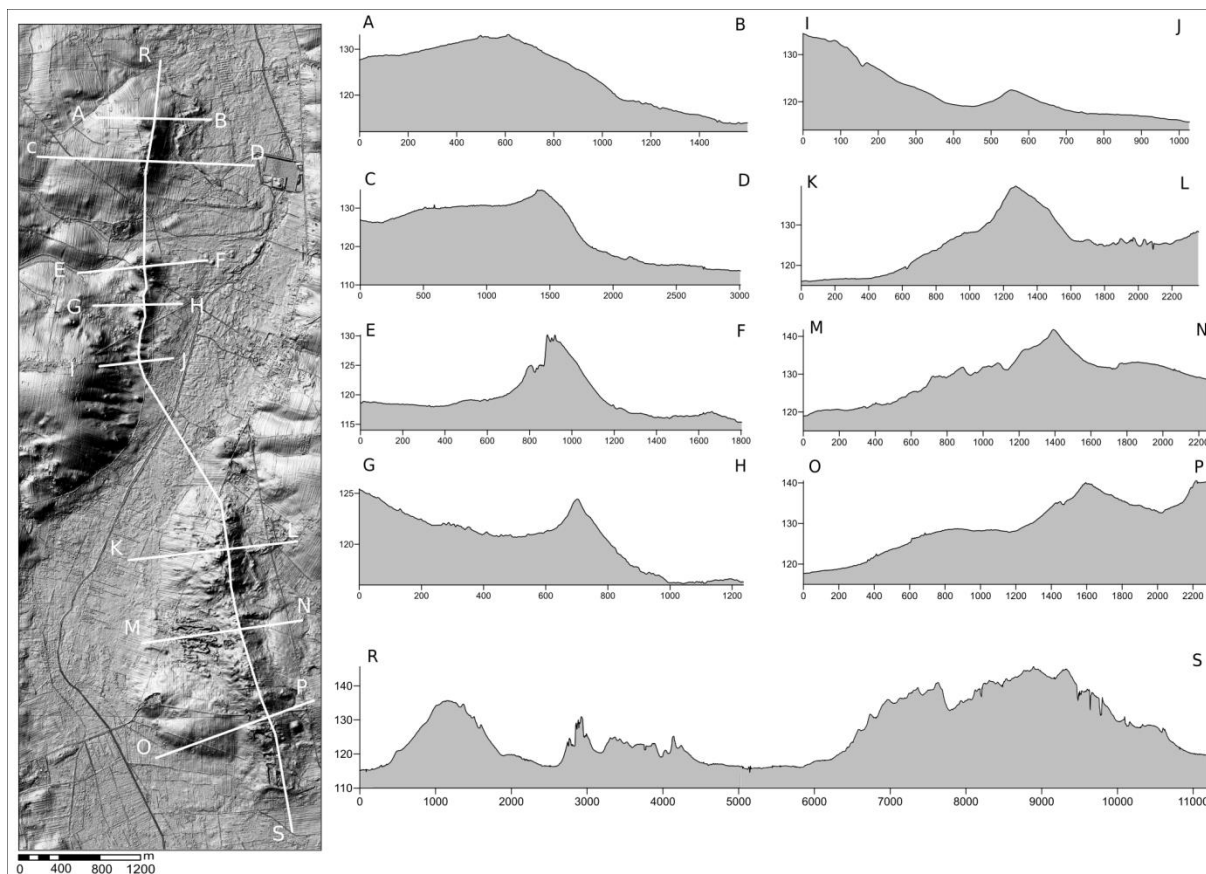
5.1.1. Budowa geologiczna i rzeźba

Oz Rzymska położony jest w środkowo-wschodniej części Wysoczyzny Tureckiej (Kondracki, 2001; Solon i in., 2018). Pod względem geologicznym znajduje się w centralnej części niecki mogileńsko-łódzkiej. Obszar ten leży w całości w zasięgu lądolodu warty. Podłoże czwartorzędu zbudowane jest z osadów mastrychtu, w których dominują szare oraz białe, piaszczyste, a miejscami ilaste margle oraz miejscami piaski, mułki i ropy neogenu (Czyż i in., 2008). Pokrywa osadów czwartorzędowych ma zmienną miąższość, wynikającą z dużego urozmaicenia rzeźby podłoża. Wynosi ona średnio 30-40 m, miejscami jednak przekracza 70 m (okolice Kolonii Linne) (Czyż i in., 2008). Oz Rzymska otoczony jest głównie przez wysoczyzny morenowe płaskie i faliste zbudowane z glin lodowcowych oraz równiny wodnolodowcowe. W jego otoczeniu występuje również wiele zagłębień bezodpływowych i przepływowych wypełnionych piaskami, mułkami i ropy (ryc. 7A). Obszar ten jest naznaczony również silną działalnością procesów eolicznych czego śladem są liczne wydmy oraz duży obszar zajęty przez pokrywy eoliczne. Przebieg ozu Rzymska nawiązuje do doliny Teleszyny, która stanowiła drogę odpływu wód roztopowych podczas deglacjacji lądolodu warty, a jej założenia prawdopodobnie są starsze od zlodowacenia odry (ryc. 7E) (Klatkova i Załoba, 1991). Oz wypełnia częściowo rynnę subglacialną, której fragment rozciąga się wzdłuż wschodniej krawędzi formy (Czyż i in., 2008; Frydrych i Rdzany, 2016; Rdzany i in., 2018). Na północ od ozu znajduje się pagórek, który wg Czyża i in. (2004) uznany został za formę szczelinową. Istnieje kilka faktów, które sugerują, że może stanowić on razem z ozem Rzymska część bardziej złożonej formy. Ma on wydłużony kształt, orientację zgodną z orientacją ozu oraz położony jest jedynie o ok. 1 km od niego (ryc. 7A). Autorka przeprowadziła dokładniejsze badania w celu ustalenia relacji tych dwóch form. Do południowego odcinka ozu od północnego-zachodu przylega bezpośrednio terasa kemowa zbudowana z warstwowanych przekątnie i horyzontalnie piasków drobno- i średnioziarnistych (Czyż i in., 2008). W niedalekim sąsiedztwie formy zostały stwierdzone niewielkie, izolowane wzniesienia moreny czołowej (ryc. 7A).

Analizowana forma jest podzielona na trzy części przez dolinę Teleszyny oraz Strugi Mikulickiej. Część południowa ma długość 4 km i wznosi się do wysokości 147 m n.p.m., rozciągając się od miejscowości Rzymko na południu do Kolonii Linne. Jest najdłuższym, najszerszym i najwyższym odcinkiem. Jej szerokość dochodzi do 700 m.



Ryc. 7. (poprzednia strona) Budowa geologiczna obszaru badań; A – budowa geologiczna okolic ozu Rzymska (oznaczenia na rycinie 5), B – lokalizacja odkrywek (Rz.1 – Rzymско 1, Rz.2 – Rzymско 2, Rz.3 – Rzymско 3), wierceń, profili i przekrojów geologicznych na tle budowy geologicznej i ukształtowania terenu, C – profil podłużny przez fragment południowego segmentu ozu Rzymska, D – profil poprzeczny przez południowy segment ozu Rzymska, E – przekrój geologiczny przez środkową część formy (Czyż i in., 2004) – holocen: 1 – ły, mułki i piaski den dolinnych, 2 – piaski, ły i mułki jeziorno-deluwialne zagłębień bezodpływowych, 3 – piaski i mułki rzeczne teras nadzalewowych, plejstocen: 4 – piaski, żwiry i głazy ozów, 5 – glina lodowcowa, 6 – piaski i żwiry rzeczne, 7 – gliny, żwiry i głazy rezydualne, 8 – piaski i żwiry rzeczne i rzeczno-peryglacjalne, neogen: 9 – ły, mułki i piaski – warstwy poznańskie, 10 – piaski, ły i mułki – warstwy adamowskie, kreda: 11 – margle, miejscami gezy, wapienie i piaskowce margliste



Ryc. 8. Morfologia ozu Rzymska na podstawie danych LiDAR

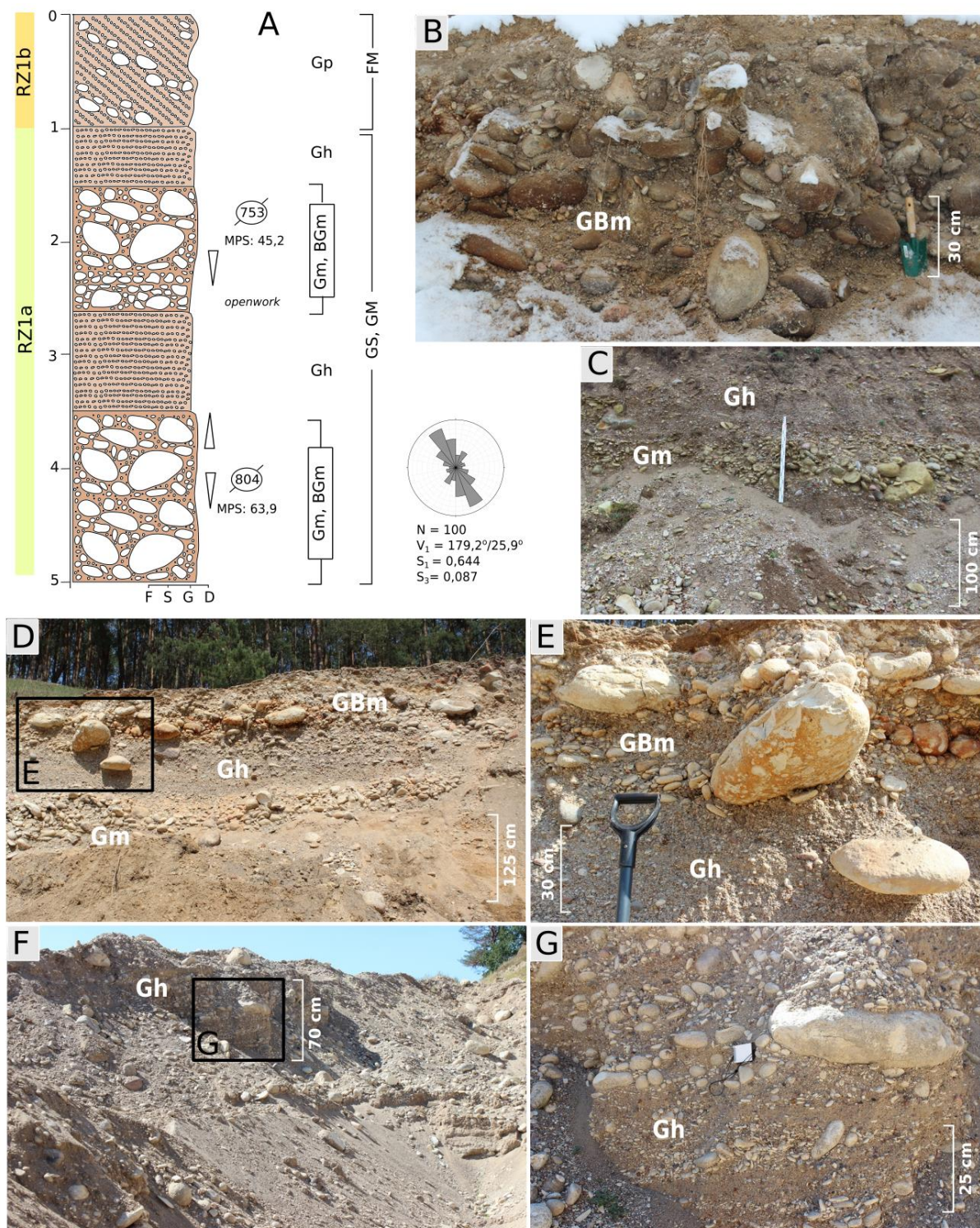
Zorientowana jest z NNW na SSE. Cechuje się również największą wysokością względną, która przekracza 25 m. Jej profil podłużny jest niewyrównany a powierzchnia silnie urozmaicona (ryc. 8, profil R–S). Stoki formy są dość strome i asymetryczne (ryc. 8, profile K–L, M–N, O–P). Część środkowa biegnie wzdłuż doliny Teleszyny do miejscowości Mikulice. Jej długość wynosi ok. 2 km a kulminacja formy przekracza 130 m n.p.m. Jej szerokość jest znacznie mniejsza niż części południowej. Odcinek ten cechuje silnie urozmaicony profil podłużny. Stoki formy są asymetryczne, przy czym wschodnie opadają stromo w kierunku osi doliny (ryc. 8, profile E–F, G–H, I–J). Forma zorientowana jest

południkowo. Fragment północny o długości 1 km kulminuje na wysokości 135 m n.p.m. Charakteryzuje się mniejszym urozmaicheniem rzeźby. Jego stoki zachodnie opadają łagodnie w kierunku wysoczyzny, natomiast wschodnie bardziej stromo w kierunku doliny (ryc. 8, profil A–B, C–D). Długość całej formy osiąga prawie 10 km a wydłużenie 15,5. Stanowi ona jeden z najdłuższych ozów na obszarze staroglacjalnym Polski. Krętość formy jest bardzo niewielka i wynosi 1,1. Trudno jest precyzyjnie określić głębokość zakorzenienia formy, ponieważ większość wierceń nie przebiło całkowicie jej osadów. Głębokość południowego odcinka rynny przekracza 20 m (ryc. 8C, D) podobnie jak środkowego odcinka (ryc. 8E).

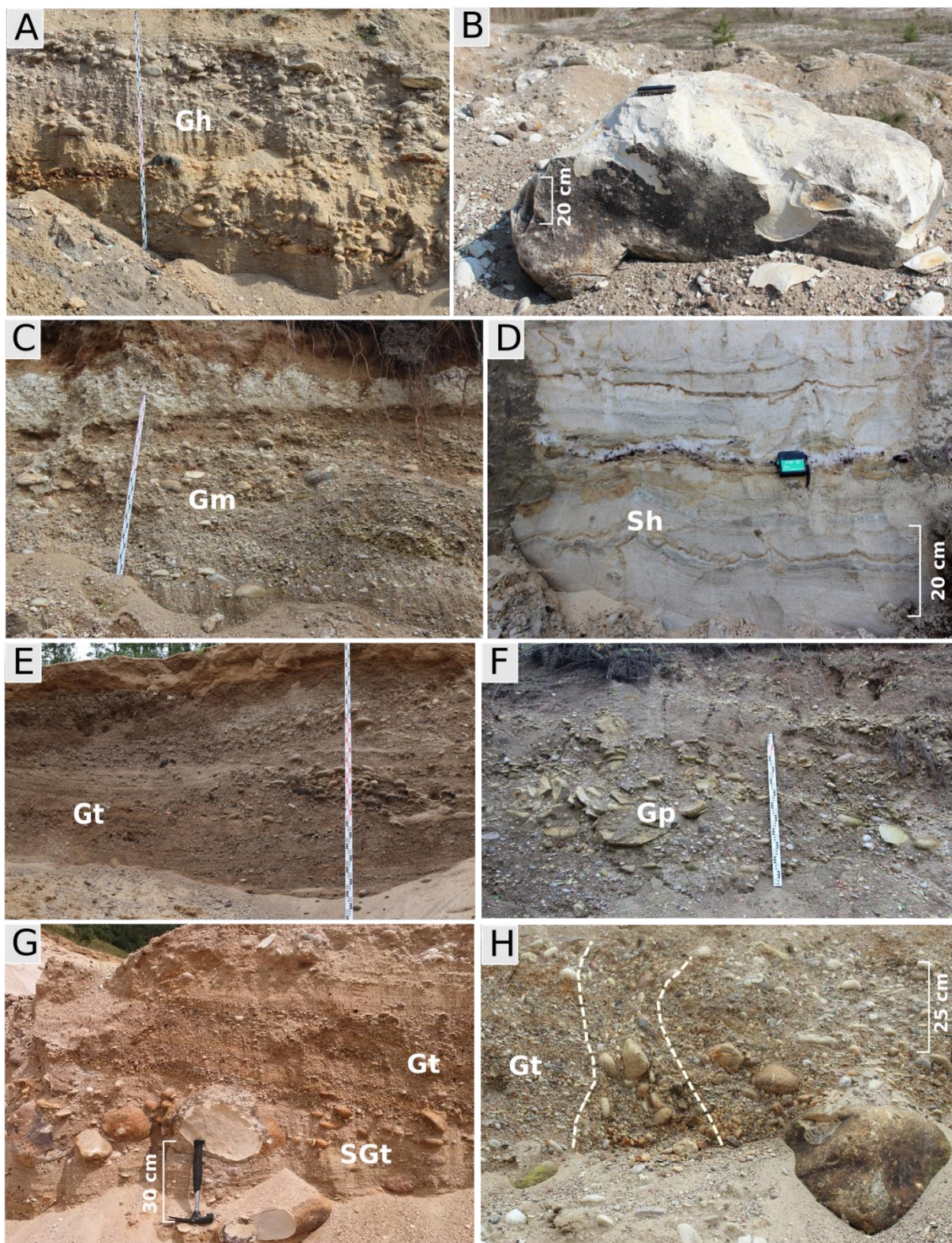
5.1.2. Cechy osadów

Charakterystyka osadów ozu Rzymska została przedstawiona w artykule „*Structural and textural response to dynamics of fluvio-glacial processes of the Rzymsko esker sediments, Central Poland*” (Frydrych, 2016a). Od czasu ukazania się artykułu, badania w obrębie ozu były kontynuowane i zostały poszerzone o analizy z kolejnych odsłonięć. Badania w stanowisku Rzymsko prowadzone były w latach 2015–2019 w 3 odsłonięciach (ryc. 7B), co pozwoliło na obserwację osadów podczas postępującej eksploatacji i rozcinania kolejnych części formy. Analizowany profil osadów budujących formę można podzielić na dwudzielną jednostkę RZ1 (RZ1a, RZ1b) oraz RZ2.

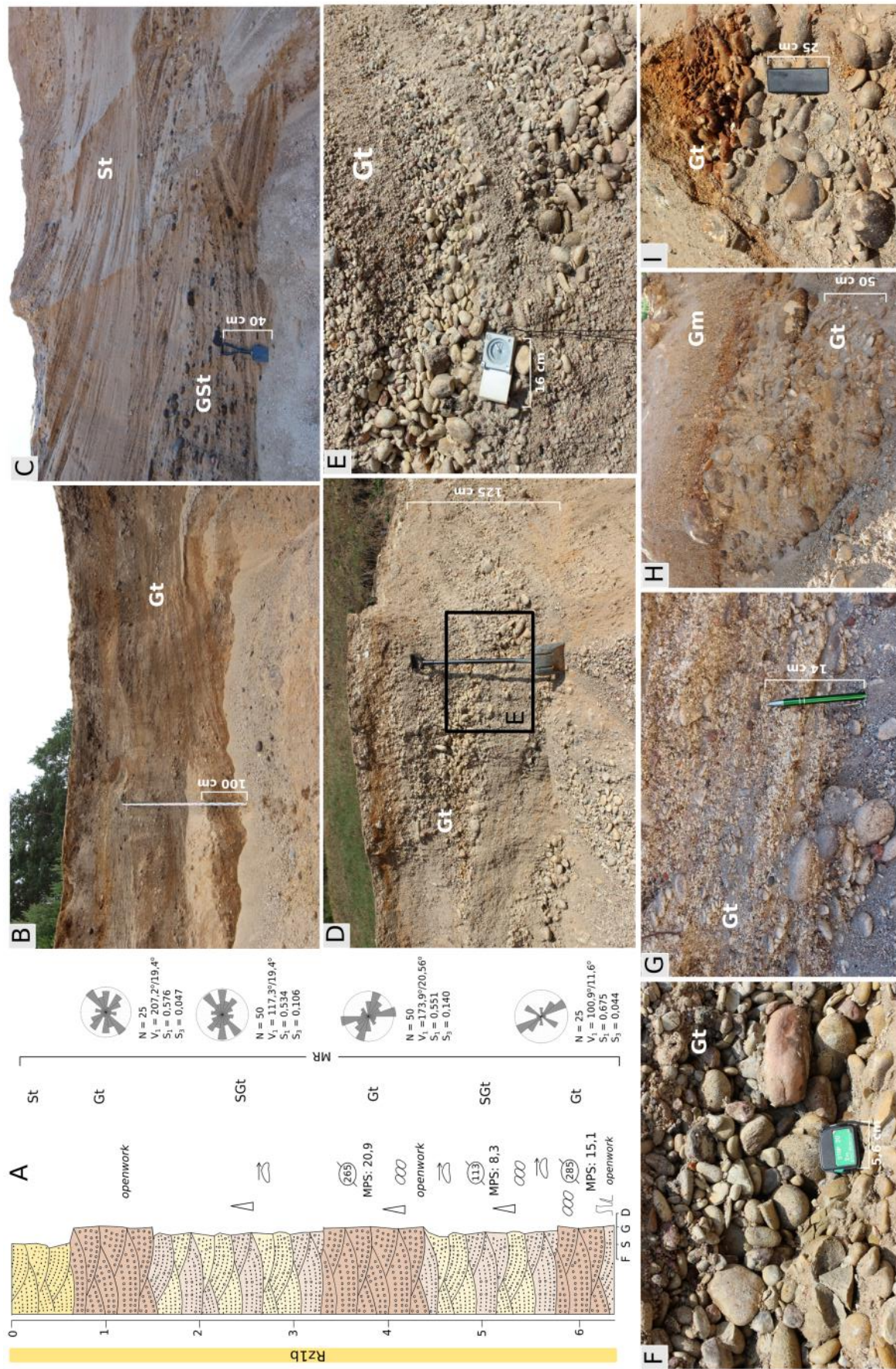
Jednostka RZ1a widoczna jest w najniższej części odsłonięcia. Jej miąższość osiąga 4 m i maleje w kierunku stoków formy, z powodu braku widoczności spągu można sądzić, że jest ona większa. Stanowią ją masywne żwiry i żwiry z głazami *Gm*, *GBm* oraz żwiry warstwowane horyzontalnie *Gh* (ryc. 9, 10A, C). Najniżej odnotowana została warstwa *Gm* i *GBm* o miąższości ok. 2 m. Osady charakteryzują się bardzo złym wysortowaniem i rozproszonym szkieletem ziarnowym (ryc. 9B, C). Występuje w nich polimodalny a miejscami unimodalny rozkład uziarnienia. Średnice największych głazów osiągają 80 cm, a MPS wynosi 64 cm. W ich obrębie występuje odwrócone uziarnienie frakcyjne w dolnej części, natomiast normalne w górnej. Orientacja klastów wskazuje silne ukierunkowanie NNW–SSE. Warstwy masywnych żwirów występujących w wyższej części profilu (ryc. 9D, E) cechują się już lepszym wysortowaniem i często zwartym szkieletem ziarnowym. Miejscami występuje tekstura *openwork*. W ich obrębie znajdują się głazy o średnicach powyżej 70 cm. Posiadają one bimodalny rozkład uziarnienia. Większość głazów znajdujących się w osadach pochodzi z lokalnego podłoża kredowego (ryc. 9E, F, 10B). Miejscami, najczęściej w sąsiedztwie głazów, widoczne jest nagromadzenie żwirów o zwartym szkielecie ziarnowym.



Ryc. 9. Rzysko. Osady jednostki RZ1a, A – profil litofacjalny osadów, B – masywne żwiry z głazami dolnej części kompleksu, C – masywne żwiry z głazami oraz horyzontalnie warstwowane żwiry, D – masywne oraz horyzontalnie warstwowane żwiry oraz żwiry z głazami w górnej części jednostki, E – żwiry i żwiry z głazami ze zwartym i rozproszonym szkieletem ziarnowym, głazy pochodzenia lokalnego, F – fragment odsłonięcia w kopalni Rzysko 1, widoczny duży udział klastów pochodzenia lokalnego, G – horyzontalnie warstwowane żwiry zawierające głazy



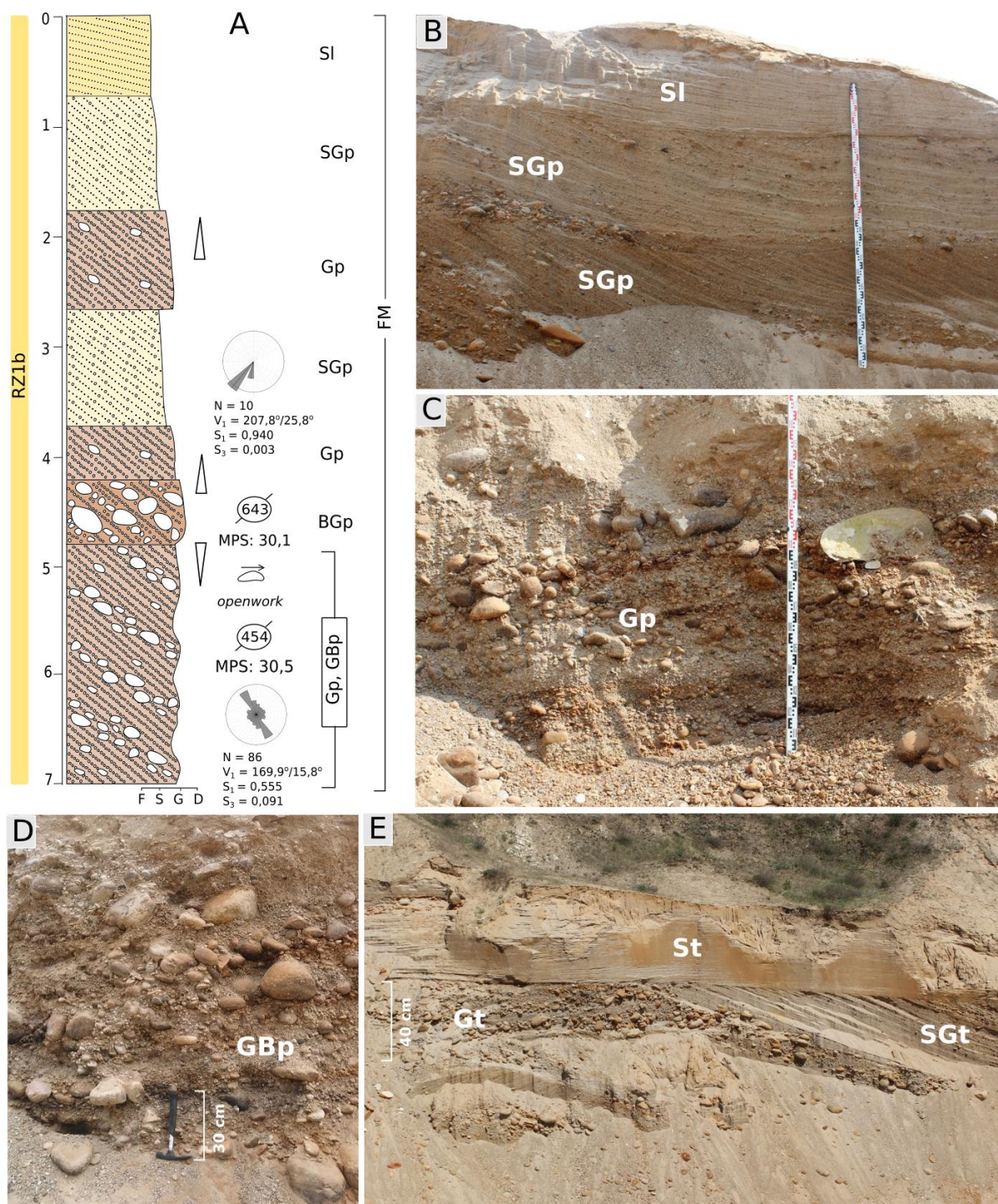
Ryc. 10. Rzysko. Osady jednostki RZ1, A – warstwowane horyzontalnie żwiry, B – głaz z lokalnego podłoża mezozoicznego (margiel), C – masywne oraz warstwowane żwiry tworzące górną część jednostki RZ1a w odkrywce Rzysko 3, D – osady eoliczne pokrywające południowy skraj formy, E – żwiry warstwowane przekątnie rynnowo jednostki RZ1b, F – litofacie przekątnie płasko warstwowanych żwirów i pokruszonych głazów, G – klasty głazowe i żwirowe w piaskach warstwowanych przekątnie rynnowo, H – dajka klastyczna w żwirach z dominującą orientacją wertykalną klastów



Ryc. 11. (poprzednia strona) Rzymisko. Osady jednostki RZ1b, A – profil litofacyjny osadów jednostki, B – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry średniej skali z rozproszonym szkieletem ziarnowym, C – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry piaszczyste oraz piaski, D – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry ze zwartym szkieletem ziarnowym, E – tekstura *openwork* oraz normalne uziarnienie frakcjonalne w żwirach warstwowanych przekątnie rynnowo, F – żwiry z teksturą *openwork*, G – drobne żwiry ze zwartym szkieletem ziarnowym warstwowane przekątnie rynnowo z bardzo dużym udziałem ziaren z podłoża lokalnego, H – Masywne żwiry z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym oraz żwiry warstwowane przekątnie rynnowo, I – normalne uziarnienie frakcjonalne w żwirach

Litofacje *Gm*, *GBm* rozdzielone są żwirami o warstwowaniu horyzontalnym *Gh*. Widoczne jest w nich współkształtne do formy pochylenie warstw (ryc. 10A) tworzące układ pseudoantyklinalny osadów (Brennand, 1994). Kąt pochylenia mieści się w przedziale od 10° do 20°. Ich miąższość dochodzi do 3 m. W osadach tych również występują głazy o średnicach przekraczających 60 cm. Wysortowanie i upakowanie osadów jest bardzo zmienne od bardzo złego do średniego (ryc. 9G, 10A). W osadach jednostki RZ1a nie odnotowano deformacji.

W południowej części odkrywki Rzymisko 3 profil osadów ogranicza się do jednostki RZ1a (ryc. 10C). Na południowym skraju formy osady te zostały przykryte pokrywą piasków eolicznych (ryc. 10D). W odkrywkach Rzymisko 1 i Rzymisko 2 oraz w północnej i środkowej części odkrywki Rzymisko 3 nad osadami jednostki RZ1a znajduje się seria RZ1b. Tworzą ją przekątnie rynnowo oraz płasko warstwowane żwiry, żwiry z głazami, żwiry piaszczyste i piaski ze żwirem *Gt*, *GSt*, *SGt*, *Gp*, *GBp*, *SGp* (ryc. 10E, F, G, 11, 12). Seria przekątnie rynnowo warstwowanych osadów buduje środkową część formy i dominuje w centralnych i wschodnich częściach odsłoneń Rzymisko 1 i Rzymisko 2. Osady te są bardzo zróżnicowane pod względem cech teksturalnych. Przeważają warstwowania wielkiej i średniej skali. Miąższości pojedynczych rynien osiągają 2 m, a ich szerokość nawet kilkanaście metrów. Litofacje *Gt* charakteryzują się zróżnicowanym wysortowaniem od bardzo słabego do dobrego (ryc. 10E, G, 11D, E). Występuje w nich zarówno polimodalny, unimodalny jak i bimodalny rozkład uziarnienia. W niektórych rynnach dominuje silnie zwarty szkielet ziarnowy. Powszechne jest również występowanie tekstury *openwork* (ryc. 11E, F). Natomiast w innych rynnach wysortowanie osadów jest znacznie gorsze, a szkielet ziarnowy jest rozproszony. Średnice klastów przekraczają 25 cm a MPS mieści się przeważnie w przedziale 15–20 cm. Część rynien posiada wyraźne uziarnienie frakcjonalne (ryc. 11E, I). W litofacjach *SGt* występuje duża ilość klastów żwirowych i głazowych o ponadprzeciętnych rozmiarach (*outsized clasts*), przeważnie pochodzenia lokalnego (ryc. 10G). Ich ukierunkowanie jest często zbieżne z kierunkiem warstwowań. Rynny mają wyraźne granice erozyjne (ryc. 11C, 12E).



Ryc. 12. Rzymisko. Osady jednostki RZ1, A – profil litofacyjny osadów jednostki RZ1b, B – przekątnie płasko warstwowane piaski ze żwirem oraz piaski o warstwowaniu niskokątowym, C – piaski ze żwirem warstwowane przekątnie płasko z pojedynczymi głazami, D – przekątnie płasko warstwowane żwiry wielkiej skali z głazami o rozproszonym szkielecie ziarnowym, E – erozyjny kontakt osadów w zestawach warstwowania rynnowego

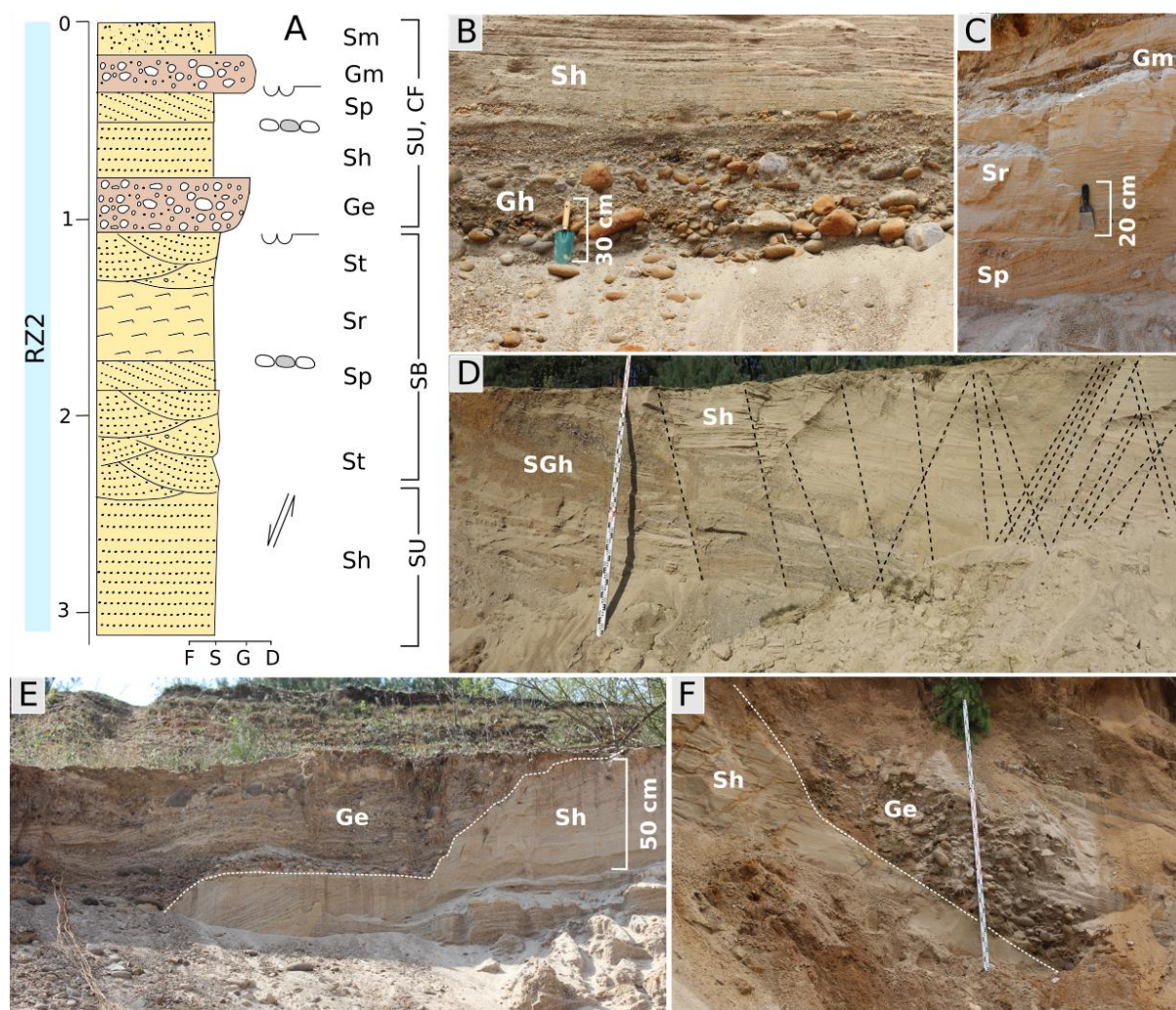
Orientacja klastów wykazuje kierunek NNW–SSE oraz W–E natomiast warstw kierunek SSE. Miejscami występuje imbrykacja klastów. W serii tej nie odnotowano zaburzeń osadów z wyjątkiem jednej dajki klastycznej wypełnionej żwirami tej samej serii. Zlokalizowana jest ona w dolnej części jednostki w litofacji Gt. Jej szerokość wynosi ok. 40 cm natomiast

miąższość w odsłoniętym fragmencie przekracza 80 cm. Widoczne jest w niej silne ukierunkowanie pionowe klastów (ryc. 10G).

Litofacje warstwowania przekątnego płaskiego dominują w odkrywce Rzymko 3 oraz we wschodnich częściach odkrywek Rzymko 1 i Rzymko 2. Stanowią je żwiry z udziałem głazów, których rozmiary dochodzą do 64 cm a MPS wynosi ok. 30 cm. Część głazów jest silnie spękana i rozwleczona (ryc. 10F), w najgrubszej frakcji przeważają klasty z lokalnego podłoża. Widoczna jest dość duża zmienność cech teksturalnych osadów w obrębie zestawów warstwowań. Charakteryzują się one przeważnie słabym i bardzo słabym wysortowaniem oraz rozproszonym szkieletem ziarnowym (ryc. 12D), jednak w niektórych warstwach występuje również zwarty szkielet ziarnowy. Miejscami osady są praktycznie pozbawione matriks i występuje w nich tekstura *openwork*. Osady litofacji *GBp* posiadają polimodalny rozkład uziarnienia. W litofacji *Gp* występuje zarówno unimodalny jak i bimodalny rozkład. W drobniejszych żwirach pojawiają się klasty o ponadprzeciętnych rozmiarach (*outsized clasts*), które cechują się często ukierunkowaniem zgodnym z warstwowaniem (ryc. 12C). Orientacja klastów oraz warstw wykazuje kierunek NNW–SSE. Powyżej występują wielozestawy warstwowanych przekątnie płasko żwirów i piasków ze żwirem *Gp*, *SGp*. Miąższość pojedynczych zestawów wynosi 70–90 cm. Widoczne jest w nich normalne uziarnienie frakcjonalne. W osadach *SGp* zdarzają się klasty o ponadprzeciętnych rozmiarach również w górnej części serii. Warstwy wykazują orientację na SW. Najwyższą część jednostki stanowią piaski o warstwowaniu niskokątowym o miąższości ok. 70 cm (ryc. 12B).

Powyżej jednostki RZ1 znajduje się miąższa na ok. 3–4 m jednostka RZ2. Stanowią ją głównie osady piaszczyste porożcinane litofacjami żwirowymi (ryc. 13). Najniższą część jednostki budują horyzontalnie warstwowane piaski i piaski ze żwirem, miejscami żwiry *Sh*, *SGh*, *Gh* (ryc. 13B, C) o miąższości ok. 2 m, charakteryzujące się zmiennym wysortowaniem od złego do umiarkowanego. Miejscami osady te są poprzecinane gęstą siatką uskoków normalnych o zrzutach od kilku do kilkudziesięciu cm (ryc. 13D). Powyżej znajdują się litofacje przekątnie rynnowo i płasko warstwowanych piasków *St*, *Sp*, których miąższość wynosi ok. 50 cm (ryc. 13D). W stropie osadów *Sp* występuje poziom bruku ze żwirami o wielkości do kilku cm. Pokrywa go seria przekątnie riplemarkowo warstwowanych piasków *Sr*, które stopniowo przechodzą w przekątnie rynnowo warstwowane piaski *St*. W górnej części jednostki występują zarówno masywne jak i horyzontalnie oraz przekątnie płasko warstwowane piaski *Sm*, *Sh*, *Sp* o miąższości warstw od kilkunastu do ok. 30 cm. Osady piaszczyste porożcinane są miejscami przez struktury rozmyć erozyjnych o różnych rozmiarach. Najmniejsze mają ok. 10 cm głębokości natomiast największe ok. 3 m. Są one

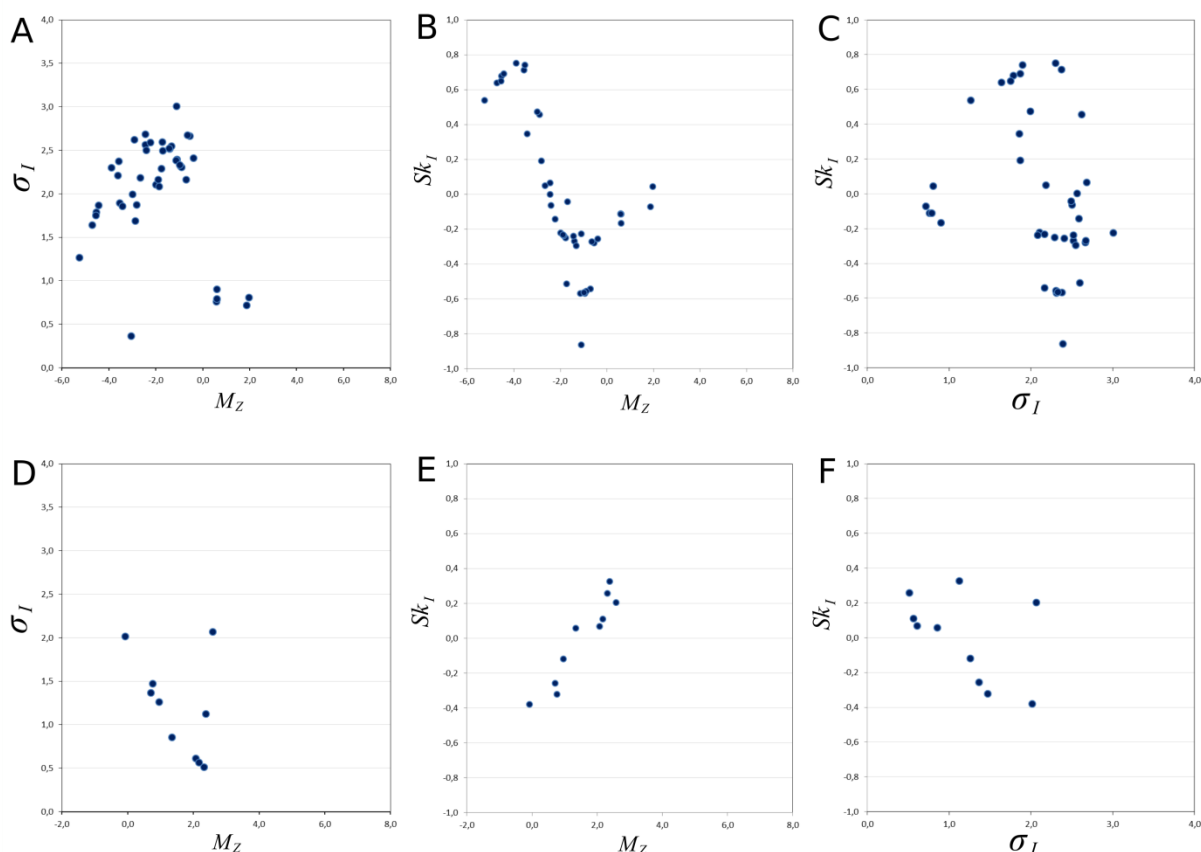
wypełnione masywnymi żwirami *Ge* o złym wysortowaniu, ale przeważnie zwartym szkieletie ziarnowym (ryc. 13F), w których średnice klastów dochodzą do 20 cm lub horyzontalnie warstwowanymi żwirami i piaskami *GSe*, *SGe* z klastami o ponadprzeciętnych rozmiarach (ryc. 13E). W ich obrębie również dominuje materiał lokalny.



Ryc. 13. Rzymko. Osady jednostki RZ2, A – profil litofacjalny osadów, B – horyzontalnie warstwowane piaski i żwiry, C – przekątnie płasko i riplemarkowo warstwowane piaski oraz masywne żwiry, D – warstwowane piaski i piaski ze żwirem poprzecinane uskokami normalnymi (fot. Zbigniew Rdzany), E – rozcięcie erozyjne wypełnione warstwowanym żwirem i piaskiem, F – rozcięcie erozyjne z wypełnieniem masywnych żwirów

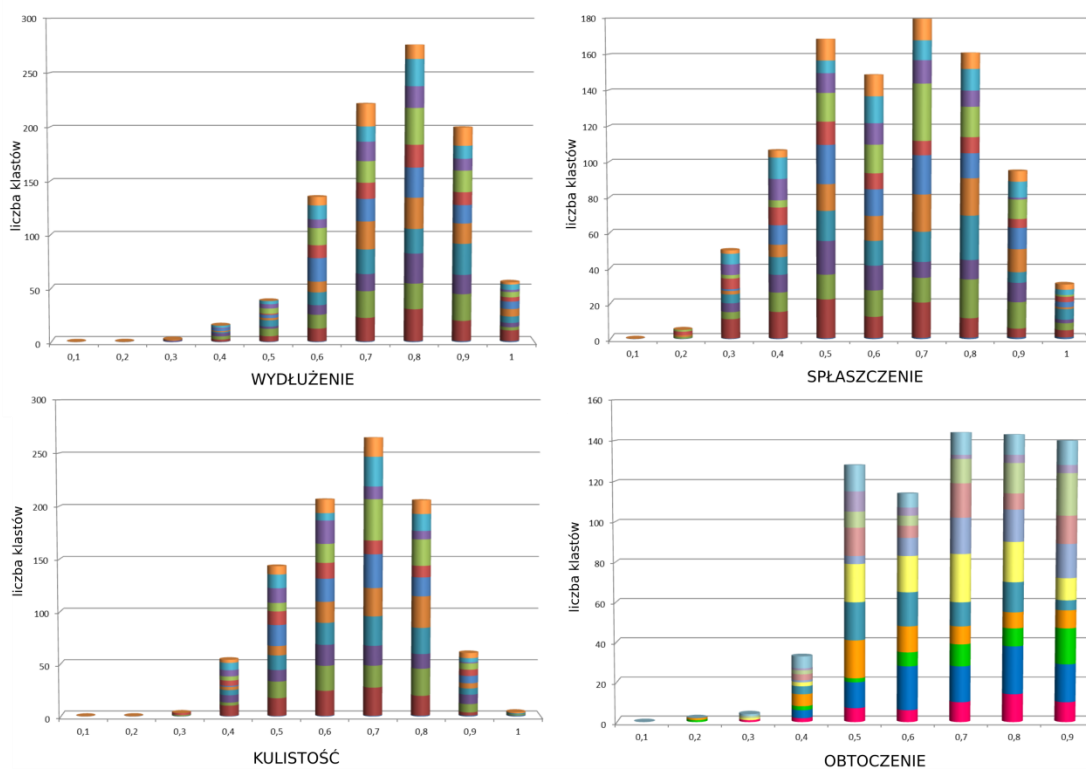
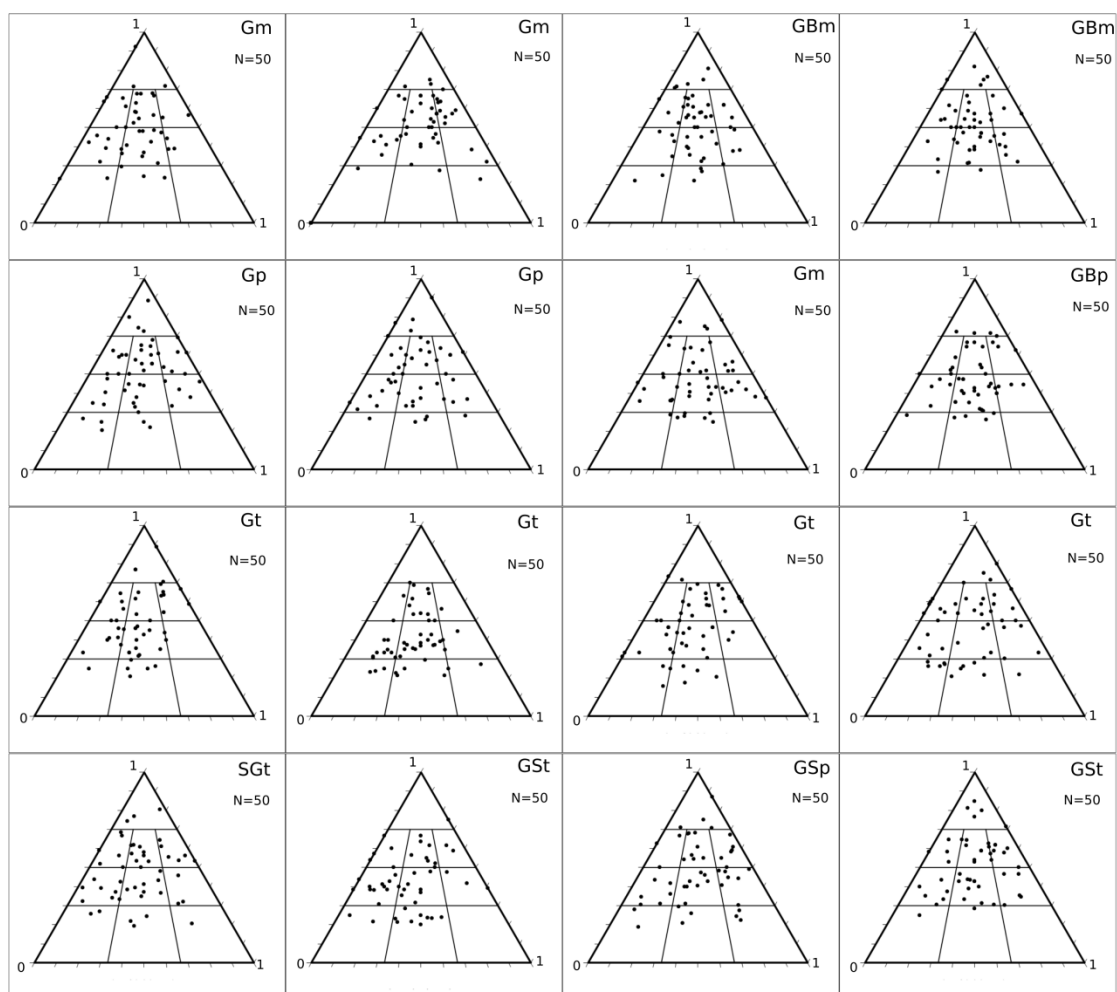
Osady ozu Rzymska cechują się przeważnie bardzo słabym i słabym wysortowaniem, wysortowanie średnie występuje jedynie w piaszczystych osadach jednostki RZ2 natomiast dobre w *Gt* z teksturą *openwork*. Cechy uziarnienia osadów przedstawia rycina 14. W osadach żwirowych różnych frakcji widoczny jest duży udział skał z lokalnego podłoża (ryc. 9E, F, 11G). Procentowa zawartość klastów lokalnych we frakcji 8–64 mm waha się od 30 do 76%. Natomiast we frakcji >64 mm dochodzi nawet do 87%. Ich średnia wartość

wynosi 51%. Klasty cechują się dobrą obróbką. Ponad 60% przebadanych klastów wykazuje $\geq 0,7$ wg wzorca Krumbeina (1941) (ryc. 15). Średni stopień obróbki wynosi 0,7. Znacznie lepiej obrobione są klasty z lokalnego podłoża niż te dalekiego transportu. Stopień ich obróbki wynosi średnio 0,8 natomiast klastów północnych 0,6 (Frydrych, 2016a). Średni wskaźnik wydłużenia wynosi 0,76, spłaszczenia – 0,63 natomiast wskaźnik *maximum projection sphericity* – 0,66. Najbardziej liczną populacją klastów pod względem kształtu są żwiry z grupy *bladed* (22%) oraz *compact-bladed* (16,7%) i platy (16,4%).

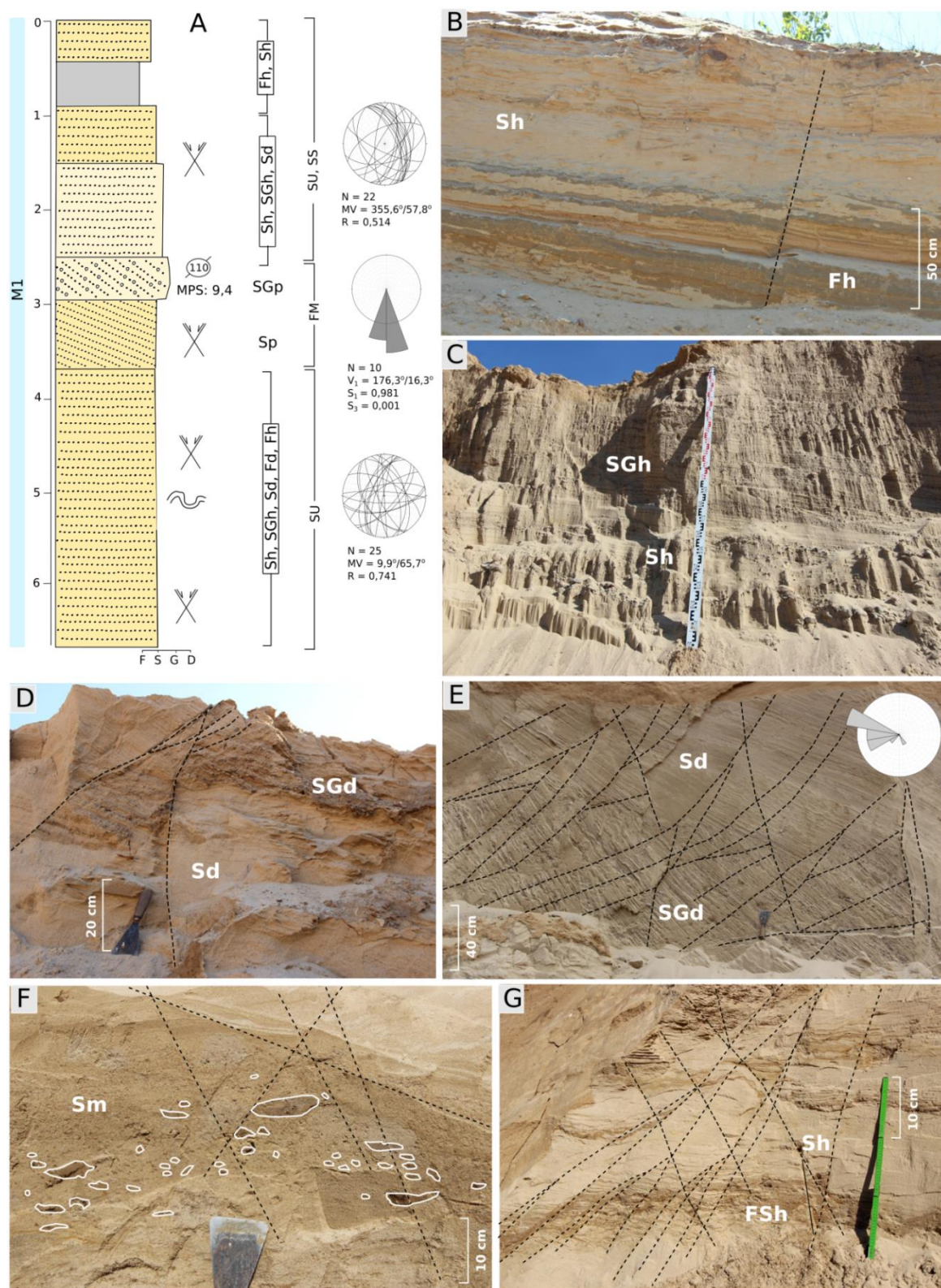


Ryc. 14. Uziarnienie osadów ozu Rzymka oraz formy szczelinowej w Mikulicach; A – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren w Rzymku, B – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren w Rzymku, C – stosunek skośności do wysortowania w Rzymku; D – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren w Mikulicach, E – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren w Mikulicach, F – stosunek skośności do wysortowania w Mikulicach

Niecały kilometr na północ od ozu Rzymka znajduje się wzniesienie uznane za formę szczelinową (Czyż i in., 2008). Osady odsłaniające się w odkrywcę tworzą profil o miąższości ok. 7 m. Buduje go dość jednolity kompleks M1. Główną część profilu stanowią warstwowane horyzontalnie piaski i piaski ze żwirem *Sh*, *SGh* rozdzielone ok. 1-metrowej miąższości litofacją przekątnie płasko warstwowanych piasków i żwirów *Sp*, *SGp* (ryc. 16). W litofacji *Sp* i *SGp* warstwy pochylone są w kierunku S. Charakteryzują się bardzo słabym i umiarkowanym wysortowaniem.



Ryc. 15. Wyniki analizy kształtu i obróbki klastów



Ryc. 16. Osady pagórka w Mikulicach, A – profil litofacyjny osadów kompleksu M1, B – osady mułkowo-piaszczyste w górnej części kompleksu M1, C – warstwowane horyzontalnie piaski i piaski ze żwirem, D – zaburzone uskokami osady piaszczysto-żwirowe, E – silnie przemieszczone warstwy piasków, orientacja pochylenia warstw w zdeformowanych osadach ($N = 15$, $V_1 = 265,1^\circ/18,5^\circ$, $S_1 = 0,834$, $S_3 = 0,037$), F – porozrywane fragmenty mułków w zaburzonych piaskach, G – uskoki w warstwowanych horyzontalnie piaskach i mułkach

Litofacje *Sh* stanowią głównie piaski od drobnoziarnistych do bardzo gruboziarnistych (ryc. 16A, C, G). Ich wysortowanie waha się od słabego do umiarkowanie dobrego (ryc. 14). W osadach można znaleźć pojedyncze większe klasty, których średnice przekraczają 10 cm. Miejscami występują również przewarstwienia mułkowe (ryc. 16G). W dolnej części odsłonięcia obecna jest warstwa piasków o strukturze masywnej, w obrębie której znajdują się nieregularne fragmenty mułków o wielkości do 10 cm (ryc. 16F). Rozkład uziarnienia w tej warstwie jest bimodalny a wysortowanie bardzo słabe. Górną część kompleksu tworzą mułki warstwowane horyzontalnie występujące naprzemiennie z horyzontalnie warstwowanymi drobnoziarnistymi piaskami (ryc. 16B), które w szczytowej części przechodzą w piaski i piaski ze żwirem. W całym profilu widoczna jest bardzo duża liczba uskoków normalnych, których zrzuty wynoszą przeważnie kilka cm, ale niektóre przekraczają 30 cm (ryc. 16D, G). W niektórych partiach osady są tak silnie porozcinane i przemieszczone, że wyraźnie zmieniły swoją pierwotną orientację (ryc. 16E). Znaczna część uskoków ma przebieg równoległy do orientacji formy. Osady formy w Mikulicach cechuje głównie dodatnia skośność i znacznie lepsze wysortowanie osadów niż w Rzymku (ryc. 14). Udział skał lokalnych we frakcji żwirowej jest znikomy.

5.1.3. Interpretacja

Początkowa akumulacja osadów ozu miała miejsce w kanale typu N (Czyż i in., 2008; Frydrych, 2016a). Powstanie ozu zostało więc poprzedzone silną erozją na linii przepływu, która spowodowała powstanie rynny subglacialnej (ryc. 17 – 1). Jej rozmiary nie są znane i mogłyby być trudne do określenia z powodu niewielkiej ilości wierceń na tym obszarze. Prawdopodobnie rynna rozcinała część starszych osadów kenozoicznych jak ukazano na rycinie 7E (Czyż i in., 2004). Bardzo duża zawartość klastów z lokalnego podłoża w osadach ozu dowodzi jednak, że musiały istnieć pewne przegłębienia, w których miała miejsce silna erozja skał kredowych. Ilaste margle, które dominują w osadach Rzymska, są bardzo miękkie i lekkie. Łatwo ulegały erozji i transportowi nawet na długim dystansie. Ich wysoka zawartość w różnych częściach profilu wskazuje na ciągłą ich dostawę a także erozję i redepozycję w obrębie kanału. Niewykluczone, że rynna ciągnie się dalej na północ od analizowanej formy gdzie dominowała erozja podłoża a akumulacja osadów miała miejsce w brzeżnej części lądolodu.

Tworzenie się ozu rozpoczęło się od akumulacji jednostki RZ1a. Litofacje *Gm* powstawały podczas wysokoskoncentrowanych przepływów nadkrytycznych w warunkach górnego płaskiego dna. Osad był akumulowany z przesłony trakcyjnej w górnym reżimie

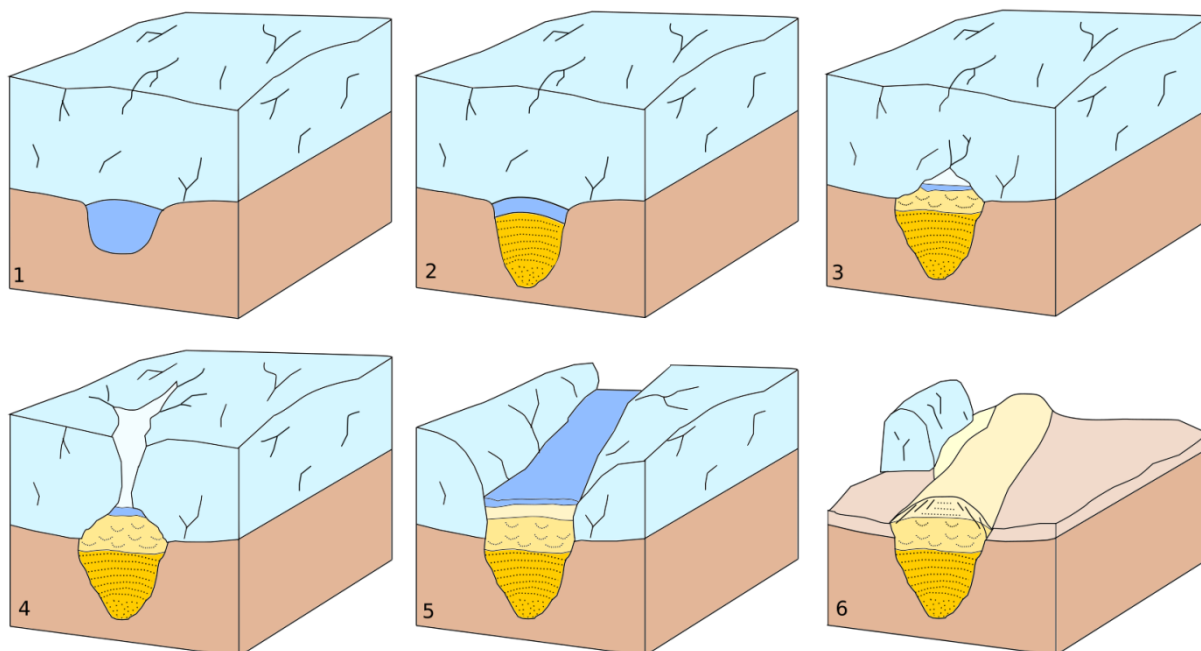
przepływu. Transport i sedymentacja osadu zachodziły pod ciśnieniem hydrostatycznym przy pełnym wypełnieniu kanału wodą (ryc. 17 – 2) (Brennand, 1994; Ringrose, 1982). W podobny sposób akumulowały się osady litofacji *Gh*, które tworzyły pokrywy żwirowe (Smith, 1990). Stan górnego płaskiego dna jest uznany za łatwo osiągalny w środowisku tuneli subglacjalnych (Saunderson, 1982). Litofacja *GBm* powstała na skutek wezbrania wód roztopowych w kanale subglacjalnym, do którego mogło dojść podczas epizodycznego zwiększenia ablacji lądolodu lub spływania niewielkiego zbiornika subglacjalnego (Gorrell i Shaw, 1991; Brennand i Shaw, 1996; Salamon, 2009). Przypominają one litofacje *Gm* i *GBm* opisane przez Brennand (1994) jako *heterogeneous gravels* interpretowane jako efekt akumulacji pod ciśnieniem hydrostatycznym w zamkniętym tunelu lodowcowym. Występują w makroformach złożonych (*composite macroforms*) oraz makroformach pseudoantyklinalnych (*pseudoanticlinal macroforms*) dokumentowanych w jądrach osów (Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996). W osadach jednostki RZ1a odnotowano ułożenie pseudoantyklinalne osadów, ale nie zaobserwowano typowego dla makroform złożonych układu orientacji warstw świadczących o depozycji w górę przepływu. Występowanie makroform pseudoantyklinalnych świadczy o akumulacji w wąskim, jednorodnym tunelu w środowisku wysokoenergetycznym (Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996). W tym wypadku w wąskiej rynnie subglacjalnej. Transport osadów mógł mieć charakter skrajnie skoncentrowanego przepływu (*hyperconcentrated flow*) o wysokiej energii, który umożliwił transport głazów (Lowe, 1982; Nemec i Steel, 1984; Smith, 1986; Costa, 1988). Obecność odwróconego uziarnienia frakcjonalnego w części osadów świadczy o działaniu sił kolizji międzyziarnowych w przepływie turbulentnym, w którym dochodziło do wyporu większych ziaren (Smith, 1986; Maizels, 1997). Silne ukierunkowanie klastów równoległe do orientacji formy wskazuje na ich ułożenie a(p) w stosunku do przepływu. Takie ułożenie klastów sugeruje ich transport poprzez saltację lub suspensję (Johansson, 1963; Brennand, 1994). Materiał zakumulowany został bardzo szybko na skutek nagłego zmniejszenia prędkości transportu i tzw. „zamrożenia” osadów (Pisarska-Jamroży, 2006; Gruszka i in., 2011). Tego typu osady stanowią często zapis przepływu o wymiarze katastrofalnym (Maizels, 1991, 1993; Zieliński, 1993; Russell i Marren, 1999; Russell i Knudsen, 2002; Zieliński i Van Loon, 2003; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007). Prędkość przepływu wód została oszacowana na 3,5–6,6 m·s⁻¹ natomiast krytyczne naprężenie ścinające mogło wynieść ok. 400 Pa. Druga seria żwirów o lepszym wysortowaniu i bimodalnym układzie z obecnością tekstury *openwork* uważana jest przez Mokhtari Farda i Gruszkę (2007) za jedną z diagnostycznych dla przepływów subglacjalnych. W ich transporcie i akumulacji

dominował wysokoenergetyczny przepływ turbulentny. Jego prędkość mogła dochodzić tu do $3\text{--}5,6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a naprężenie ścinające do 260 Pa. Nagromadzenia żwirów w okolicy większych klastów i ich częsta imbrykacja tworzą tzw. *cluster bedforms*. Duże klasty unieruchomione na dnie zahamowywały ruch innych powodując ich akumulację na kontakcie z przeszkodą. Stanowią również wskaźnik przepływu nadkrytycznego (Teisseyre, 1977; Brayshaw, 1984).

Jednostka RZ1b przynajmniej częściowo akumulowała się w obrębie rynny subglacialnej, która z czasem zaczęła się otwierać i przechodzić w rozpadlinę lodowcową (ryc. 17 – 3, 4). Przemiana ta musiała odbywać się powoli, ponieważ w osadach nie ma śladu nagłego zawalenia się stropu. Zmiana charakteru osadów jednostki RZ1a na osady RZ1b jest najprawdopodobniej związana z powiększaniem się kanału. Litofacje *Gp* i *Gt* są typowe dla makroform powstałych w odcinkach poszerzeń tuneli subglacialnych (Brennand, 1994). Litofacje *BGp*, *GBp* oraz *Gp* są zapisem wezbrania wód lodowcowych (Brennand, 1994; Russell i in., 2001; Frydrych, 2016a; Roman, 2016). Transport odbywał się w warunkach przepływu hydraulicznego o wysokiej energii, zdolnej do trakcyjnego transportowania głazów. Sedymencja miała miejsce w głębokim korycie o ekstremalnie dużym wydatku strumienia na skutek progradacji odsypów poprzecznych (Brennand i Shaw, 1996; Rudoy i Baker, 1993; Carrivick i in., 2004). Zapadanie warstw w kierunku południowym świadczy o przemieszczaniu się odsypów w dół przepływu podczas przyrostu dystalnego (Carling, 1996). Miejscami występuje w nich normalne oraz odwrócone uziarnienie frakcjonalne, będące zapisem wzbierania i opadania fali wezbraniowej. Znaczna miąższość osadów świadczy o szybkiej agradacji i dużej dostawie materiału (Jaksa i Rdzany 2002; Gruszka i in., 2011). Istnienie kilku poziomów osadów o charakterze wysokoenergetycznym świadczy o cyklicznym występowaniu wezbrań subglacialnych (Frydrych, 2016a). Oszacowana prędkość przepływu dochodzi do $4,6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a naprężenie ścinające do ok. 160 Pa.

Osady litofacji *Gt*, *GSt*, *SGt* powstały podczas migracji żwirowych megariplemarków trójwymiarowych w korytach o znacznej głębokości i wysokiej kompetencji przepływu (Brennand i Shaw, 1996; Carling, 1996; Rudoy, 2002; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007). Głębokość przepływu wahała się od ok. 3 do ponad 10 m. Energia wód ulegała znacznym wahaniom stąd duża zmienność teksturalna osadów. Oszacowane prędkości przepływu mieszczą się w przedziale $1\text{--}4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ natomiast naprężenie ścinające od ok. 30 do 100 Pa. Liczne klasty o ponadprzeciętnych rozmiarach (*outsized clasts*) występujące w litofacjach piaszczysto-żwirowych mogą pochodzić ze stropu lodowego lub ścian. Akumulacja miała miejsce pod ciśnieniem atmosferycznym (ryc. 17 – 3, 4). Dla osadów tej litofacji powszechne jest wykształcenie tekstury *openwork*. Jej obecność w osadach ozów świadczy o akumulacji

w warunkach przepływów nadkrytycznych o wysokiej energii, podczas których akumulowany był jedynie grubszy materiał żwirowy, a drobniejsze ziarna zostały odprowadzone (Maizels, 1993, 1997; Pisarska-Jamroży, 2007; Mokhtari Fard i Gruszka 2007). Orientacja klastów jest przeważnie zgodna z orientacją formy i wykazuje kierunek płynięcia wody z NNW na SSE. Dominują klasty o ułożeniu a(p) choć występuje również znacząca populacja klastów o ułożeniu a(t) co świadczyć może o transporcie klastów żwirowych zarówno poprzez toczenie, saltację jak i suspensję (Johansson, 1963). Do takiego układu doprowadzić mógł wysoki udział skał marglistych w osadach żwirowych. Klasty te cechowały się lekkością i mogły być znacznie łatwiej transportowane poprzez saltację lub suspensję niż klasty pochodzenia północnego.



Ryc. 17. Etapy kształtowania formy złożonej w Rzymku: 1 – powstanie rynny subglacialnej na skutek erozji, 2 – akumulacja w rynnie pod ciśnieniem hydrostatycznym; 3 – akumulacja w powiększonym kanale pod ciśnieniem atmosferycznym pod cienkim lodem; 4 – depozycja w rozpadlinie lodowej; 5 – akumulacja w otwartym kanale; 6 – powstanie terasy kemowej

Dajka klastyczna z wypełnieniem żwirowym powstała poprzez nacisk wywierany przez wyżej zalegające, ciężkie żwiry i głazy na przesiąknięte wodą osady. Struktury tego typu powstają najczęściej na skutek nagłej migracji upłynnionych osadów w dół (Larsen i Mangerud, 1992). Jednak w brzeżnych partiach lądolodu dominują struktury powstające na skutek ruchu wody do góry (Boulton i Caben, 1995). Dajki w ozach dokumentowane były również przez innych autorów i charakteryzowały się przepływem wód ku górze (Gruszka i in., 2011). Przepływ wód w dajce musiał posiadać znaczną energię, która

ukierunkowała pionowo klasty. Powstawaniu struktur tego typu mogła sprzyjać szybka aggradacja osadów (Brennand, 1994; Russell i in., 2001).

Dla stanowiska Rzymko charakterystyczny jest bardzo wysoki udział skał z kredowego podłoża w osadach żwirowych na całej wysokości profilu. Świadczy to o silnej erozji wód subglacialnych, które na pewnych odcinkach przepływu musiały erodować i transportować materiał lokalny. Jego bardzo dobra obróbka również wskazuje na wysoką energię przepływu (Frydrych, 2016a). Jaks (2003) stwierdził w osadach ozu mniejszą zawartość klastów z miejscowego podłoża w strefie brzeżnej niż w centrum co świadczy o większej dostawie materiału ze ścian lodowych. Podobnie wysoki udział skał lokalnych został zaobserwowany przez Salamona (2009) w utworach ozu w zasięgu zlodowacenia odry. Należy zauważyć, że erozja oraz obróbka klastów nie była trudna podczas ruchu turbulentnego i częstego zderzania się klastów ponieważ tworzą je dość miękkie margle ilaste. Klasty margliste z powodu swojej lekkości mogły być transportowane przez słabszy prąd niż klasty pochodzenia północnego (gęstość pozorna margli $<2 \text{ g}\cdot\text{cm}^3$, granitu ok. $2,6 \text{ g}\cdot\text{cm}^3$). Stąd wynikać może ich nadreprezentacja w osadach gruboklastycznych. Mogły być również przenoszone na większe odległości co wpływało na sposób sortowania materiału.

Osady jednostki RZ2 powstawały w rozpadlinie lodowcowej oraz otwartym ku górze tunelu (ryc. 17 – 4, 5). Miało to miejsce w początkowym etapie zaniku lądolodu warty, kiedy lód był już znacznie cieńszy. Początkowo panowała w nim wciąż wysoka energia powodująca akumulację osadów litofacji *Sh* i *SGh*. Powstawały one w warunkach górnego płaskiego dna w przepływie o głębokości 1–4 m. Z czasem dochodziło do cofania się ścian rozpadliny i poszerzania jej. Energia przepływu zaczęła opadać a odpływ wód ablacyjnych mógł odbywać się kilkoma korytami, w których powstawały litofacje *Sp*, *St*, *Sr*. Litofacja *Sp* stanowi zapis progradacji poprzecznych odsypów korytowych. Akumulacja osadów litofacji *St* miała miejsce na skutek migracji piaszczystych megariplemarków w warunkach dolnego reżimu przepływu. Głębokość przepływu waha się od 0,3 do 1 m. Natomiast litofacja *Sr* powstała podczas migracji riplemarków w dość płytkim korycie przy niskiej energii transportu osadów. Sukcesja osadowa *Sh* – *St* – *Sr* typowa jest dla płaskodennej roztoki podczas opadania fali wezbraniowej (Zieliński, 1997) i odnotowana została np. w ozie gostyńskim już po otwarciu się kanału (Roman, 2016). Obecne w jednostce RZ2 rozmycia erozyjne *Ge* dowodzą występowania gwałtowniejszych przepływów wód. Ich głębokość oraz wypełnienie często osadami grubookruchowymi świadczy o dużej energii przepływu i dostawie materiału. Podczas ustępowania ścian lodowych w osadach dochodziło do osiadania i grawitacyjno-odprężeniowego przemieszczania się osadów.

Podczas bardziej zaawansowanego etapu deglacjacji nastąpił rozpad lądolodu na bryły martwego lodu a dalsza akumulacja doprowadziła do poszerzenia się formy. Brzeżne partie formy powstawały pomiędzy bryłami martwego lodu i mają charakter kemowy. Podczas ostatniego etapu deglacjacji obszaru doszło do akumulacji piasków i mułków w przestrzeni uwolnionej od lodu pomiędzy południowym segmentem ozu a blokiem martwego lodu na wschodzie. Powstała w tym miejscu terasa kemowa sąsiadująca z ozem (ryc. 17 – 6). Znacznie mniejsza wysokość i szerokość środkowego segmentu ozu Rzyska świadczy prawdopodobnie o braku nadbudowy kemowej w jego większej części lub znacznie mniejsze jej rozbudowanie. Morfologicznie odcinek ten ma cechy „klasycznego” ozu o postaci wąskiego wału z wyraźnie zaznaczonym grzbietem. Jedynie w jego północnej części występują poszerzenia mogące stanowić obszar akumulacji kemowej. Niestety nie ma możliwości przeprowadzenia w tym segmencie badań sedymentologicznych z powodu braku zachowanych odsłonień.

Trudno jest prześledzić dokładny przebieg rynny z powodu niewystarczającej ilości wierceń, jednak można sądzić, że rozciągała się ona dalej na północ wzdłuż współczesnej doliny Teleszyny. Pagórek w Mikulicach znajduje się na linii tej rynny o czym świadczy zakorzenienie osadów. Osady jego górnej części odsłaniające się w stanowisku Mikulice powstały w otwartej ku górze szerokiej rozpadlinie, w której dominowała akumulacja w warunkach górnego płaskiego dna o zmiennej energii przepływu oraz miały miejsce zalewy warstwowe. Następowala również migracja odsypów poprzecznych w korytach, której śladem jest obecność litofacji *Sp*, *SGp*. Głębokość przepływów wynosiła 0,5–4 m. Okresowo dochodziło do blokowania się wód i akumulacji zbiornikowej mułków. Materiał tworzący formę był dostarczany wraz z wodami ablacyjnymi z lodu lodowcowego o czym świadczy znaczna przewaga skał skandynawskich w materiale żwirowym. Akumulacja kontynuowana była podczas deglacjacji. Usunięcie podparcia lodowego po wytopieniu się brył martwego lodu spowodowało powstanie naprężeń tensyjnych w osadach i przemieszczenie ich poprzez bardzo liczne uskoki normalne. Możliwe, że głębiej pod osadami wypełnienia rozpadliny znajdują się osady powstałe w warunkach subglacialnych. Jednak nie można wykluczyć, że na tym odcinku dominowała erozja a akumulacja rozpoczęła się dopiero po otwarciu kanału ku górze. Brak znaczącej ilości klastów z lokalnego podłoża wspiera tę tezę. Pagórek powstał już po zakończeniu akumulacji południowej części formy. Wzniesienie w Mikulicach nie jest więc potwierdzoną częścią ozu jednak jest fragmentem formy złożonej.

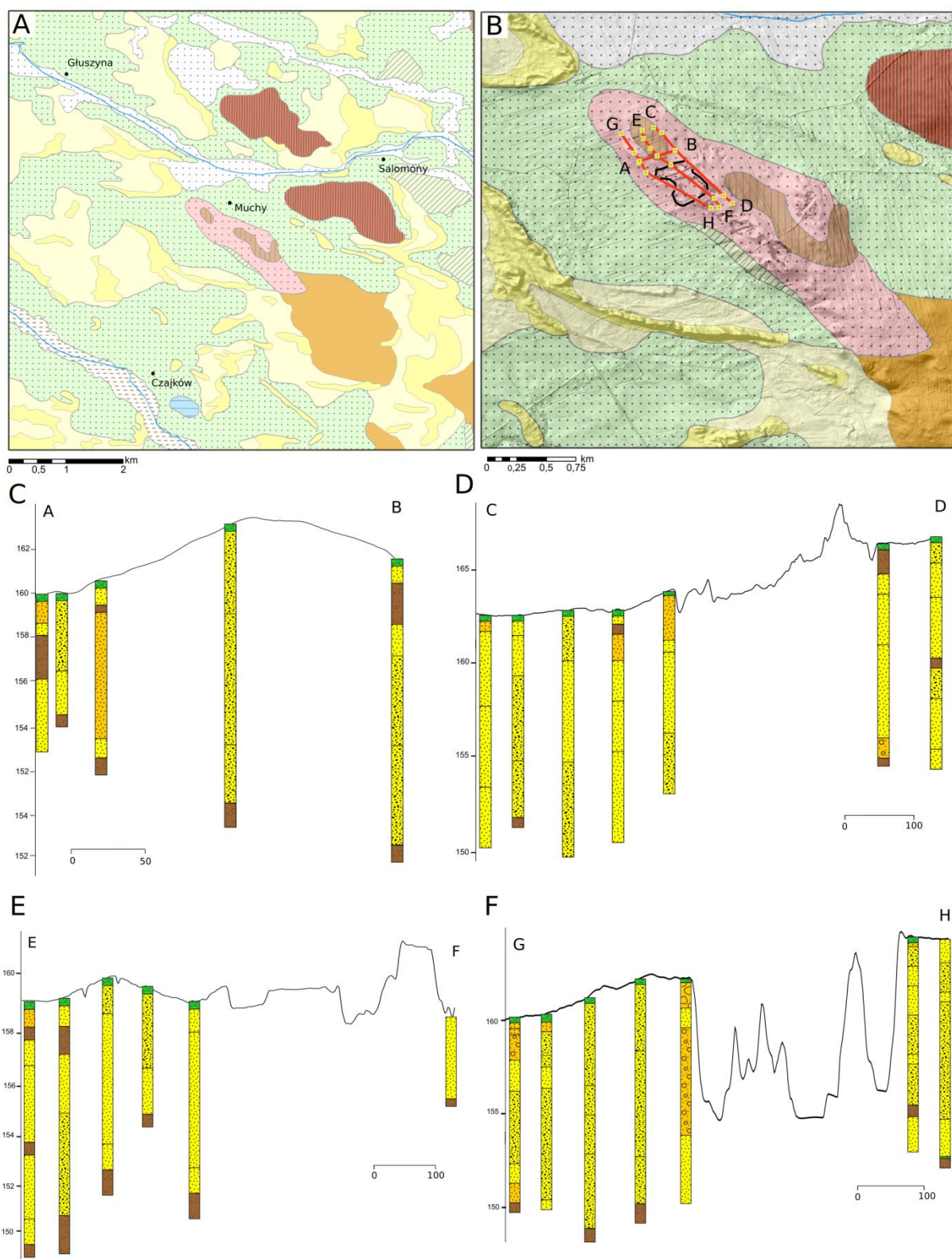
Rozpatrując rozwój analizowanej formy na całej jej długości można wyciągnąć wniosek, że jest to forma złożona, zbudowana z trzonu ozowego oraz nadbudowy kemu glacyfluwialnego.

5.2. Obszar testowy Muchy

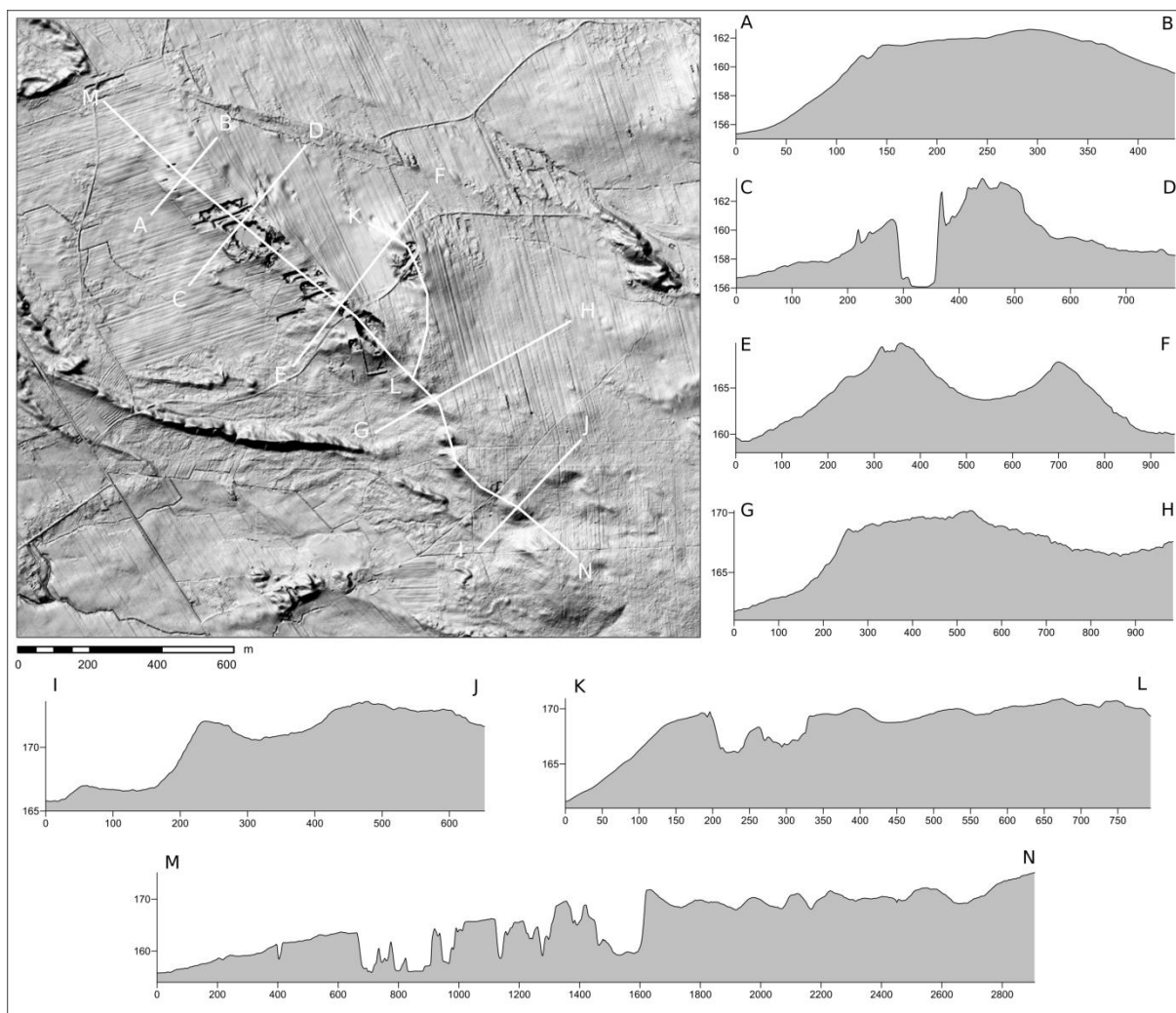
5.2.1. Budowa geologiczna i rzeźba

Stanowisko Muchy znajduje się w obrębie ozu położonego przy wschodniej granicy Kotliny Grabowskiej sąsiadującej z Wysoczyzną Złoczewską (Kondracki, 2001; Solon i in. 2018). Obszar ten położony jest w środkowej części zasięgu lądolodu warty. Podłoże kenozoiku tworzą osady jury środkowej (iły, iłowce, mułowce i piaskowce) budujące monoklinę kalisko-złoczewską wchodzącą w skład monokliny przedsudeckiej. W podłożu czwartorzędu miejscowo występują iły, mułki i piaski neogenu. Miąższość osadów czwartorzędu przekracza 80 m, co związane jest z obecnością obniżenia w stropie utworów mezozoicznych na linii Brąszewice–Muchy, które stanowi kopalna dolina Prażurawki (Baliński, 2008). Oz Much otoczony jest przez równiny wodnolodowcowe zbudowane z piasków i żwirów glacyfluwialnych z niekiedy sporym udziałem mułków (ryc. 18A). Gлина lodowcowa występuje pod przykryciem osadów glacyfluwialnych. Na powierzchni terenu została stwierdzona jedynie w pewnych partiach ozu (ryc. 18A, B). Wiercenia w obrębie ozu ukazują wyraźne zakorzenienie formy (ryc. 19). Na NE od analizowanej formy znajdują się wzniesienia moren martwego lodu zbudowane z piasków, żwirów i głazów. Na znacznej części obszaru występują pokrywy piasków eolicznych oraz wydmy (ryc. 18).

Forma jest zbudowana z wału głównego oraz bocznego, który stanowi jego dopływ. Wał główny ma długość 2,5 km i wysokość maksymalnie 172 m n.p.m. Zorientowany jest w kierunku NW–SE. Jego wydłużenie wynosi 7,3. Wał boczny dochodzi do wału głównego od północy. Jego długość wynosi 700 m a wysokość kulminacji 170,1 m n.p.m. Wysokości względne sięgają ok. 10 m ponad otaczający obszar. Oz jest prosty a jego krętość wynosi 1,06. Grzbiet formy jest zondulowany (ryc. 19, profile K–L, M–N), natomiast jej stoki charakteryzują się zmiennym nachyleniem (ryc. 19, profile A–B, C–D, E–F, G–H, I–J). Forma została bardzo silnie przekształcona przez odkrywkową eksploatację kopalin, szczególnie w północnej części. Dno rynny subglacialnej, którą wypełnia oz jest niewyrównane. Występują w niej przegłębienia i wypłycenia (ryc. 18C, D, E, F). Jej głębokość wynosi od kilku do kilkunastu metrów poniżej poziomu wysoczyzny.



Ryc. 18. Budowa geologiczna obszaru badań; A – budowa geologiczna ozu i sąsiedniej wysoczyzny w Muchach (Baliński, 1996, 2007), B – lokalizacja odkrywek, wierceń i profili na tle budowy geologicznej i ukształtowania terenu, C – profil poprzeczny przez formę, D, E, F – profile podłużne przez północną część formy



Ryc. 19. Morfologia ozu w Muchach na podstawie danych LiDAR

5.2.2. Cechy osadów

Oz w Muchach zbudowany jest z kompleksu glacyfluwialnego podzielonego na jednostki M1 i M2 oraz diamiktonowego M3. Jednostka M1 charakteryzuje się dwudzielną i można w niej wyróżnić dwa zespoły litofacjalne M1a i M1b. Miąższość osadów glacyfluwialnych widocznych w odsłonięciu wynosi ok. 8 m natomiast miąższość udokumentowana w karcie złoże dochodzi do 16 m.

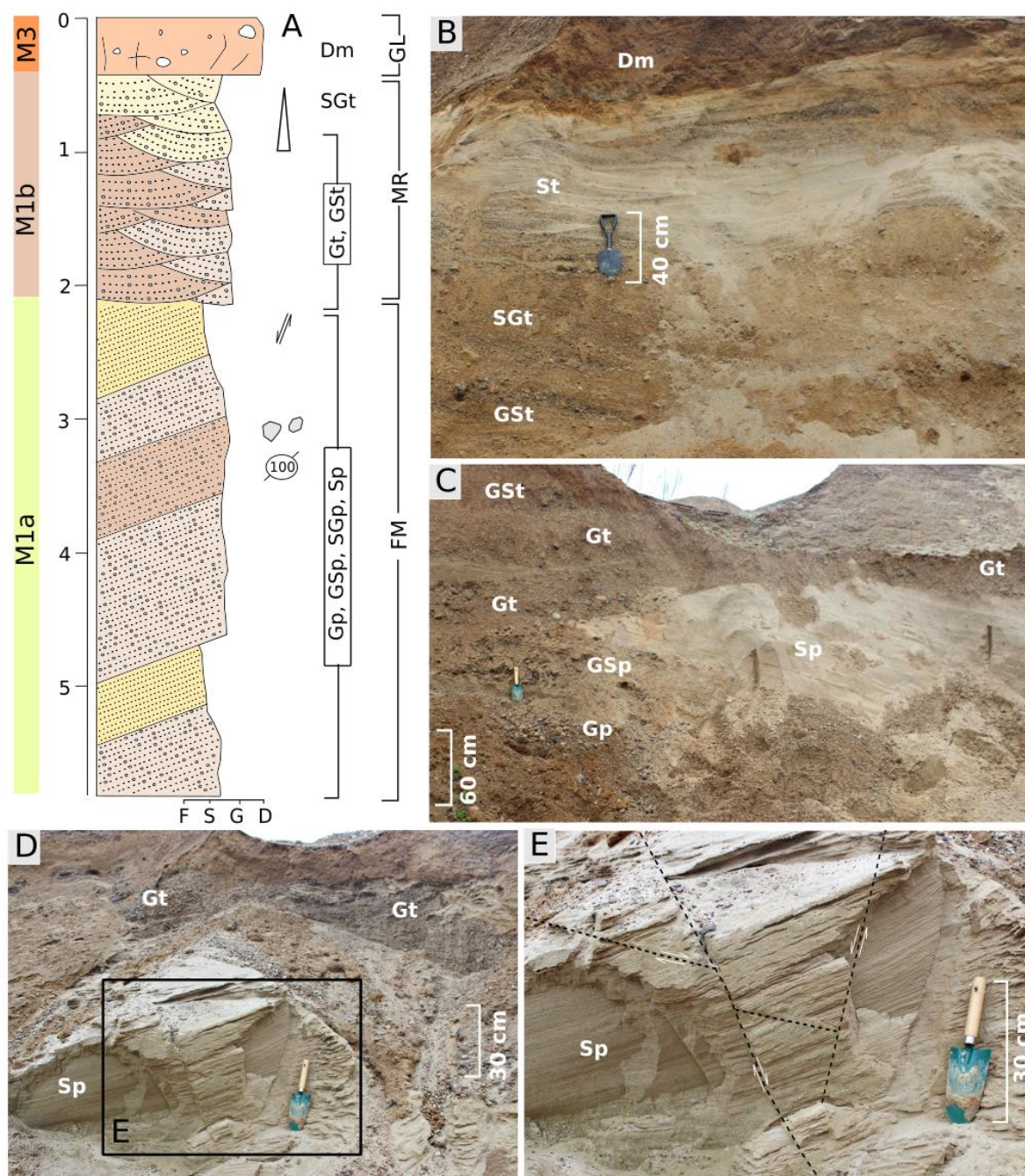
Jednostka M1a widoczna jest jedynie na pewnym odcinku odsłonięcia. Jej miąższość przekracza 3 m. Stanowią ją naprzemiennie leżące litofacie przekątnie płasko warstwowych żwirów, piasków i piasków ze żwirem *Gp*, *GSp*, *SGp*, *Sp* wielkiej skali (ryc. 20). Litofacie żwirowe charakteryzują się słabym i bardzo słabym wysortowaniem i uziarnieniem od drobnego żwiru po średni żwir (ryc. 24). Cechuje je polimodalny i bimodalny układ uziarnienia. Występuje w nich rozproszony szkielet ziarnowy. Wielkości klastów nie przekraczają 10 cm. W ich obrębie występują toczące gliniaste (ryc. 21H) i ilaste, które

miejscami układają się w poziomy zgodne z warstwowaniem osadów. Osady żwirowe poprzedzielane są osadami piaszczystymi *Sp* o umiarkowanie dobrym i umiarkowanym wysortowaniu. Występują w nich pojedyncze uskoki normalne o zrzutach dochodzących do 7 cm oraz niewielkie deformacje typu fleksuralnego (ryc. 20D, E). Niektóre uskoki podkreślone są śladami przepływu wody. Warstwy w litofacjach *Sp*, *Gp*, *SGp* zorientowane są w kierunku SE. Pomiędzy osadami jednostek M1a oraz M1b występuje wyraźna granica erozyjna (ryc. 20C).

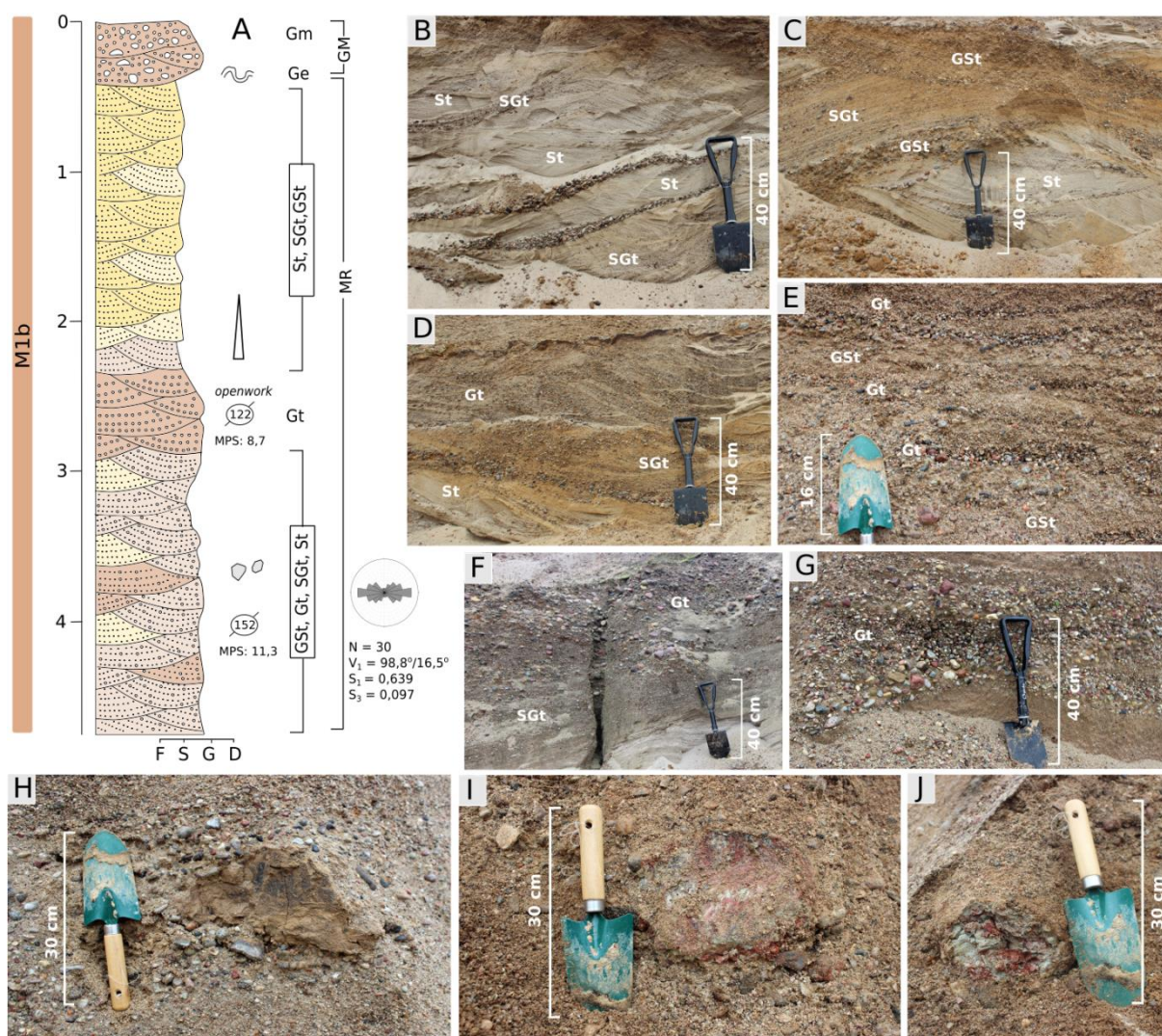
W obrębie jednostki M1b widoczne jest większe zróżnicowanie osadów. Dominującymi utworami budującymi tę serię są przekątnie rynnowo warstwowane żwiry i piaski *Gt*, *GSt*, *SGt*, *St* (ryc. 20B, 21). Jej miąższość widoczna w odsłonięciu jest zmienna i waha się od ok. 1,5 m do 5 m. Skala warstwowań jest zróżnicowana od wielkiej skali do średniej, przeważają natomiast warstwowania w skali średniej (ryc. 21C, D, F). W dolnej części jednostki dominują litofacje żwirowe *GSt*, *Gt* (21D, F, G) natomiast w górnej – litofacje piaszczyste *St*, *SGt* (ryc. 20B, 21B). Miejscami występuje silne zróżnicowanie uziarnienia między sąsiednimi rynnami. Na wielu odcinkach widoczne jest normalne uziarnienie frakcjonalne osadów zarówno w obrębie pojedynczych rynien jak i całej górnej części jednostki. Miejscami zestawy warstwowań *St* rozdzielone są poziomem żwirów (ryc. 21B). Niektóre rynny w dolnej części podkreślone są pojedynczą warstwą klastów (ryc. 21C). Wysortowanie w obrębie tej jednostki jest bardzo zmienne i waha się od słabego do umiarkowanie dobrego w osadach z teksturą *openwork*. Występuje ona w niektórych rynnach lub jako niewielkiej miąższości przewarstwienia (ryc. 21G). Uziarnienie osadów ma rozkład unimodalny lub bimodalny. W litofacji *Gt* występuje ukierunkowanie klastów z W na E. W osadach żwirowych tej serii występują również liczne toczne gliniaste i ilaste. Toczne gliniaste mają bardziej nieregularne kształty (ryc. 21H). Intraklasty ilaste są znacznie lepiej obtoczone i zbudowane z szarych lub szaro-czerwonych ilów z domieszką mułków (ryc. 21I, J). Ich rozmiary sięgają 20 cm. Seria osadów warstwowanych przekątnie rynnowo w swojej górnej części jest rozcięta przez masywne żwiry, w obrębie których występują deformacje plastyczne. Miejscami pokryta jest płatami lub soczewkami diamiktonu kompleksu M3 (ryc. 20B). W południowej części odsłonięcia blisko krawędzi rynny widoczny jest kontakt osadów glacyfluwialnych tej serii z osadami diamiktonowymi pokrywającymi brzeżne części ozu (ryc. 21F).

W centralnej części formy jednostkę M1b budują litofacje: *Gm*, *Gh*, *Gt*, *Sh*, *Sp*, *SGp* oraz *St* (ryc. 21). Dolną część stanowią masywne, bardzo słabo wysortowane żwiry z widocznymi miejscami niewyraźnym warstwowaniem horyzontalnym (ryc. 21G). MPS

w tych osadach wynosi ok. 9 cm, natomiast maksymalna średnica klastów nie przekracza 15 cm. Rozkład uziarnienia jest polimodalny. Dolna granica osadów nie jest widoczna a maksymalna miąższość odnotowana w odsłonięciu wynosi 1,5 m.

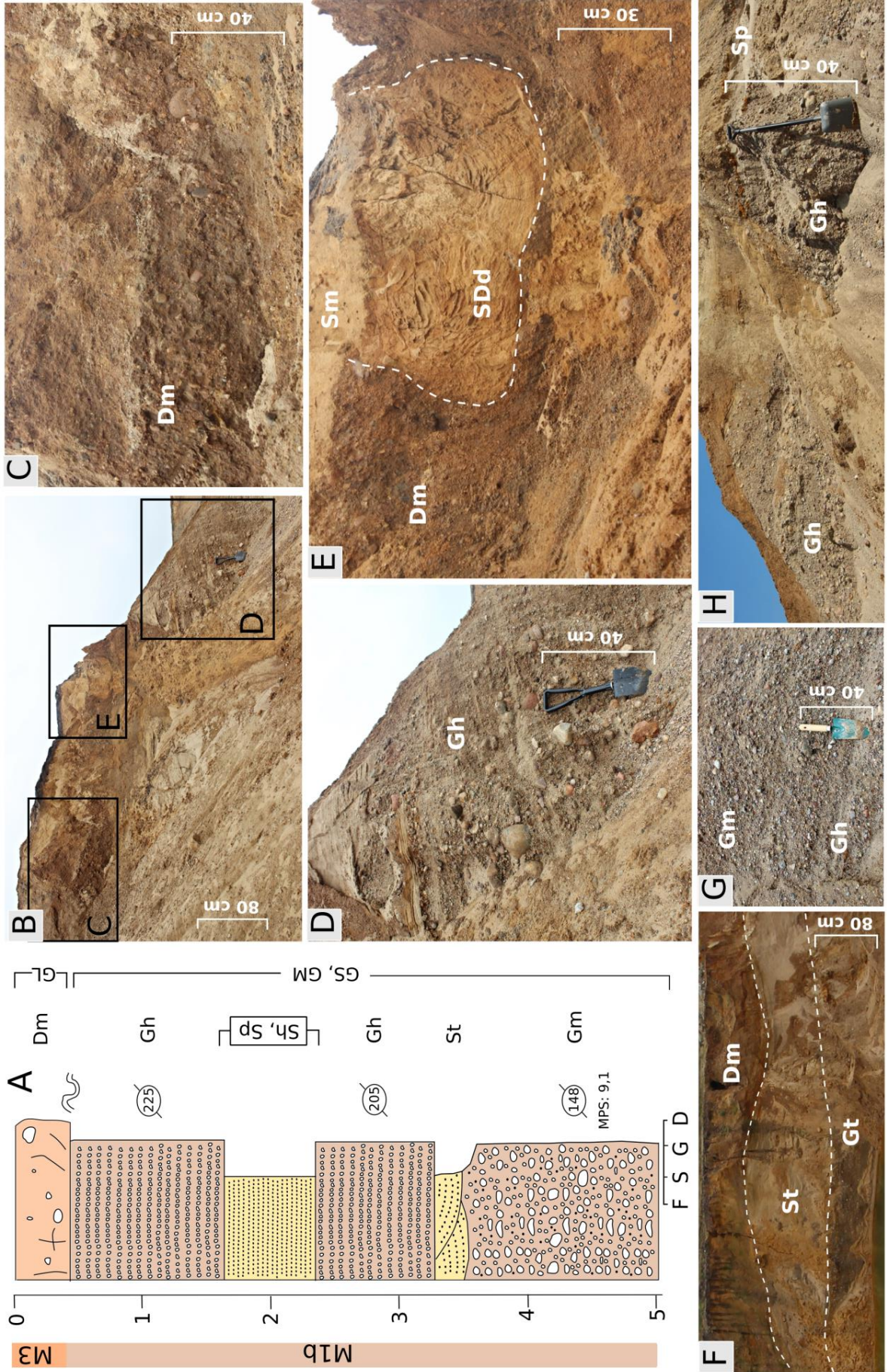


Ryc. 20. Muchy. Osady jednostek M1a, M1b i M3, A – profil litofacjalny osadów, B – przekątnie rynnowo warstwowane piaski, piaski ze żwirem i żwiry jednostki M1b pokryte soczewką diamiktonu masywnego (M3), C – przekątnie płasko warstwowane piaski i żwiry jednostki M1a oraz rozcinający je zespół litofacji przekątnie rynnowo warstwowanych żwirów jednostki M1b, D – niezgodność kątowa pomiędzy osadami jednostek M1a i M1b, E – uskoki normalne w przekątnie płasko warstwowanych piaskach

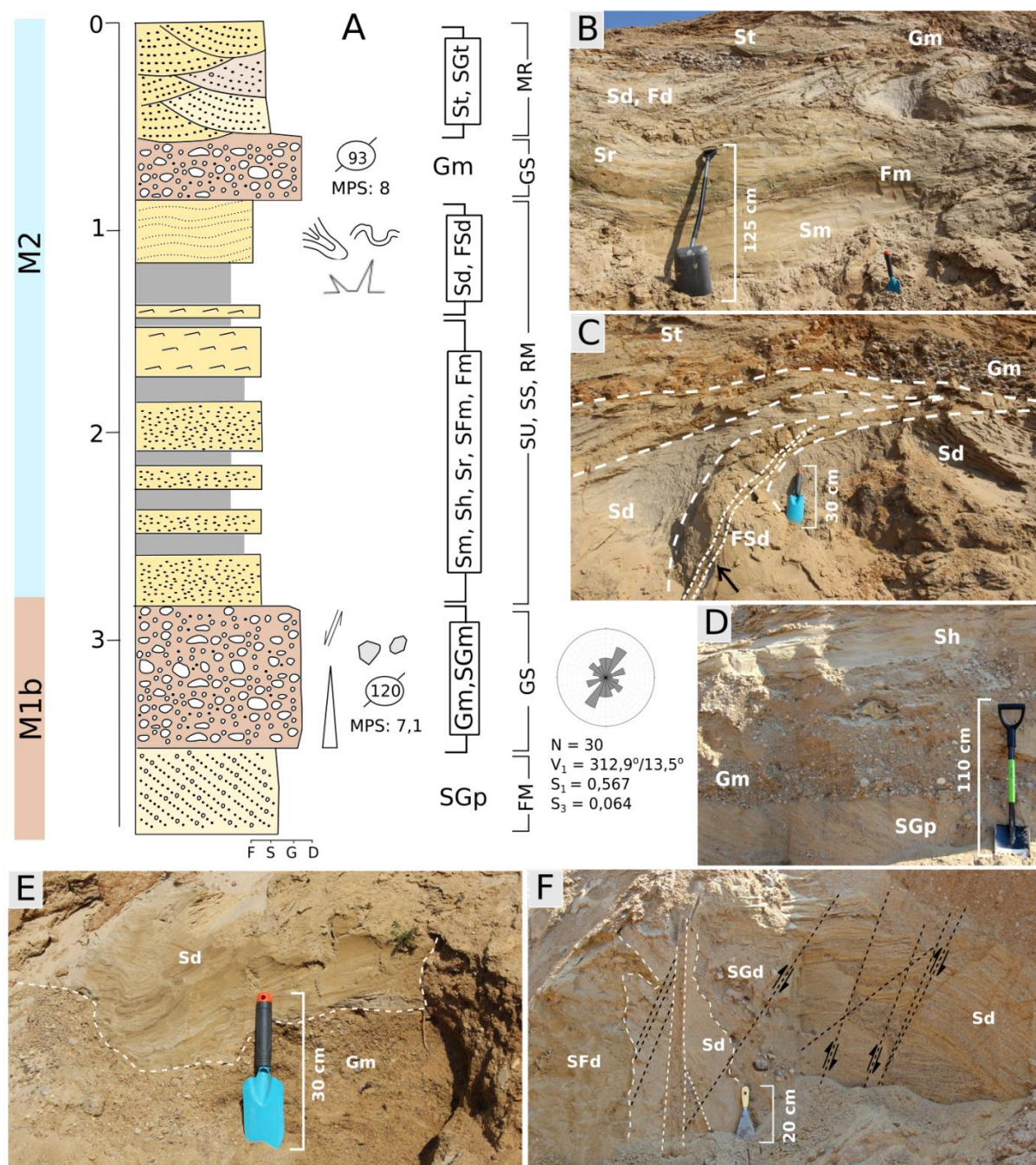


Ryc. 21. Muchy. Osady jednostki M1b, A – Profil litofacjalny osadów, B – zestawy przekątnie rynnowo warstwowanych piasków rozdzielone poziomami żwirów, C – przekątnie rynnowo warstwowane piaski i żwiry średniej i wielkie skali z uziarnieniem frakcyjnym, D – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry średniej skali z rozproszonym szkieletem ziarnowym, E – żwiry warstwowane przekątnie rynnowo ze zwartym szkieletem ziarnowym, F – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry wielkiej skali; G – żwiry z teksturą *openwork*; H – toczenie gliniasty w osadach żwirowych, I, J – toczenie ilaste w osadach żwirowych

Górną część jednostki tworzą horyzontalnie warstwowane żwiry *Gh* rozdzielone poziomem horyzontalnie oraz przekątnie warstwowanych piasków *Sh*, *Sp* (ryc. 21D, H) oraz żwiry masywne *Gm*. W litofacji *Gm* widoczne jest normalne uziarnienie frakcyjne oraz obecność intraklastów (ryc. 23D). Osady gruboklastyczne charakteryzują się słabym wysortowaniem oraz obecnością pojedynczych większych klastów w obrębie drobniejszych żwirów, których średnice przekraczają 20 cm. Występuje w nich rozproszony szkielet ziarnowy. Miejscami występują przewarstwienia litofacji *Sh*. Klasty w litofacji *Gm* ułożone są poprzecznie do orientacji formy NNE–SSW. Miąższość tej jednostki osiąga 6 m. Jednostka przykryta jest przez osady jednostek M3 (ryc. 22A, B) lub M2 (ryc. 23A, D).



Ryc. 22. (poprzednia strona) Muchy. Osady jednostek M1b oraz M3, A – profil litofacyjny osadów, B – górna część profilu osadów jednostki M1b i pokrywa diamiktonowa (M3), C – soczewa diamiktonu masywnego, D – horyzontalnie warstwowane żwiry z rozproszonym szkieletem ziarnowym, E – piaszczyste wypełnienie zagłębienia w płacie diamiktonu, F – kontakt diamiktonu z osadami jednostki M1a, G – żwiry masywne oraz warstwowane horyzontalnie dolnej części jednostki M1b, H – warstwowane horyzontalnie żwiry

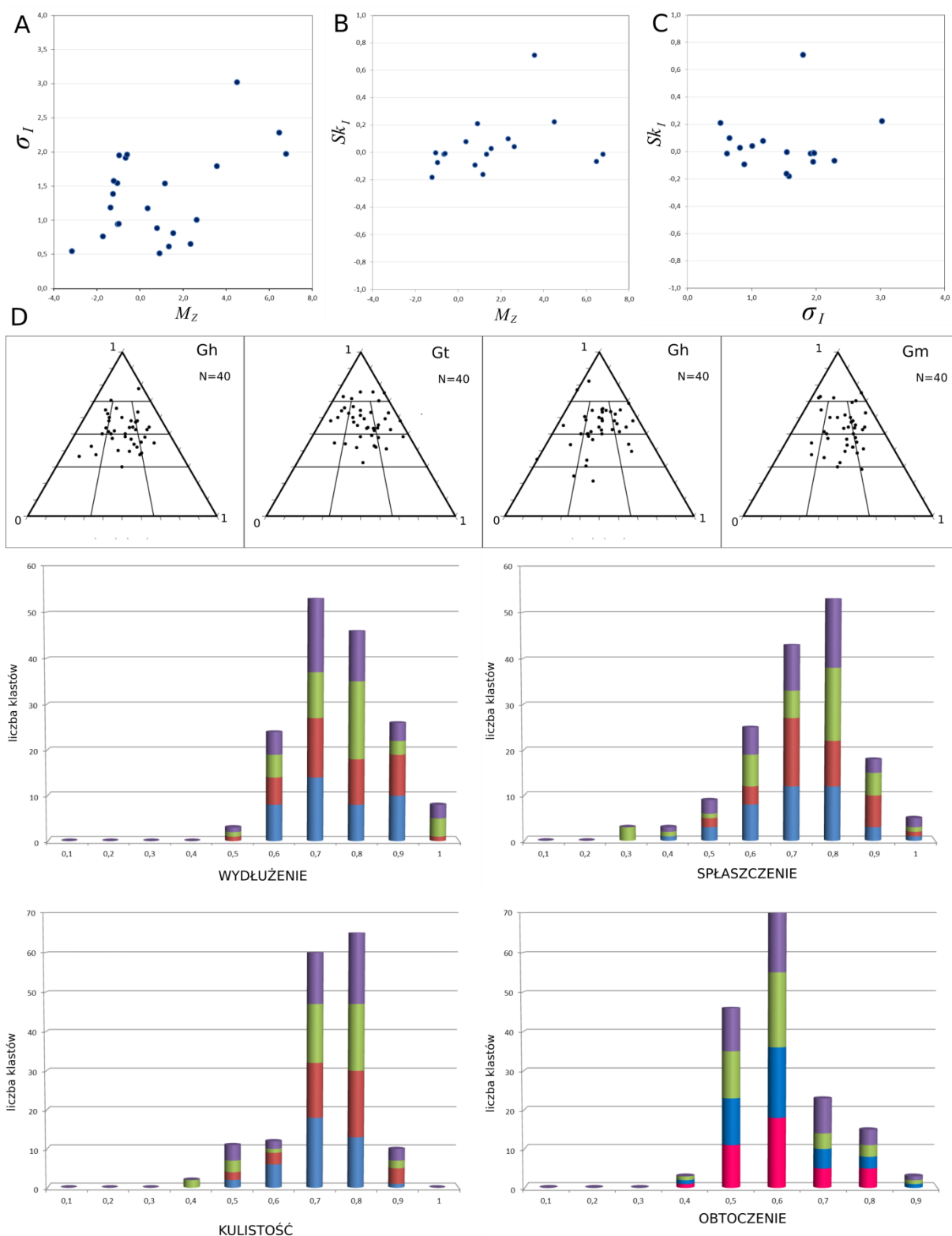


Ryc. 23. Muchy. Osady jednostek M1b i M2, A – profil litofacyjny osadów, B – zaburzone osady masywnych piasków, mułków i piasków warstwowanych riplemarkowo oraz pokrywające ją masywne żwiry, C – zbliżenie na deformacje w obrębie piasków i mułków, strzałką wskazana struktura ucieczkowa, D – masywne żwiry i przekątnie płasko warstwowane piaski żwirowe, E – deformacje plastyczne w piaskach i żwirach, F – uskoki odwrócone i normalne oraz dwie generacje dajek klastycznych

W centralnej części formy nad jednostką M1b występują osady litofacji: *Sm*, *Sr*, *Sh*, *St*, *Fm* tworzące jednostkę M2 (ryc. 23). Jej dolną oraz centralną część stanowią naprzemianległe warstwy masywnych, horyzontalnie i riplemarkowo warstwowanych piasków oraz masywnych mułków (ryc. 23B). Piaski są drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, występuje w nich słabe wysortowanie. Warstwy te nie zalegają idealnie horyzontalnie, ich przebieg jest lekko zondulowany. W górnej części osady te są silnie zdeformowane (ryc. 23C). Deformacje występują w obrębie mułków oraz piasków i mają postać fałdu zorientowanego N–S, który rozciąga się na długości ok. 2 m. Miąższość zaburzonej serii wynosi ok. 1 m. W obrębie piasków widać zdeformowane warstwowania oraz równoległe powierzchnie ścięcia zapadające łagodnie w kierunku N. Osady przecięte są strukturą ucieczkową o długości ponad 1 m a szerokości do 5 cm. Struktura wypełniona jest osadami piaszczysto-mułkowymi o warstwowaniu zgodnym z jej przebiegiem (ryc. 23C). Nad nimi występuje warstwa masywnych, dobrze upakowanych żwirów o zmiennej miąższości 10–50 cm, charakteryzujących się słabym wysortowaniem. Największe klasty nie przekraczają 10 cm natomiast MPS wynosi 8 cm. W ich obrębie znajdują się fragmenty żwirowego gruboziarnistego mułku o bardzo słabym wysortowaniu i bimodalnym układzie uziarnienia. Górną część serii stanowią przekątnie rynnowo warstwowane piaski oraz piaski ze żwirem *St*, *SGt* o miąższości do ok. 1,5 m.

W osadach ozu występują liczne zaburzenia o charakterze plastycznym oraz kruchym. W plastycznych zaburzeniach widać struktury płynięcia osadów, głównie w osadach piaszczysto-mułkowych (ryc. 23E). Deformacje kruche mają postać uskoków normalnych oraz odwróconych. Miejscami widać kilka generacji struktur deformacyjnych. Udokumentowano zestaw deformacji gdzie na linii uskoku wykształciła się struktura ucieczkowa wody o charakterze dajki klastycznej. Struktura ta oraz otaczające ją osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe zostały pocięte uskokami odwróconymi o zrzutach nieprzekraczających kilkunastu cm. Następnie zostały rozcięte przez kolejną dajkę klastyczną wypełnioną warstwowanymi zgodnie z jej przebiegiem piaskami ze żwirem (ryc. 23F).

Brzeżne partie ozu oraz niektóre partie szczytowe pokryte są płatami i soczewkami diamiktonu stanowiącego kompleks M3. W jego obrębie można wydzielić 2 typy osadów. Diamikton w partii szczytowej wykazuje bimodalność i posiada bardzo duży udział klastów żwirowych zawieszonych w mułkowo-ilastym matriks (ryc. 22B). Klasty są ułożone chaotycznie nie wykazują ukierunkowania. Jego miąższość dochodzi do 1,5 m. Miejscami występują w nim deformacje plastyczne i smugowanie.



Ryc. 24. Cechy teksturalne osadów ozu w Muchach; A – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren, B – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren, C – stosunek skośności do wysortowania, D – wyniki analizy kształtu i obróbki klastów

Granica pomiędzy diamiktonem a podścielającymi go osadami jest ostra i deformacyjna. Pokryty jest przez ok. 0,5 m miąższości warstwę masywnych piasków. W obrębie największego płata diamiktonu w odsłonięciu widoczne jest wyraźne wcięcie

o przewieszonych stokach, wypełnione zdeformowanymi piaskami. Diamikton wokół zagłębienia wykazuje pseudowarstwowanie naśladujące jego kształt (ryc. 22E). Drugim typem jest diamikton masywny, heterogeniczny o miąższości od kilkudziesięciu cm do ok. 2 m. Miąższość osadu rośnie w kierunku granicy formy. Występuje on na litofacji *St*, z którą posiada ostrą granicę jednak bez śladów deformacji. Występuje w nim znacznie mniejszy udział klastów zwirowych niż w pierwszym typie. Dominuje frakcja drobniejsza od piasków. W dolnej części charakteryzuje się niewyraźnym warstwowaniem.

W osadach ozu w Muchach dominuje wysortowanie średnie i słabe. Rozkład uziarnienia jest najczęściej symetryczny i ujemnie skośny (ryc. 24). Zawartość skał lokalnych w żwirach wynosi średnio 8,5% i stanowią je głównie mułowce. Średnia wartość obtoczenia klastów wg wzorca Krumbeina (1941) wynosi 0,6. Klasty w przedziałach 0,5–0,6 stanowią ponad 70% całej przebadanej populacji. Wskaźnik wydłużenia klastów wynosi 0,75, wskaźnik spłaszczenia – 0,72, *maximum projection sphericity* – 0,73. Najliczniejszą grupę pod względem kształtu stanowią klasty *compact-bladed* (27,5%) i *bladed* (22,5%) (ryc. 24).

5.2.3. Interpretacja

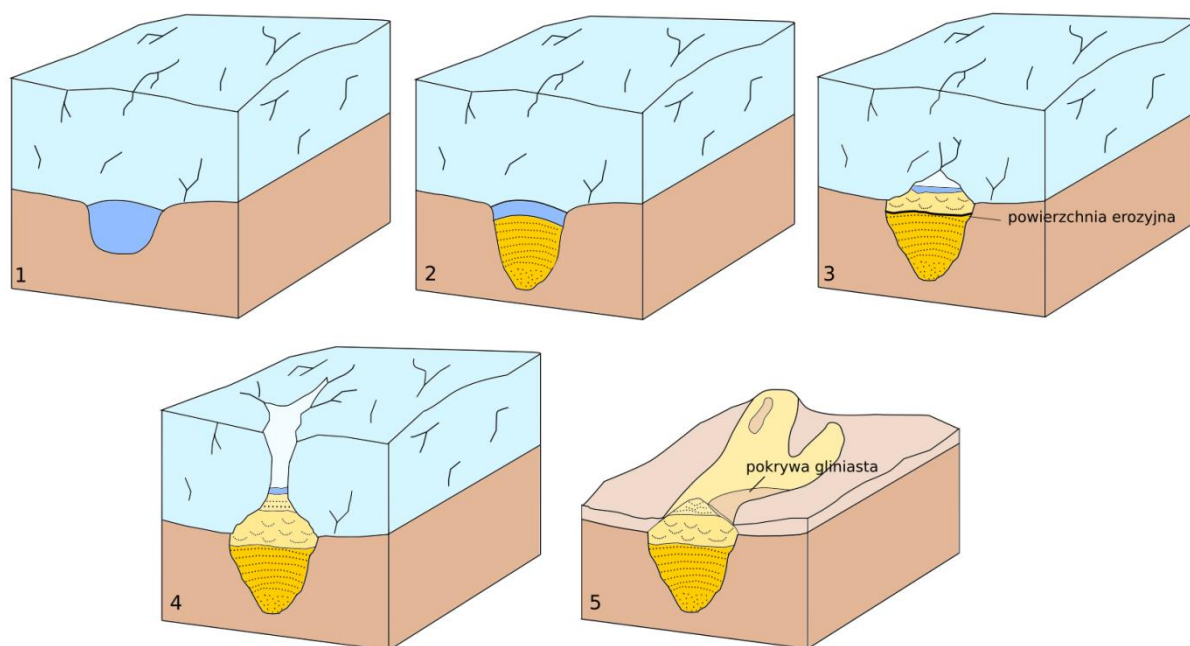
Oz w Muchach powstał w kanale subglacialnym typu N o czym świadczy zakorzenienie formy. Rynna została wycięta w starszych utworach czwartorzędu i możliwe, że na pewnych odcinkach rozcinała również osady neogenu czemu dowodzi znaczna ilość intraklastów ilastych w osadach ozu (ryc. 25 – 1). Litofacje *Gp*, *SGp* i *Sp* w wielkiej skali tworzące jednostkę M1a tworzyły się podczas zaprądowej progradacji wielkiego odsypu w głębokim korycie (Carling, 1996). Niewykluczone, że budują one makrostrukturę typową dla makroform rozszerzeń tuneli migrujących zgodnie z kierunkiem przepływu (Brennand, 1994) (ryc. 25 – 2). W kanale dochodziło do znacznych wahań energii przepływu co zapisało się zmiennością cech teksturalnych osadów. Ich przyczyną może być sezonowa zmiana warunków akumulacji (Banerjee i McDonald, 1975; Ringrose, 1982) lub wystąpienie epizodycznych wezbrań wód subglacialnych (Brennand, 1994). Takie zróżnicowanie osadów może wynikać również ze zmiany w dostawie materiału (Shaw, 1972). Litofacje żwirowe powstały na skutek przepływu w warunkach wysokoenergetycznych o czym świadczy wielkość klasów, słabe wysortowanie oraz obecność toczenców, które zostały wyerodowane z podłoża i transportowane na pewnym odcinku. Prędkość przepływu przekraczała $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. W osadach *Sp* zaznaczyły się ślady osiadania materiału w postaci niezbyt licznych uskoków.

Na pewnym etapie miała miejsce silna erozja, która ścięła górną część jednostki M1a. Mogła być ona spowodowana znacznym zwiększeniem ablacji lądolodu w początkowej fazie

deglacji. Po tym epizodzie zmienił się charakter przepływu i rozpoczęło się tworzenie jednostki M1b (ryc. 25 – 3). Zmiana ta mogła zostać wywołana powiększeniem się kanału lodowego, a co za tym idzie spadkiem energii i rozpoczęciem depozycji. Powstawanie osadów jednostki M1b zachodziło pod ciśnieniem atmosferycznym. Nie ma dowodów na istnienie przepływu w kanale całkowicie wypełnionym wodą. Prawdopodobnie w tym okresie powstała również niewielka rozpadlina lodowa. Akumulacja zachodziła na skutek migracji trójwymiarowych megariplemarków, która doprowadziła do powstania litofacie *Gt*, *GSt* i *SGt*. Głębokości przepływów mieściły się w przedziale 2–10 m. Podczas tworzenia się osadów jednostki M1b warunki były dość zmienne o czym świadczy duże zróżnicowanie wielkości rynien, ich głębokości oraz uziarnienia i wysortowania osadów je wypełniających. Prędkość przepływu osiągała $1\text{--}3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Generalnie energia przepływu malała z czasem co uwidacznia drobienie ziarna w górę profilu. Mogło być to związane z ciągłym powiększaniem się kanału. Miejscami dochodziło do wzrostu kompetencji przepływu i akumulacji w warunkach górnego płaskiego dna z przesłony trakcyjnej i powstania litofacie *Gm* oraz *Gh*. Krytyczne naprężenie ścinające mogło osiągać wtedy ponad 50 Pa. Deformacje w postaci uskoków normalnych i odwróconych oraz struktur ucieczkowych związane są z dużym naciskiem ciężkich warstw żwirowych na przesiąknięte wodą piaski występujące poniżej. Szybka aggradacja powodowała zwiększenie ciśnienia wód porowych, które wywoływało intruzje osadów (Lowe, 1975; Brennand, 1994; Russell i in., 2001). Przepływ wód w obrębie dajki został zapisany warstwowaniami zgodnymi z jej przebiegiem (Van der Meer i in., 2009). Przemieszczanie się wody oraz osadów powodowało naciski kompresyjne i powstanie uskoków odwróconych. Akumulacja osadów ozu miała miejsce prawdopodobnie równocześnie z erozją w górnym odcinku rynny subglacialnej, w której erodowane były starsze utwory czwartorzędowe i osady neogenu. Świadczy o tym obecność toczeców gliniastych i ilastych w obrębie litofacie żwirowych jednostki M1b. Z czasem doszło do całkowitego wypełnienia się kanału i odkładanie się gliny lodowcowej na brzeżnych partiach formy.

Jednostka M2 powstawała już w zaawansowanej fazie deglacji. W szczytowej partii formy istniała poszerzająca się rozpadlina lodowa. Akumulowały się w niej osady jednostki M2 (ryc. 25 – 4). Naprzemiennie występował w niej przepływ niskoenergetyczny i akumulacja litofacie *Sr* oraz zahamowanie przepływu i osadzanie się mułków. Litofacja *Sm* stanowi zapis zwiększenia się energii przepływu lub występowania spływów ziarnowych w obrębie rozpadliny. Deformacja fałdowa w osadach piaszczysto-mułkowych mogła powstać na skutek powolnego spływu przesączonych wodą osadów (Brodzikowski

i Van Loon, 1985; Van Loon, 2019). Mułki przemieszczały się w sposób plastyczny co spowodowało całkowite zatarcie ich struktury wewnętrznej, natomiast w piaskach odbywał się powolny przepływ laminarny czego efektem jest wtórne warstwowanie piasków oraz powstanie naprężeń ścinających. Przesycenie osadów wodą oraz zaburzenie równowagi gęstościowej spowodowane spływem spowodowało powstanie struktury ucieczkowej wody. Etap niskoenergetycznej akumulacji został zakończony przez spływ gruzowy zawierający w sobie fragmenty prawdopodobnie zerodowanej litofacji mułkowej.



Ryc. 25. Etapy kształtowania się ozu w Muchach: 1 – powstanie rynny subglacialnej na skutek erozji, 2 – akumulacja w rynnie w warunkach przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym; 3 – erozja osadów oraz akumulacja w powiększonym kanale pod ciśnieniem atmosferycznym; 4 – depozycja osadów w wąskiej rozpadlinie lodowej; 5 – wycofanie się lądolodu i powstanie nieciągłej pokrywy gliniastej

Podczas wytapiania się lądolodu brzeżna część formy oraz również niektóre partie szczytowe zostały pokryte gliną lodowcową (ryc. 25 – 5) o charakterze *melt-out* o czym świadczy masywna struktura z obecnymi miejscami warstwowania (Boulton, 1971), znacząca miąższość osadu, ostra granica w jego spągu, brak deformacji (Piotrowski i in., 2006) oraz brak dowodów na obecność płużenia podczas odkładania gliny (Evans i in., 2006). Podczas wytapiania się lądolodu dochodziło do spływów błotno-gruzowych osadów supraglacialnych. Na powierzchni formy powstawały płyty i soczewy diamiktonów spływowych charakteryzujących się znaczną zawartością klastów w drobnoziarnistym matriks, obecnością smugowania oraz granicą deformacyjną z podścielającymi osadami. Diamiktony na grzbiecie formy zostały pokryte miejscami warstwą piasków bezstrukturalnych, analogicznych do piasków ablacyjnych opisywanych

przez Klatkową (1982). Ustąpienie lądolodu musiało nastąpić szybko, ponieważ forma nie została w znaczny sposób przemodelowana. W niektórych płatach diamiktonów pogrzebane zostały niewielkie bryły martwego lodu. Ulegały one następnie wytapianiu a zagłębienie było stopniowo zasypywane przez wytapiany materiał oraz nadległe osady piaszczyste.

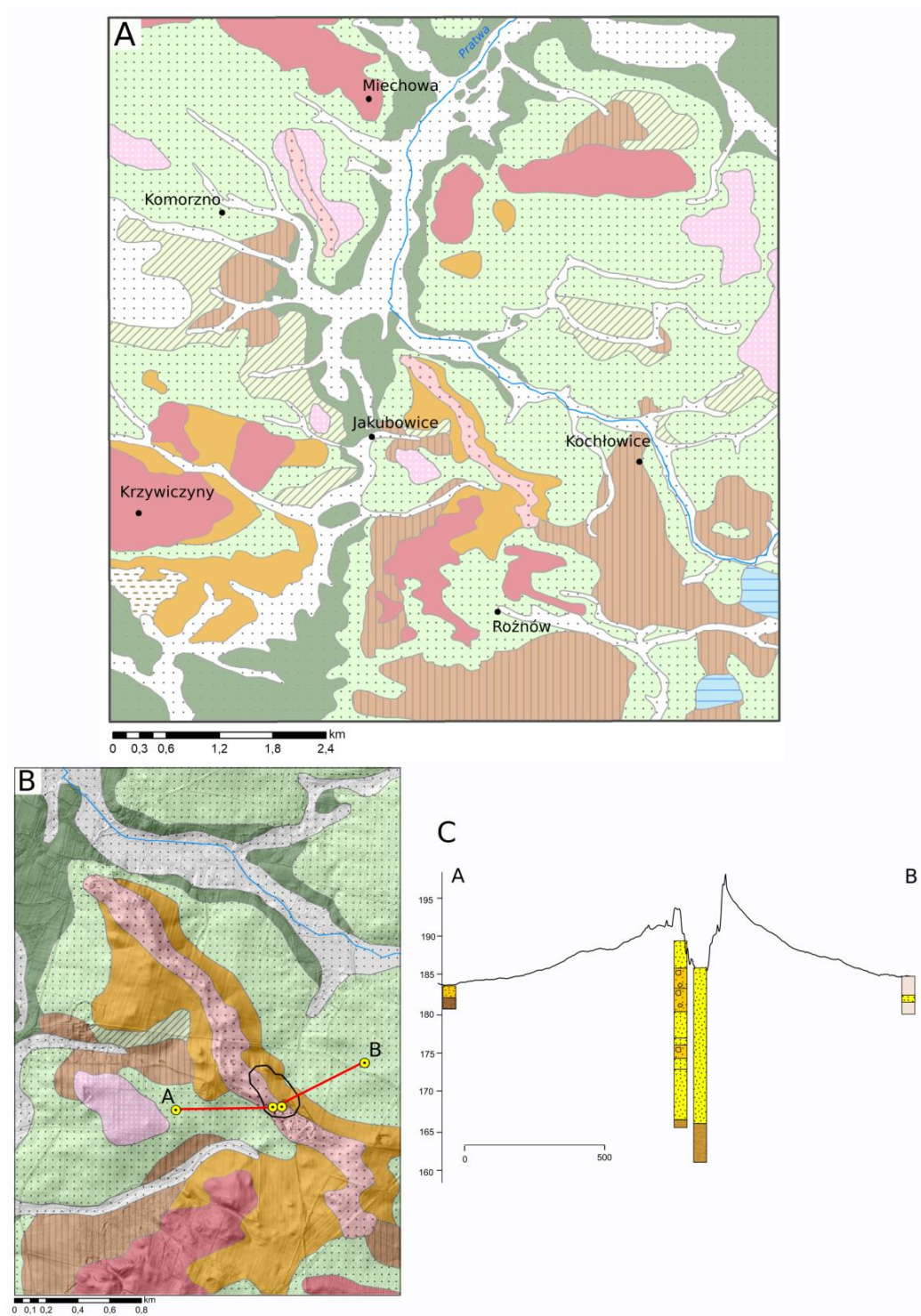
5.3. Obszar testowy Jakubowice

5.3.1. Budowa geologiczna i rzeźba

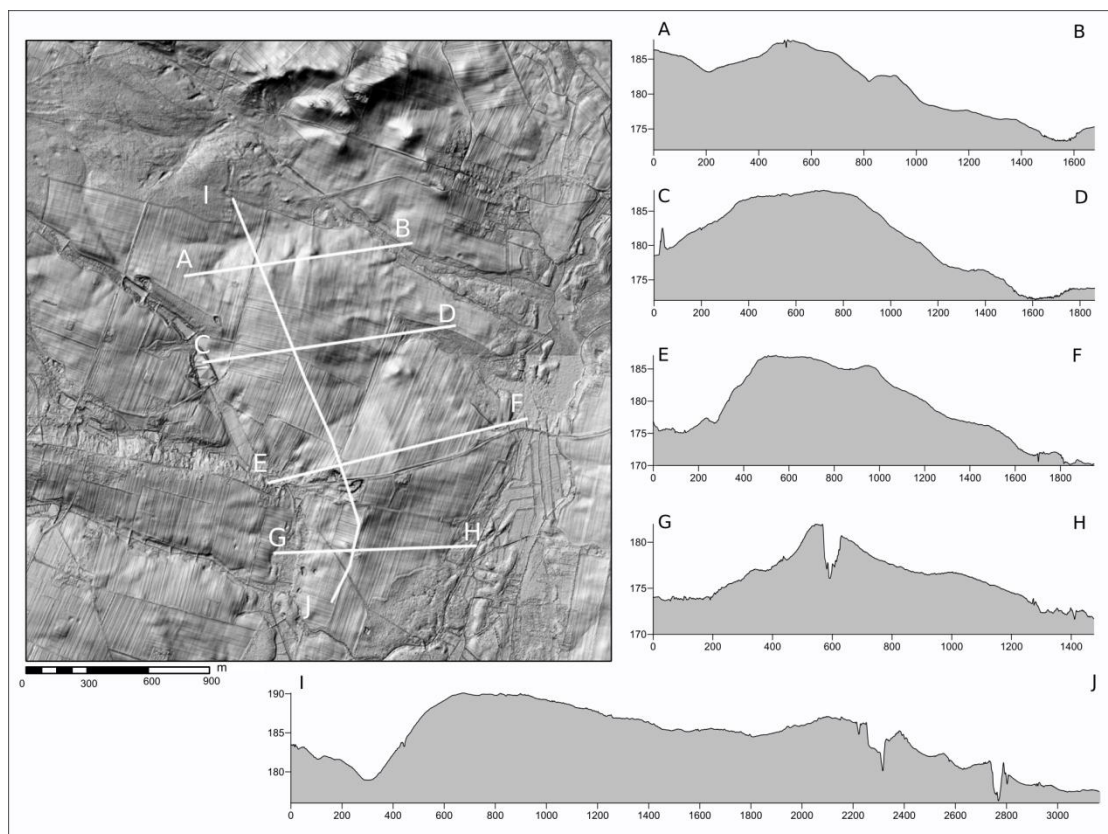
Stanowisko Jakubowice znajduje się w obrębie ozu zlokalizowanym w południowej części Wysoczyzny Wieruszowskiej. Teren ten jest dość mocno zróżnicowany pod względem geologicznym i geomorfologicznym. Cały obszar znalazł się w zasięgu lądolodu odry, natomiast lądolód warty osiągnął tu swój maksymalny zasięg i wraz z procesami fluwialnymi odpowiada za wykształcenie cech tego obszaru. Teren leży w obrębie grzędy ostrzeszowsko-wieluńskiej wchodzącej w skład monokliny przedsudeckiej. Podłoże osadów czwartorzędu stanowią ropy, mułki, piaski i żwiry neogenu oraz piaskowce, ropy oraz mułowce triasu górnego. Miąższość czwartorzędu wynosi średnio 20–30 m (Haisig i Wilanowski, 1998).

Analizowana forma podzielona jest przez dolinę Pratwy na dwa długie odcinki stanowiące oz Komorzna i oz Jakubowic. Otoczona jest przez równiny wodnolodowcowe oraz miejscami wysoczyzny zbudowane z glin lodowcowych. Są one urozmaicone licznymi pagórkami kemowymi, które występują pomiędzy wałami moren czołowych. Drobnopiękiste i średnypiękiste piaski oraz mułki tworzą terasę kemową, która otacza oz Komorzna (ryc. 26A). Zasięg lądolodu warty widoczny jest w postaci wałów moren czołowych znajdujących się na północ oraz na południe od ozu (ryc. 26A, B). Moreny na linii Krzywiczyny-Rożnów wyznaczają maksymalny zasięg lądolodu, natomiast wały w okolicy Miechowej powstały podczas postoju lądolodu w fazie recesyjnej. Zbudowane są one z gliny lodowcowej, piasków różnypiękistych i żwirów a ich wysokości względne osiągają 30 m (Haisig i Wilanowski, 1998).

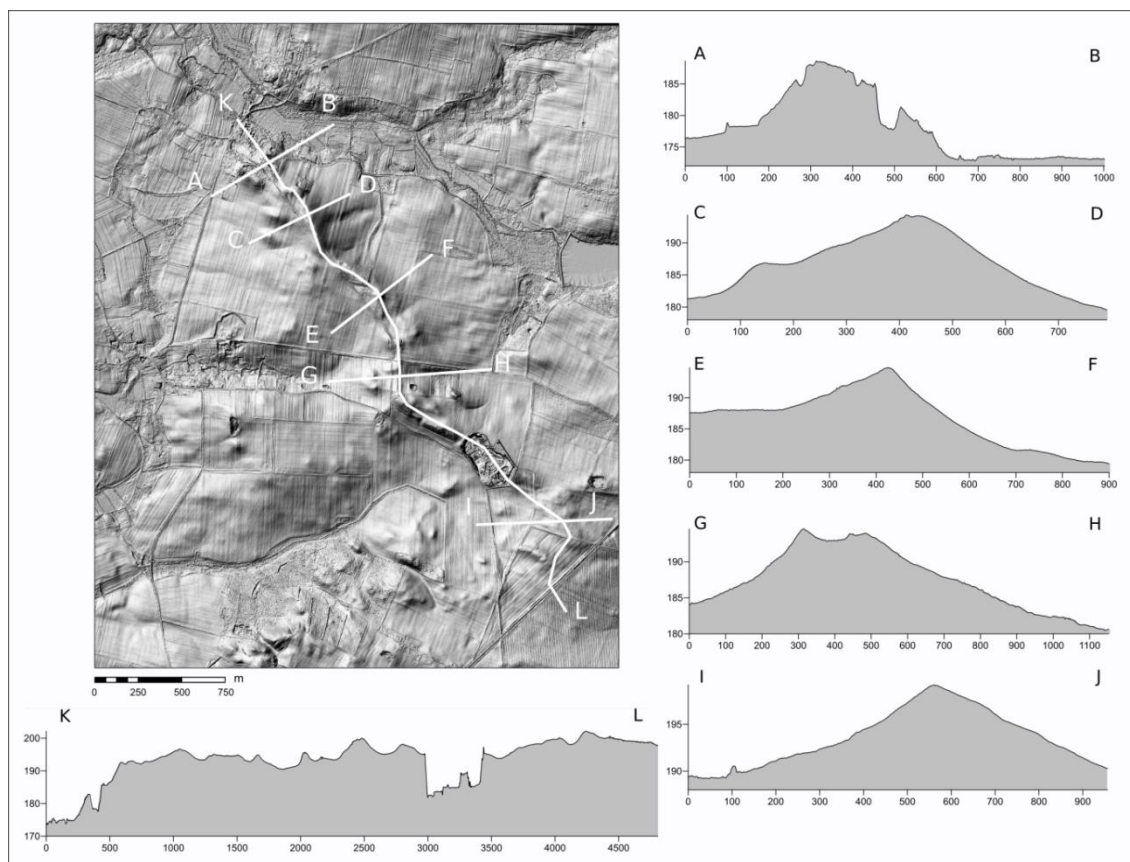
Oz Komorzno-Jakubowice składa się z dwóch segmentów: położonego bardziej na NW wału Komorzna i na SE wału Jakubowic. Rozdziela je dolina Pratwy. Zorientowany jest on w kierunku NW–SE. Cała forma ma długość 9,5 km, co sprawia, że jest jednym z najdłuższych ozów na obszarze staroglacjalnym. Wysokość względna ozu osiąga 10–15 m. Jego wydłużenie wynosi 45, krętość jest natomiast bardzo niewielka i wynosi 1,13. Wał Komorzna ma długość 2,5 km i maksymalną wysokość 186,3 m n.p.m. Nadbudowany jest terasą kemową co zwiększa znacznie jego szerokość. Razem z nią ma postać szerokiego wału o owalnym, małopiękistym grzbiecie i wysokości 10–15 m (ryc. 27).



Ryc. 26. Budowa geologiczna obszaru badań; A – budowa geologiczna okolic osu Komorzno-Jakubowice (Haisig i Wilanowski, 1996), B – lokalizacja odkrywki, wierceń i profilu na tle budowy geologicznej i ukształtowania terenu, C – profil poprzeczny przez południową część formy



Ryc. 27. Morfologia północnego odcinka ozu Komorzno-Jakubowice na podstawie danych LiDAR

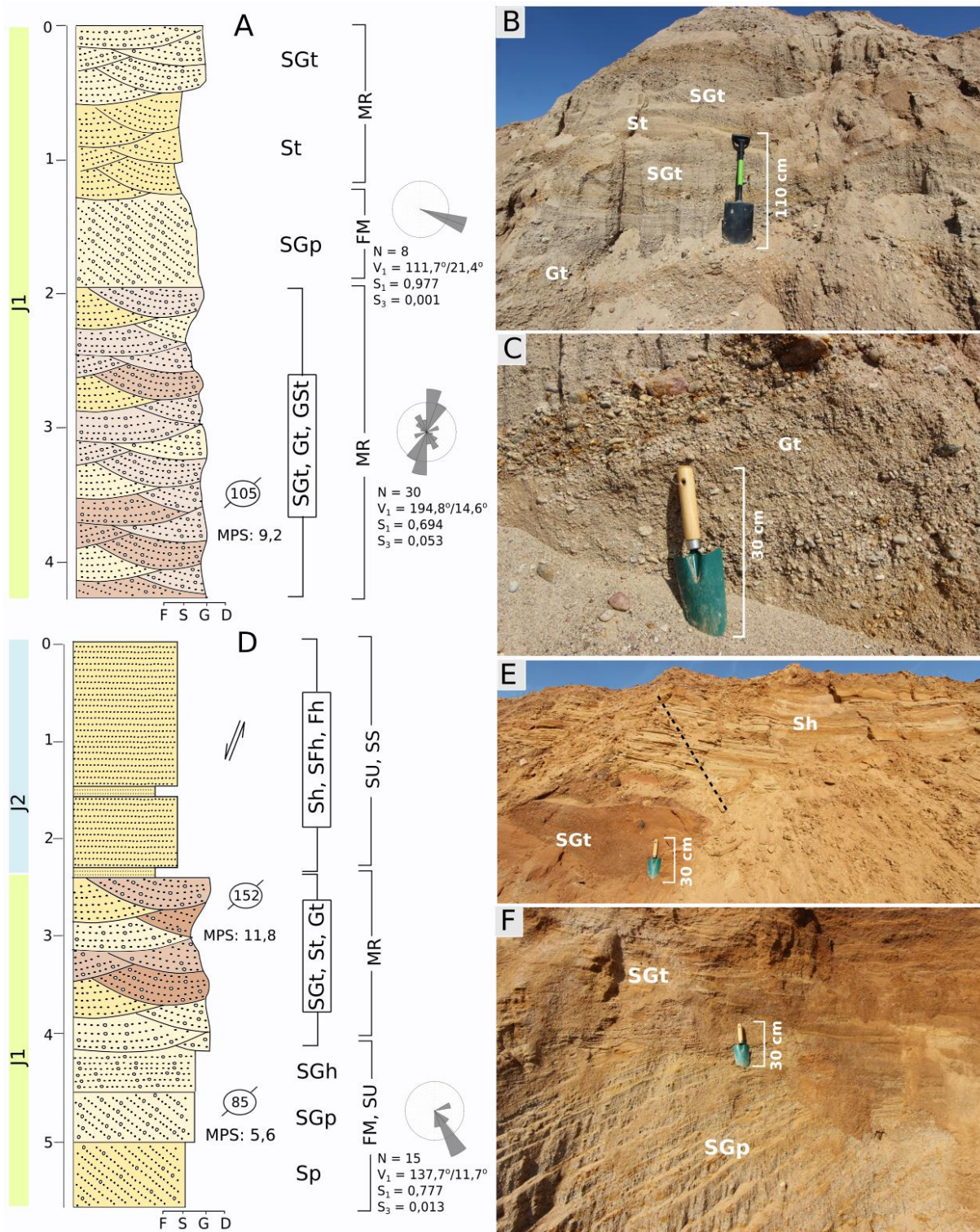


Ryc. 28. Morfologia południowego odcinka ozu Komorzno-Jakubowice na podstawie danych LiDAR

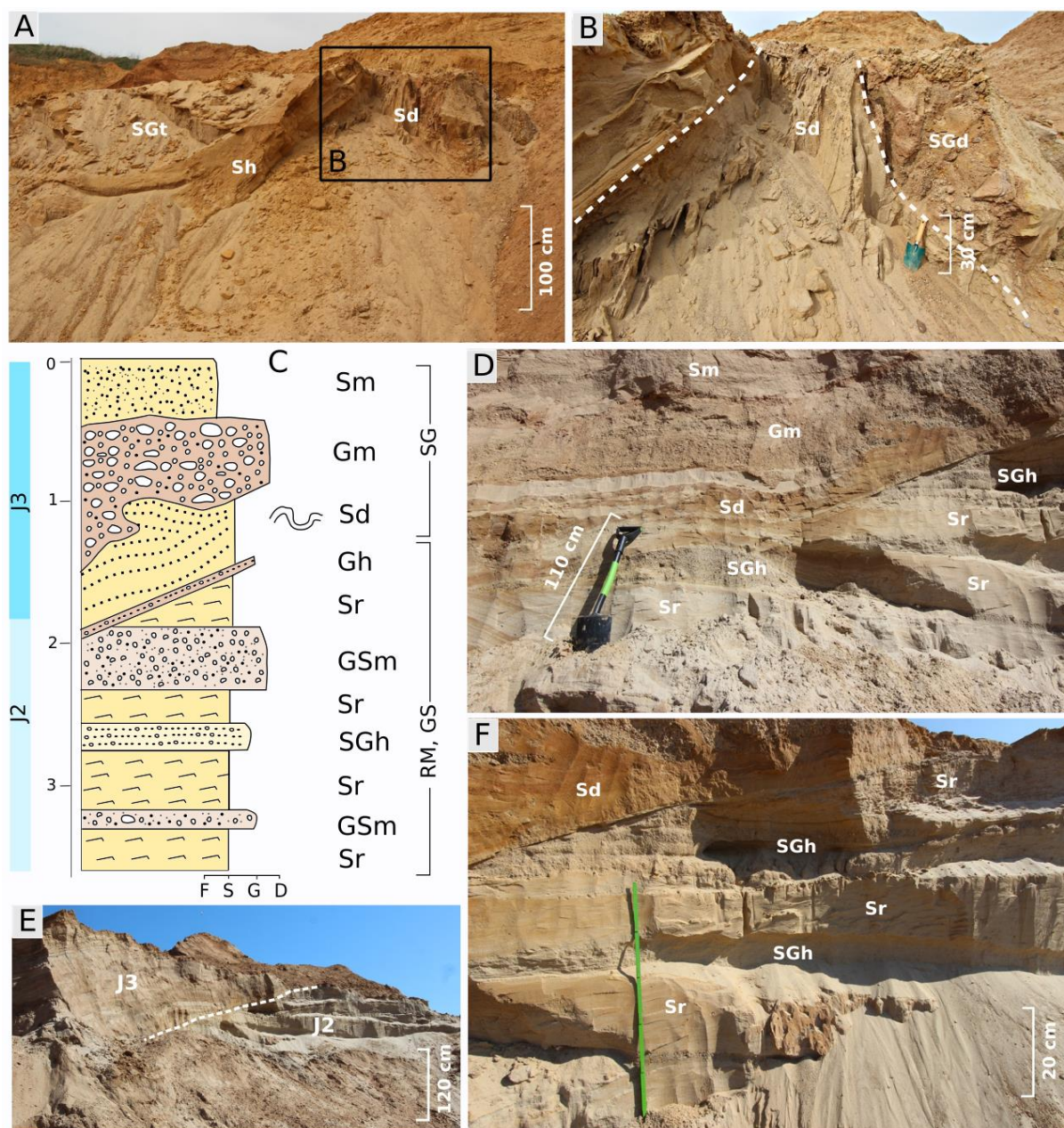
Wał Jakubowic ma długość 4 km i maksymalną wysokość 204 m n.p.m. Jego szerokość wynosi ok. 200 m a wysokość względna ok. 10 m. Posiada on bardziej „ozowy charakter” i cechuje się większą krętością niż wał Komorzna. Linia grzbietowa formy jest silniej zaznaczona a jego przekrój ma kształt zbliżony do trójkąta (ryc. 28). Posiada stoki zarówno asymetryczne jak i symetryczne (ryc. 28 – profile A–B, C–D, E–F, G–H, I–J). Przebieg linii grzbietowej jest znacznie silniej urozmaicony w segmencie południowym niż w północnym (ryc. 28 – profil K–L). Głębokość rynny, którą wypełnia oz przekracza 20 m (ryc. 26C).

5.3.2. Cechy osadów

Stanowisko Jakubowice stanowi dość płytkie odsłonięcie położone w południowej części formy. Można w jego obrębie wyróżnić dwa zespoły litofacjalne J1 oraz J2. Z jednostkami budującymi formę graniczy jednostka J3. Miąższość osadów widoczna w odsłonięciu nie przekracza 7 m, jednak wg dokumentacji geologicznej sięga 20 m, a średnio wynosi 15 m. Jednostka J1 stanowi wąską strefę, której szerokość wynosi do ok. 50 m, ograniczoną z północnej strony osadami diamiktonowymi. Budują ją wielozestawy przekątnie rynnowo warstwowanych piasków i żwirów *Gt*, *GSt*, *SGt*, *St* (ryc. 29). Dominują osady piaszczysto-żwirowe w warstwowaniach średniej skali. W rynnach żwirowych przeważa dobre upakowanie klastów, miejscami występuje tekstura *openwork*. Osady żwirowo-piaszczyste charakteryzują się rozproszonym szkieletem ziarnowym oraz słabym i bardzo słabym wysortowaniem (ryc. 29B, C). Dominuje w nich polimodalny rozkład uziarnienia. Wielkość klastów sporadycznie przekracza 15 cm, a maksymalne MPS odnotowane w odsłonięciu wynosi 11,8 cm. Kierunki warstwowań są zorientowane na SE. Osie długie klastów układają się w kierunku NNE–SSW czyli w pozycji a(t) do kierunku przepływu. Miejscami litofacje warstwowanych przekątnie rynnowo osadów rozdzielone są osadami litofacji *SGp* i *Sp* o miąższości dochodzącej do ok. 70 cm (ryc. 29F). Warstwy zapadają w kierunku SE. Lokalnie pojawiają się również warstwy horyzontalnie warstwowanych piasków ze żwirem o niewielkiej miąższości i słabym wysortowaniu. W obrębie tej jednostki występują pojedyncze, duże struktury ucieczkowe, w których dochodzi do blisko pionowego ustawienia warstw (ryc. 30A, B). Obejmują one osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe. Szerokość największej odnotowanej struktury przekracza 1,5 m. W sąsiedztwie tych struktur ma miejsce również poddarcie otaczających osadów. Szerokość zaburzonych stref dochodzi do 3 m a miąższość przekracza 1 m. Dokładna amplituda deformacji jest trudna do określenia z powodu braku możliwości prześledzenia jej dolnej części.

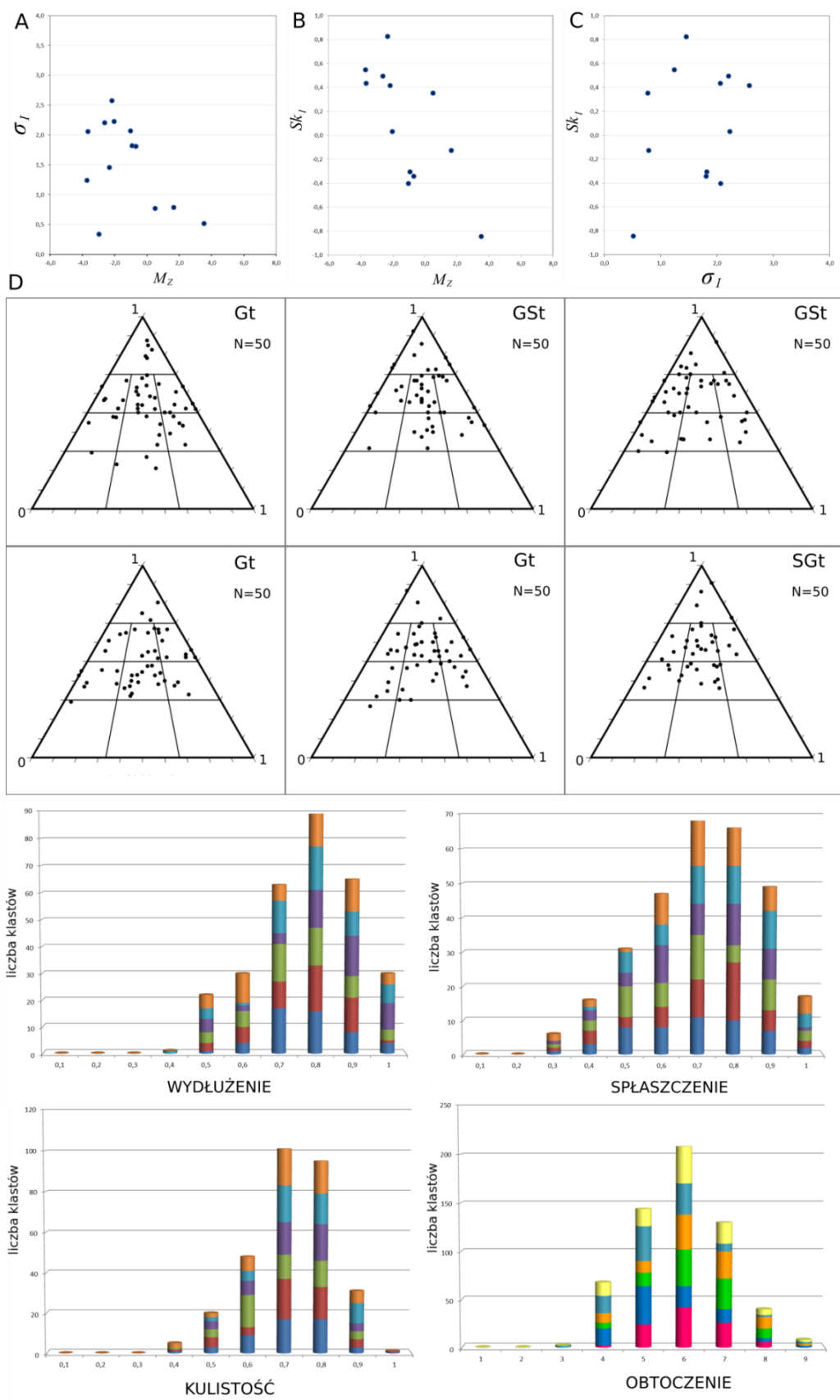


Ryc. 29. Jakubowice. Osady zespołów litofacjalnych J1 i J2, A – profil litofacjalny osadów zespołu J1, B – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry i piaski zespołu J1, C – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry z rozproszonym i zwartym szkieletem ziarnowym, D – profil litofacjalny osadów jednostek J1 i J2, E – horyzontalnie warstwowane piaski zespołu J2, F – przekątnie płasko warstwowane piaski ze żwirem oraz piaski ze żwirem warstwowane rynnowo zespołu J1



Ryc. 30. Jakubowice. Osady zespołów litofacjalnych J1, J2 i J3, A – pionowe ustawienie warstw piasków i piasków ze żwirem w dużej strukturze ucieczkowej oraz poddarcie osadów masywnych piasków w jednostce J1, B – jw. centralna część deformacji, C – profil litofacjalny osadów jednostek J2 i J3, D – masywne piaski i żwiry rozcinające riplemarkowo warstwowane piaski i żwiry piaszczyste jednostki J2, E – kontakt zespołu litofacjalnego J2 i J3, F – riplemarkowo warstwowane piaski rozdzielone litofacjami piasków ze żwirem i piaszczystych żwirów zespołu J2

Nad zespołem litofacjalnym J1 znajduje się jednostka J2 zbudowana ze znacznie drobniejszych osadów. W środkowej części formy dominują w tym zespole litofacie horyzontalnie warstwowanych piasków *Sh*, *SGh*, niekiedy piasków z mułkami *SFh*. Ich miąższość osiąga 2,5 m (ryc. 29D, E). Charakteryzują się średnim wysortowaniem i obecnością pojedynczych uskoków normalnych o zrzutach do kilkunastu cm.



Ryc. 31. Cechy teksturalne osadów ozu Jakubowic; A – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren, B – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren, C – stosunek skośności do wysortowania, D – wyniki analizy kształtu i obróbki klastów

W brzeżnej części formy większy jest udział piasków riplemarkowych *Sr*, piasków masywnych *Sm* oraz masywnych, piaszczystych żwirów *GSm* (ryc. 30C, F). Grubość kolejnych warstw waha się od kilku cm do ok. 30 cm. Największą miąższością charakteryzują się litofacje *Sm* i *Sr* (20–30 cm). W osadach *Sm* wysortowanie jest słabe natomiast w *Sr* umiarkowanie dobre. Miąższość całego zespołu osiąga maksymalnie 4 m. W zachodniej części odsłonięcia w jego brzeżnej części widoczne jest rozcięcie osadów naprzemiennie zalegających piasków riplemarkowych oraz litofacji piaszczysto-żwirowych jednostki J2 przez masywne i lekko zdeformowane osady piasków *Sd* i *Sm* oraz żwirów *Gm* (ryc. 30D, E). Żwiry charakteryzują się rozproszonym szkieletem ziarnowym i bardzo słabym wysortowaniem. Osady te tworzą jednostkę J3 ograniczającą od zachodu osady ozu. Ich miąższość powiększa się w kierunku zachodnim zgodnie ze zmniejszaniem się miąższości zespołu J2 (ryc. 30E).

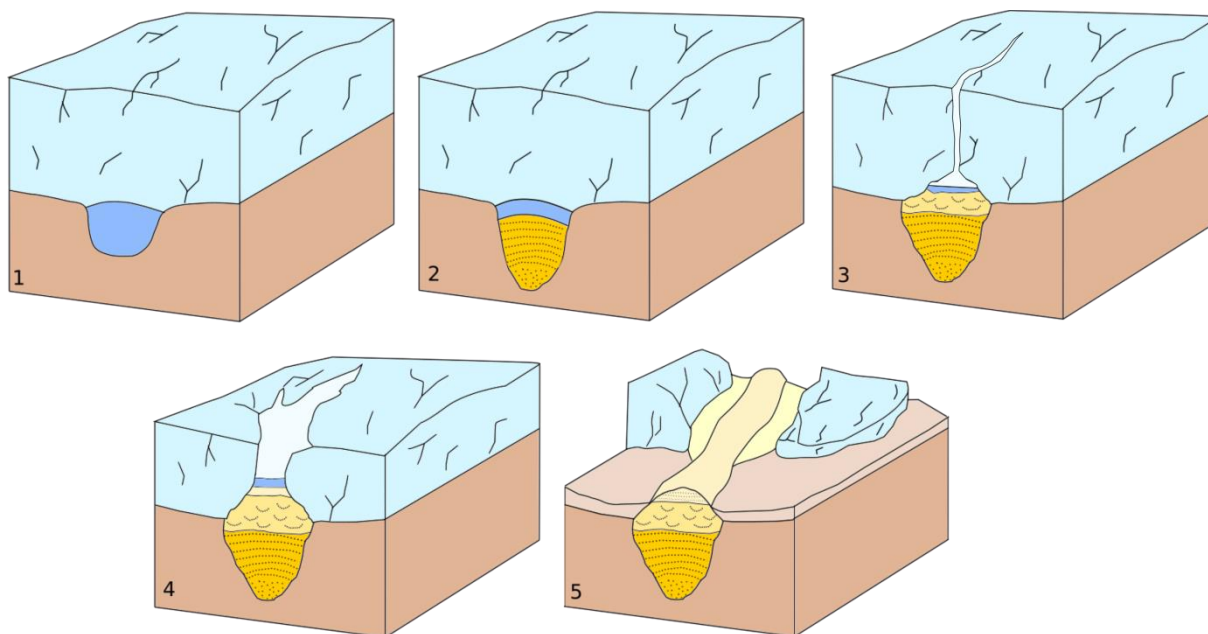
W osadach ozu Komorzno-Jakubowice dominują osady o słabym i bardzo słabym wysortowaniu. Skośność osadów jest bardzo zróżnicowana (ryc. 31). Udział skał z lokalnego podłoża wynosi średnio 8%. Obtoczenie klastów wykazuje średnio 0,6 wg wzorca Krumbeina (1941) a klasty skupiają się w przedziale 0,5–0,7 (ryc. 31). Wskaźnik wydłużenia klastów wynosi średnio 0,77, spłaszczenia – 0,71 a *maximum projection sphericity* – 0,72. Dominują klasty o kształcie *compact-bladed* (23,4%) oraz *bladed* (18,6%).

5.3.3. Interpretacja

Oz Komorzno-Kochłowice powstał w dość wąskiej lecz głębokiej rynnie subglacjalnej. Niestety z powodu niewielkiej głębokości odsłonięcia, niemożliwe jest prześledzenie genezy osadów powstających w początkowym etapie formowania się ozu. Niezbyt duża szerokość formy, jej znaczne wydłużenie oraz wynikające z wierzeń strome stoki rynny wskazują na erozję i początkową akumulację w warunkach subglacjalnych pod ciśnieniem hydrostatycznym (ryc. 32 – 1, 2).

Akumulacja osadów zespołu J1 odbywała się w wąskiej rynnie subglacjalnej, głównie w fazie istnienia otwartej rozpadliny lodowej (ryc. 32 – 3). Litofacje *Gt*, *GSt*, *SGt* tworzące dolną część serii powstawały poprzez migrację trójwymiarowych megariplemarków. Duże zróżnicowanie teksturalne osadów świadczy o zmienności warunków przepływu. Dominowały jednak przepływy średnioenergetyczne w korytach o głębokości 2–7 m. Prędkość przepływu odpowiedzialna za akumulację najbardziej gruboklastycznych osadów dochodziła do $1\text{--}3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Krytyczne naprężenie ścinające wynosiło 30–50 Pa. Zachodziła również progradacja odsypów piaszczysto-żwirowych na skutek przyrostu dystalnego

i akumulowanie litofacji *SGp* i *Sp*. Nie ma dowodów na istnienie przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym na tym etapie funkcjonowania rynny. Forma rozwinęła się w brzeżnej części maksymalnego zasięgu lądolodu warty, którego grubość podczas początkowej fazy deglacjacji mogła być niewielka. Duży nacisk zakumulowanych warstw żwirów oraz otaczającego rynnę lądolodu, doprowadziły do powstania struktur ucieczkowych. Zwiększenie ciśnienia porowego w bardziej drobnoziarnistych osadach zalegających głębiej spowodowało ich gwałtowne wyciśnięcie do góry oraz poddarcie i przerwanie ciągłości warstw występujących powyżej (Lowe, 1975; Van Loon, 2019). Ruch wody musiał odbywać się do góry o czym świadczy zwężanie się struktury w tym kierunku oraz poddarcie otaczających osadów. Drobnienie osadów w górę profilu świadczyć może o stopniowym otwieraniu się kanału. Przez pewien czas nadal dominowała akumulacja korytowa trójwymiarowych megariplemarków oraz odsypów poprzecznych, ale już o niższej energii.



Ryc. 32. Etapy kształtowania ozu w Jakubowicach: 1 – powstanie rynny subglacialnej na skutek erozji, 2 – akumulacja w rynnie pod ciśnieniem hydrostatycznym; 3 – akumulacja w kanale z niewielką rozpadliną pod ciśnieniem atmosferycznym; 4 – depozycja w wąskiej rozpadlinie lodowej; 5 – wycofanie się lądolodu z południowej części ozu i powstanie nadbudowy terasą kemową w jego części północnej

Po poszerzeniu się rozpadliny rozpoczęło się tworzenie zespołu J2. Zaczęły dominować zalewy warstwowe oraz przepływy w warunkach górnego płaskiego dna o charakterze piaszczystym. Energia przepływów była zmienna i zależna od dostępu do wód ablacyjnych. W kolejnym etapie tworzenia się formy powstały osady w sukcesji *GSm*, *SGh* → *Sr*, który stanowi zapis opadania fali wezbraniowej. W czasie zwiększenia ablacji lodowca miały

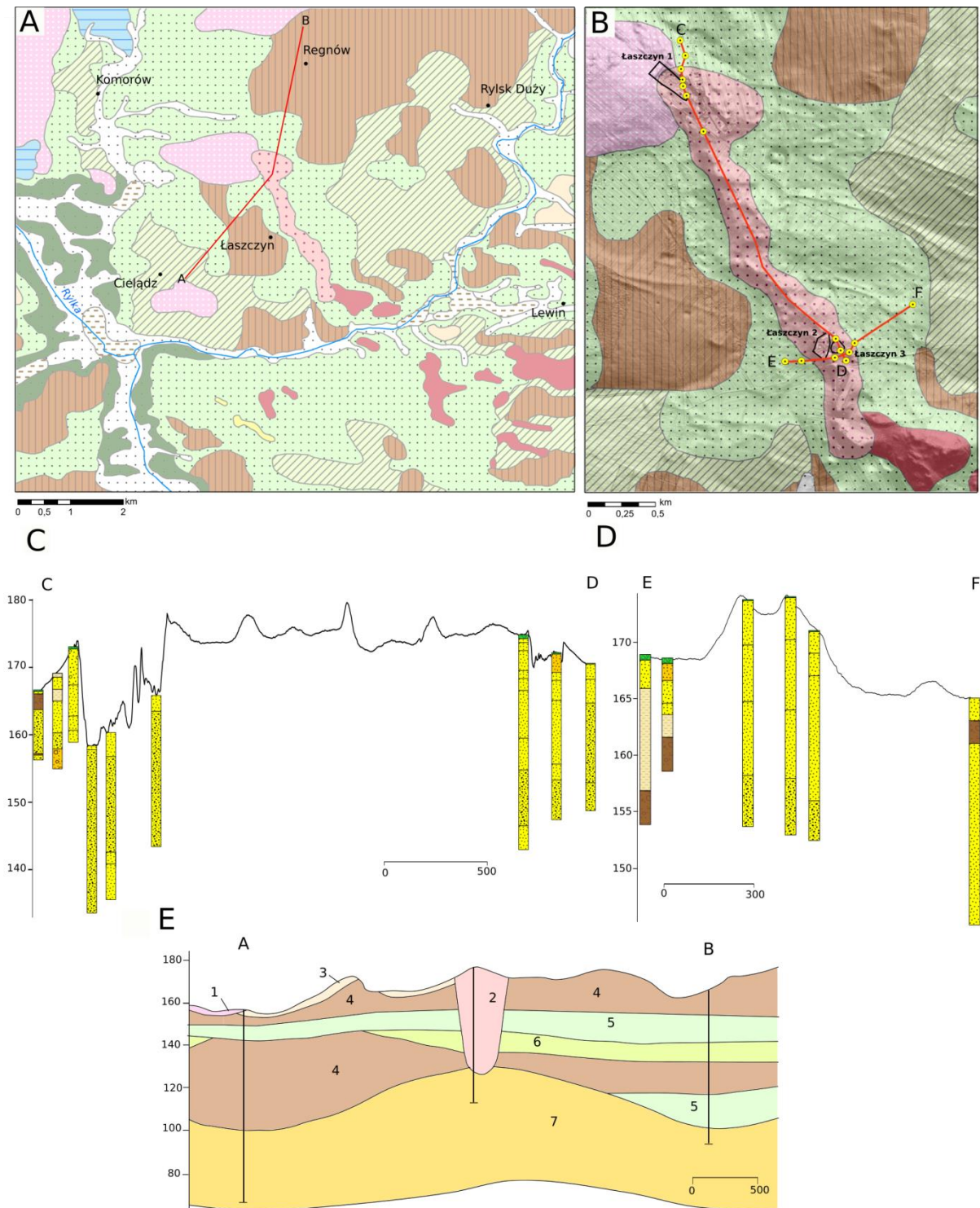
miejsce bardziej energetyczne przepływy, które zapisały się cienkimi warstwami litofacji *GSm* lub *SGh*. Natomiast podczas zmniejszenia energii następowała migracja riplemarków i akumulacja litofacji *Sr* (Zieliński, 2015). W brzeżnych partiach formy na kontakcie z lodem dochodziło do spływów, które rozcinały osady i tworzyły rynny erozyjne wypełnione masywnymi lub zdeformowanymi osadami piaszczysto-żwirowymi.

Forma określona jako oz Jakubowic powstawała w dwóch etapach, początkowo w rynnie subglacialnej następnie w rozpadlinie lodowcowej. Wał moren czołowych zasięgu lądolodu warty dowodzi istnienia etapu postojowego na tym obszarze. W tym czasie lodowiec był odwadniany przez rynnę Komorzno-Jakubowice. Ciągłość wału Jakubowic oraz struktury sedymentacyjne osadów świadczą o powstawaniu ozu na skutek ciągłego przepływu wód. Rozpadlina powstała w fazie deglacjacji miała charakter podłużnego kanału ograniczonego ścianami lodu, który kształtem nawiązywał do rynny. Świadczy o tym istnienie nadbudowy osadami drobnoziarnistymi, przy jednoczesnym zachowaniu morfologicznych cech ozu. Inna sytuacja miała miejsce w ozie Komorzna gdzie akumulacja kontynuowana była również po otwarciu kanału subglacialnego oraz na dalszym etapie deglacjacji obszaru. Spowodowało to powstanie otaczającej oz terasy kemowej (ryc. 32 – 5). O szczegółach genezy segmentu północnego autorka nie może się wypowiedzieć z powodu braku odsłonień umożliwiających przeprowadzenie badań w jego obrębie. Wał moren czołowych znajdujących się na północ od ozu wskazuje na obecność kolejnej fazy postojowej lądolodu. Oz Komorzno-Jakubowice powstał więc pomiędzy fazą maksymalną a recesyjną lądolodu warty.

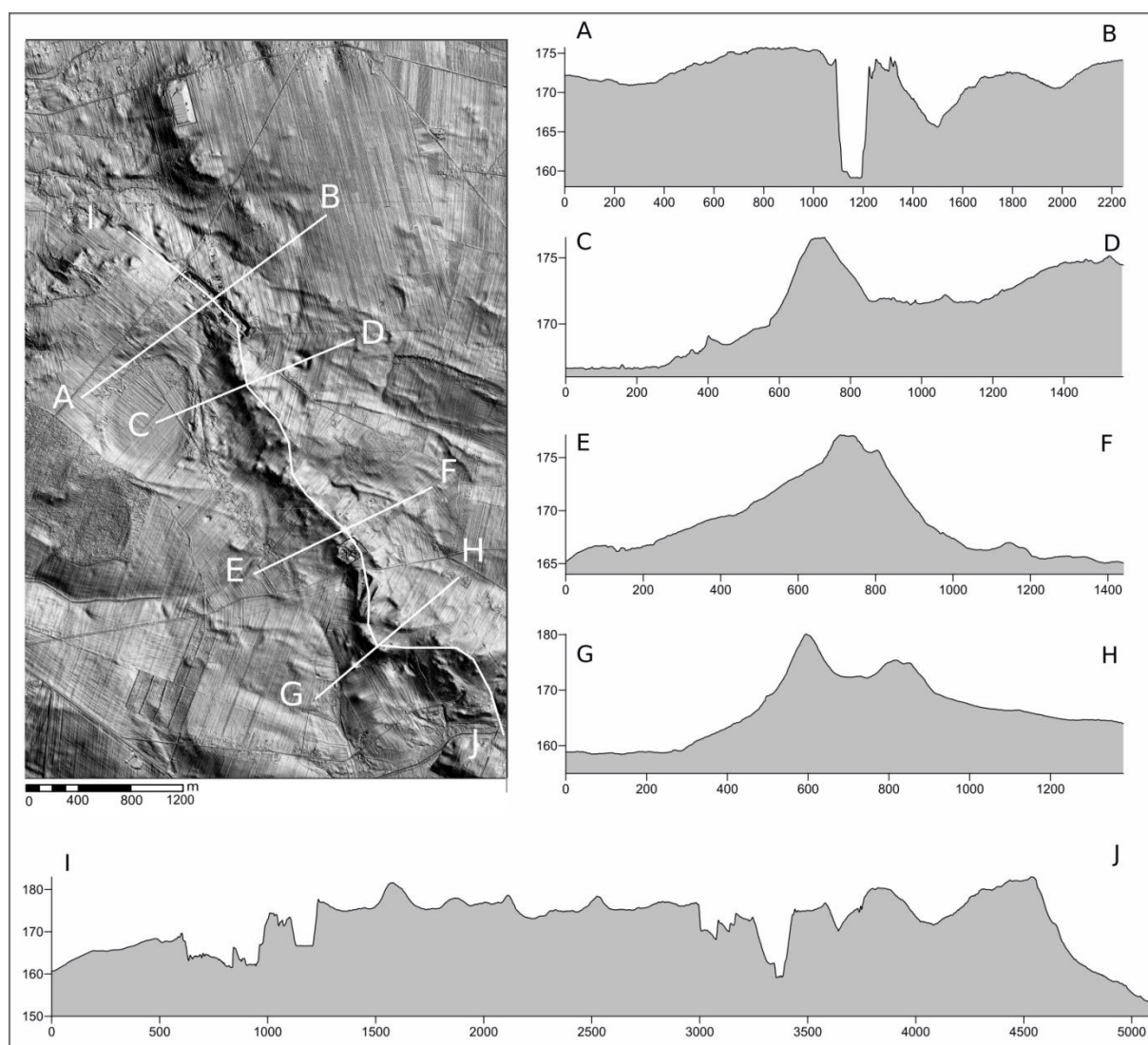
5.4. Obszar testowy Łaszczyn

5.4.1. Budowa geologiczna i rzeźba

Stanowisko Łaszczyn położone jest w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Rawskiej (Kondracki, 2001; Solon i in., 2018). Cały obszar znalazł się w zasięgu lądolodu warty. Położony jest w niecce brzeżnej blisko granicy z wałem środkowopolskim. W podłożu czwartorzędu znajdują się iły, mułki i piaski neogenu. Osady czwartorzędu stanowią zwartą i ciągłą pokrywę, której miąższość wynosi średnio 30–40 m. Obszar otaczający oz stanowią głównie piaszczysto-żwirowe równiny wodnolodowcowe oraz zbudowana z gliny wysoczyzna lodowcowa (ryc. 33A). Oz Łaszczyna znajduje się w rynnie subglacialnej rozcinającej osady neogeńskie (ryc. 33E), a miąższość osadów budujących formę dochodzi do 50 m (Włodek, 2012). Na S i SE od analizowanej formy znajdują się wzniesienia uznane za moreny czołowe stanowiące zasięg jednej z faz recesyjnych lądolodu warty (Włodek, 2012).



Ryc. 33. Budowa geologiczna obszaru badań; A – budowa geologiczna okolic ozu w Łaszczynie, lokalizacja przekroju geologicznego (Włodek, 2009), B – lokalizacja odkrywek, wierceń i profili na tle budowy geologicznej i ukształtowania terenu, C – profil podłużny, D – profil poprzeczny przez południową część formy, E – przekrój geologiczny (fragment wg Włodek, 2009), plejstocen: 1 – gliny zwałowe plateau kemowych, 2 – piaski i żwiry ozów i akumulacji szczelinowej, 3 – piaski i żwiry lodowcowe, 4 – gliny zwałowe, 5 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 6 – piaski i mułki rzeczno-wodnolodowcowe, neogen: 7 – piaski, iły i mułki z przewarstwieniami węgla brunatnego



Ryc. 34. Morfologia ozu w Łaszczynie na podstawie danych LiDAR

W przeszłości interpretowane jako moreny maksymalnego zasięgu (Balińska-Wuttke, 1960). Ponad równię wodnolodowcową wznoszą się plateau kemowe zbudowane z drobnoziarnistych piasków i mułków. Charakteryzują się one spłaszczoną i słabo urozmaiconą powierzchnią oraz niekiedy znaczną rozległością. Jedno z nich graniczy bezpośrednio od północnego-zachodu z ozem Łaszczyna (ryc. 33A, B). W okolicy plateau kemowych na powierzchni występują ily, mułki i piaski wytopiskowe. Stanowią one ślady deglacji arealnej tego obszaru (Rdzany, 1997; Włodek, 2012). W odległości 5–6 km na wschód od analizowanej formy znajduje się kolejny oz złożony z kilku odcinków o długości 0,3–0,6 km i znacznie mniejszej szerokości niż oz w Łaszczynie. Został zinterpretowany jako oz „paciorkowy”, którego geneza związana jest z cofaniem się czoła lodowca i bramy lodowcowej (Włodek, 2012). Zorientowany jest w kierunku NNE–SSW.

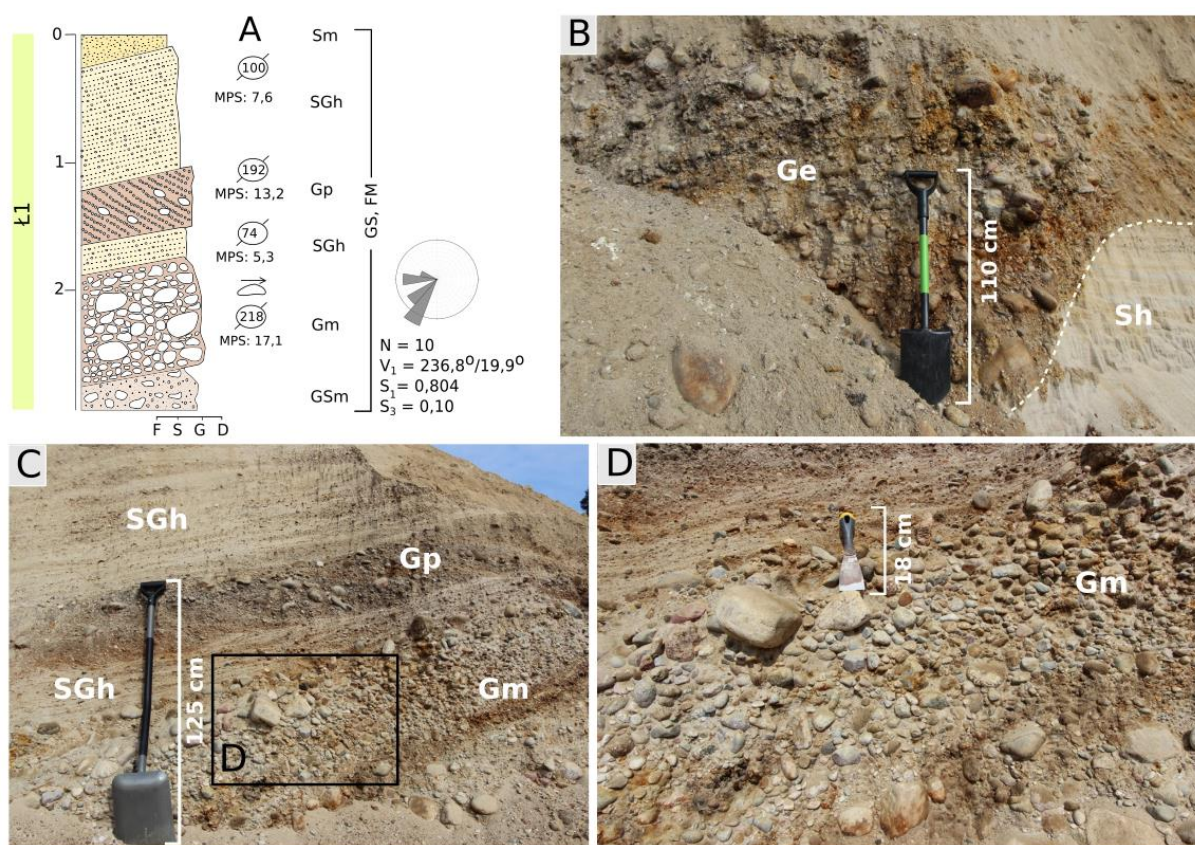
Oz Łaszczyzna tworzy wał o długości ok. 3,5 km zorientowany z NNW na SSE. Szerokość wału dochodzi do 400 m. Jego wydłużenie wynosi 9 natomiast krętość jest niewielka i osiąga 1,13. Wysokość względna formy osiąga 20 m. Profil podłużny jest niewyrównany, występuje kilka wzniesień i obniżen w obrębie linii grzbietowej (ryc. 34, profil I–J). Maksymalna wysokość wynosi 182,2 m n.p.m. w kulminacji Dobrej Góry (północna część). W północnej części formy wschodni jej stok nie jest zarysowany w terenie, ponieważ przylega bezpośrednio do terasy kemowej (ryc. 34, profil A–B). Część środkowa i południowa ma wyraźniejszy charakter wału o częściowo symetrycznych stokach (ryc. 34 C–D, E–F, G–H). Południowy kraniec formy graniczy bezpośrednio z wałem o wysokości kulminacji 183,4 m n.p.m. uznanym za morenę czołową. Rynna, w której powstał oz, jest głęboka na ponad 30 m (ryc. 33C, E) a jej stoki są najprawdopodobniej strome (ryc. 33D).

5.4.2. Cechy osadów

Analiza litofacyjna osadów tzw. Wału Rylska została przedstawiona przez Jakcę i Rdzanego (2002). Przeprowadzone przez nich badania zostały poszerzone o dodatkowe analizy. Wyróżnili oni trzy kompleksy litofacyjne tworzące opisywaną formę, co zostało potwierdzone również w badaniach autorki. Miąższość osadów formy sięga 30–50 m (Jaksa i Rdzany, 2002; Włodek, 2012). Wał zbudowany jest z kompleksu glacyfluwialnego dolnego Ł1, środkowego Ł2 oraz górnego Ł3.

Kompleks Ł1 jest dość zróżnicowany pod względem osadów go budujących. Jego miąższość widoczna w odsłonięciu dochodzi do ok. 9 m. Dolną część profilu tworzą horyzontalnie warstwowane żwiry i piaski *Gh*, *SGh*, *Sh*, żwiry masywne *Gm* i *GSm* oraz warstwowane przekątnie płasko *Gp*. Charakteryzują się pochyleniem warstw w niektórych partiach formy pod kątem od kilku do 20° w kierunku SW (ryc. 35). Seria ta odsłania się w najgłębszej części kopalni a jej widoczna miąższość wynosi do 3 m. Litofacje *GSm* cechują się bardzo słabym wysortowaniem i rozproszonym szkieletem ziarnowym. Występuje w nich bimodalny układ uziarnienia. W niektórych warstwach *Gh* upakowanie klastów jest większe i występuje zwarty szkielet ziarnowy (ryc. 35D). Wielkość klastów przekracza 20 cm. Orientacja warstwowań w litofacji *Gp* o niezaburzonej strukturze wykazuje kierunek NNW–SSE. Miejscami osady rozcięte są rynnami erozyjnymi (ryc. 35B), których głębokość sięga 2 m. Wypełnione są one masywnymi żwirami lub żwirami z widocznym warstwowaniem z pewnym udziałem gładów. MPS w jednej z udokumentowanych rynien wynosi 22 cm, natomiast średnice największych klastów osiągają 28 cm. Żwiry są bardzo słabo wysortowane i występuje w nich rozproszony szkielet ziarnowy. Dominuje polimodalny

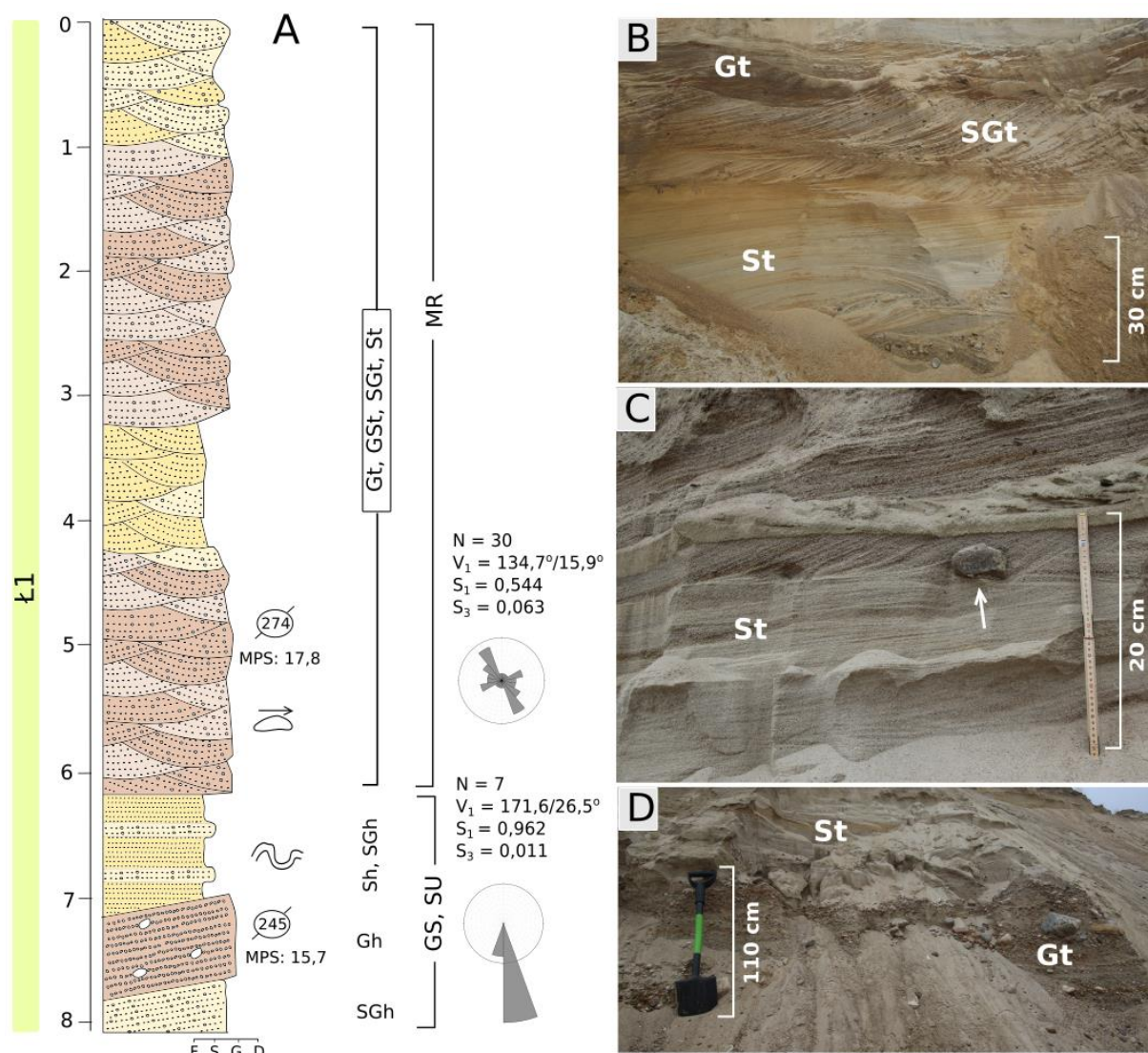
rozkład uziarnienia. Powyżej znajdują się przekątnie rynnowo warstwowane piaski, piaski ze żwirem oraz żwiry *St*, *SGt*, *GSt*, *Gt* (ryc. 36). Głębokość rynien waha się od kilkunastu cm do 1,2 m (ryc. 36B, D) a miąższość całego zespołu wynosi ok. 6 m. Litofacje żwirowe charakteryzują się rozproszonym szkieletem ziarnowym i słabym wysortowaniem. Średnice największych klastów przekraczają 25 cm a MPS wynosi 17,8 cm. Przeważnie znaczny jest udział piaszczystego matriksu. W piaszczystych rynnach występują liczne klasty żwirowe (ryc. 36B). Orientacja warstwowań wykazuje kierunek NNW–SSE. Dominują klasty w położeniu a(p), jest również pewien udział klastów o układzie a(t). W górnej części kompleksu obok osadów warstwowanych przekątnie rynnowo występują również litofacje horyzontalnie warstwowanych piasków *Sh*, *SGh*, przekątnie płasko warstwowanych żwirów *Gp* (ryc. 37B) oraz niewielkiej miąższości warstwy mułków (do kilku cm) *Fm*, *Fd*. W osadach mułkowych występują zaburzenia a warstwy są niekiedy porozrywane (ryc. 37G).



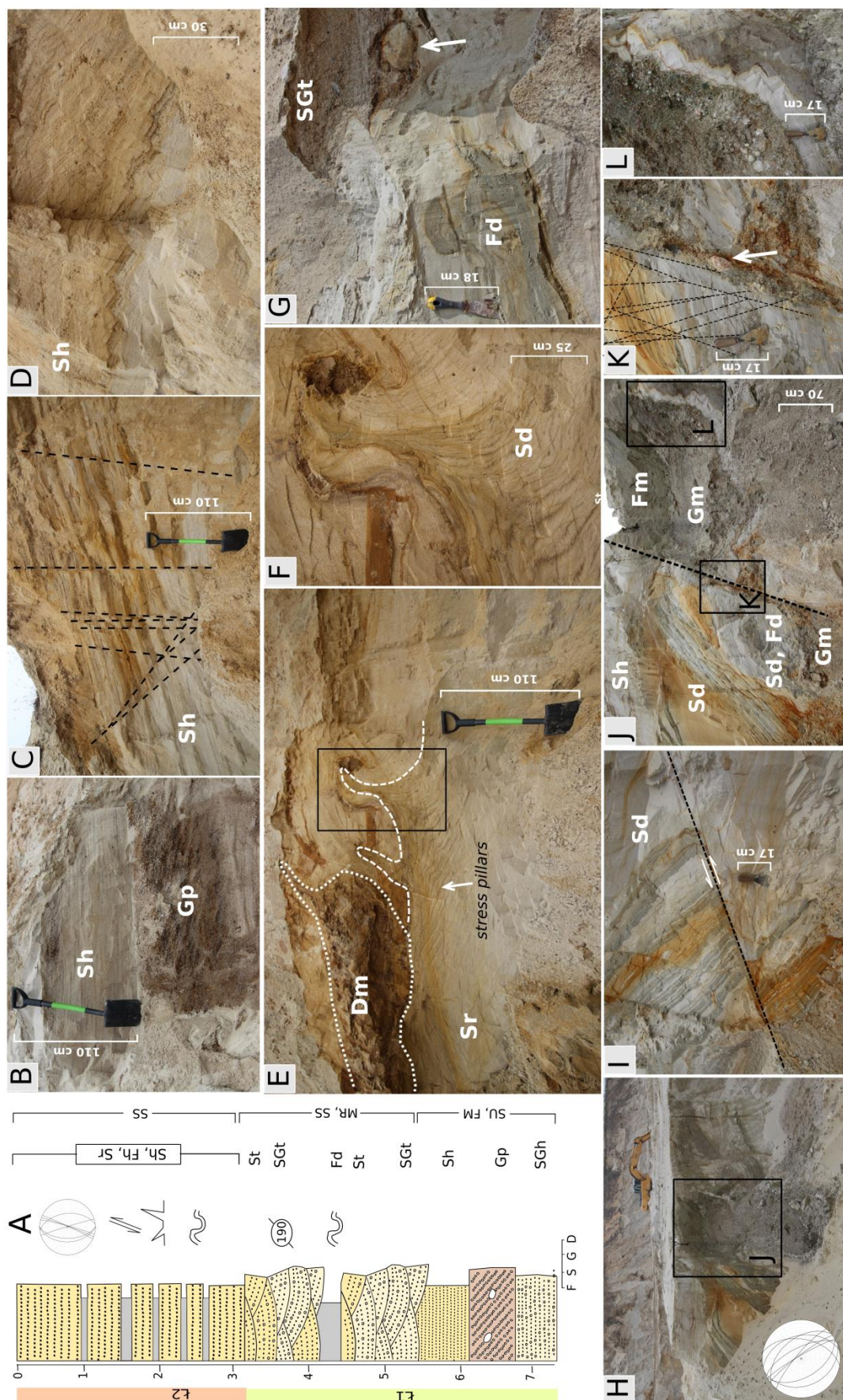
Ryc. 35. Łaszczyn, osady kompleksu Ł1, A – profil litofacyjny osadów dolnej części jednostki Ł1, B – wielkoskalowe rozcięcie erozyjne wypełnione warstwowanymi żwirami, C – pochylony zespół litofacji masywnych i przekątnie płasko warstwowanych żwirów oraz piasków ze żwirami warstwowanych horyzontalnie, D – żwiry masywne ze zwartym szkieletem ziarnowym

Powyżej kompleksu Ł1 znajduje się kompleks Ł2 o miąższości minimum 3 m. Zbudowany jest z naprzemianległych zestawów piasków warstwowanych horyzontalnie i riplemarkowo *Sh*, *Sr* oraz mułków *Fh* (ryc. 36). Warstwy mułkowe rozdzielają osady

piaszczyste mają miąższość przeważnie 1–10 cm. W brzeżnych częściach formy w osadach drobnoziarnistych leżą soczewy i przewarstwienia bardzo słabo wysortowanych żwirów. Kompleks ten charakteryzuje się występowaniem dużej ilości zaburzeń zarówno ciągłych, jak i nieciągłych. Osady są silnie porozcinane przez gęstą siatkę uskoku głównie normalnych o rzutach od kilku milimetrów do ok. 50 cm (ryc. 37C, D). Uskoki zapadają przeważnie w kierunku W lub E a więc w stronę stoków formy. W osadach piaszczysto-mułkowych znajdują się pogrążone bryły diamiktonu, w pobliżu których powszechnie występują deformacje plastyczne i struktury ucieczkowe (ryc. 37E, F). Rozmiary największych odnotowanych struktur dochodzą do 50 cm. W obrębie dolnych części większych struktur ucieczkowych występują struktury typu *stress pillars* (ryc. 37E).



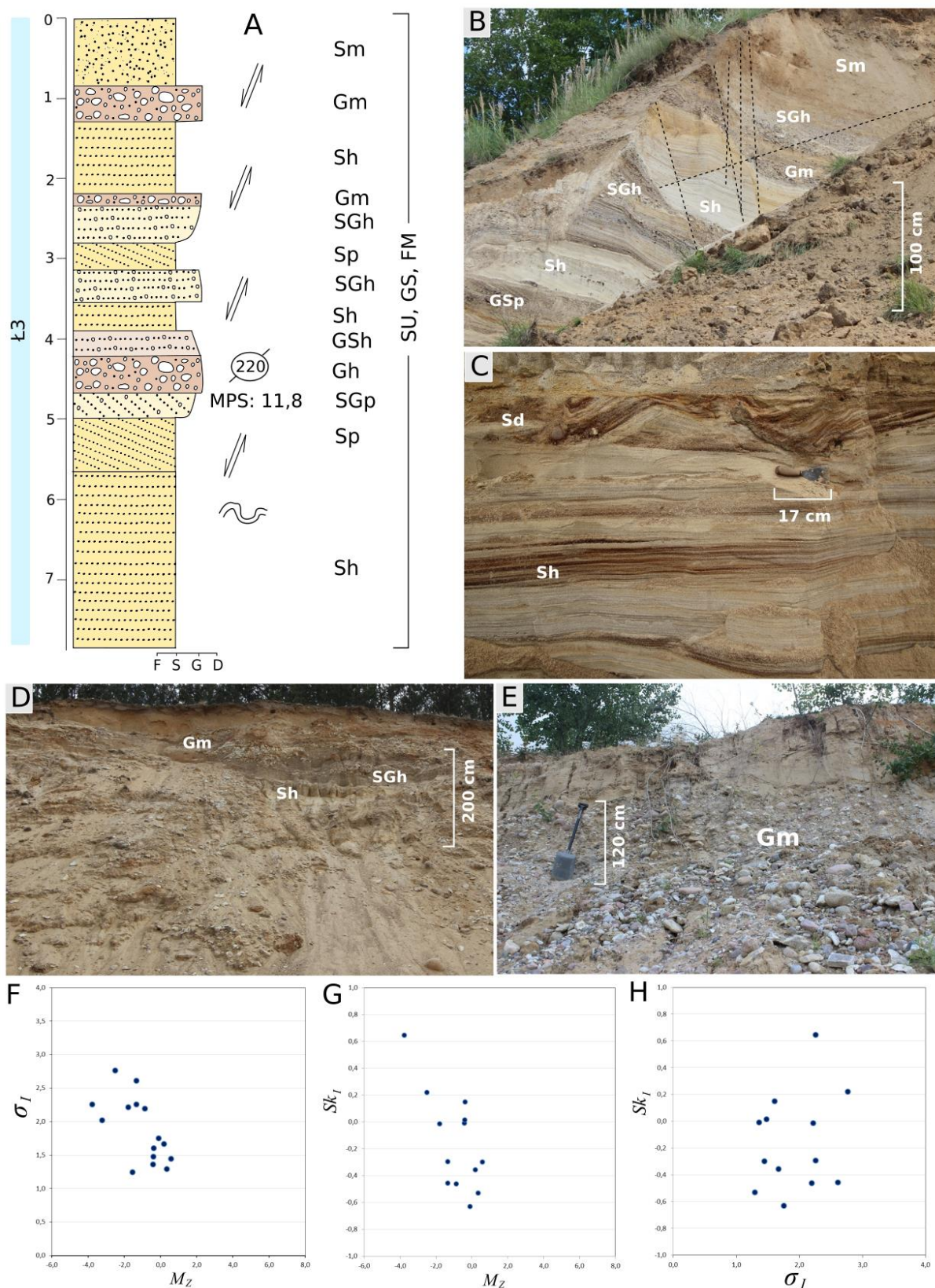
Ryc. 36. Łaszczyn. Osady kompleksu Ł1, A – profil litofacjalny osadów, B – przekątnie rynnowo warstwowane piaski, piaski ze żwirem i żwiry kompleksu Ł1, C – przekątnie rynnowo warstwowane piaski z klastami o ponadprzeciętnych rozmiarach (zaznaczony strzałką), D – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry i piaski dolnej części zespołu



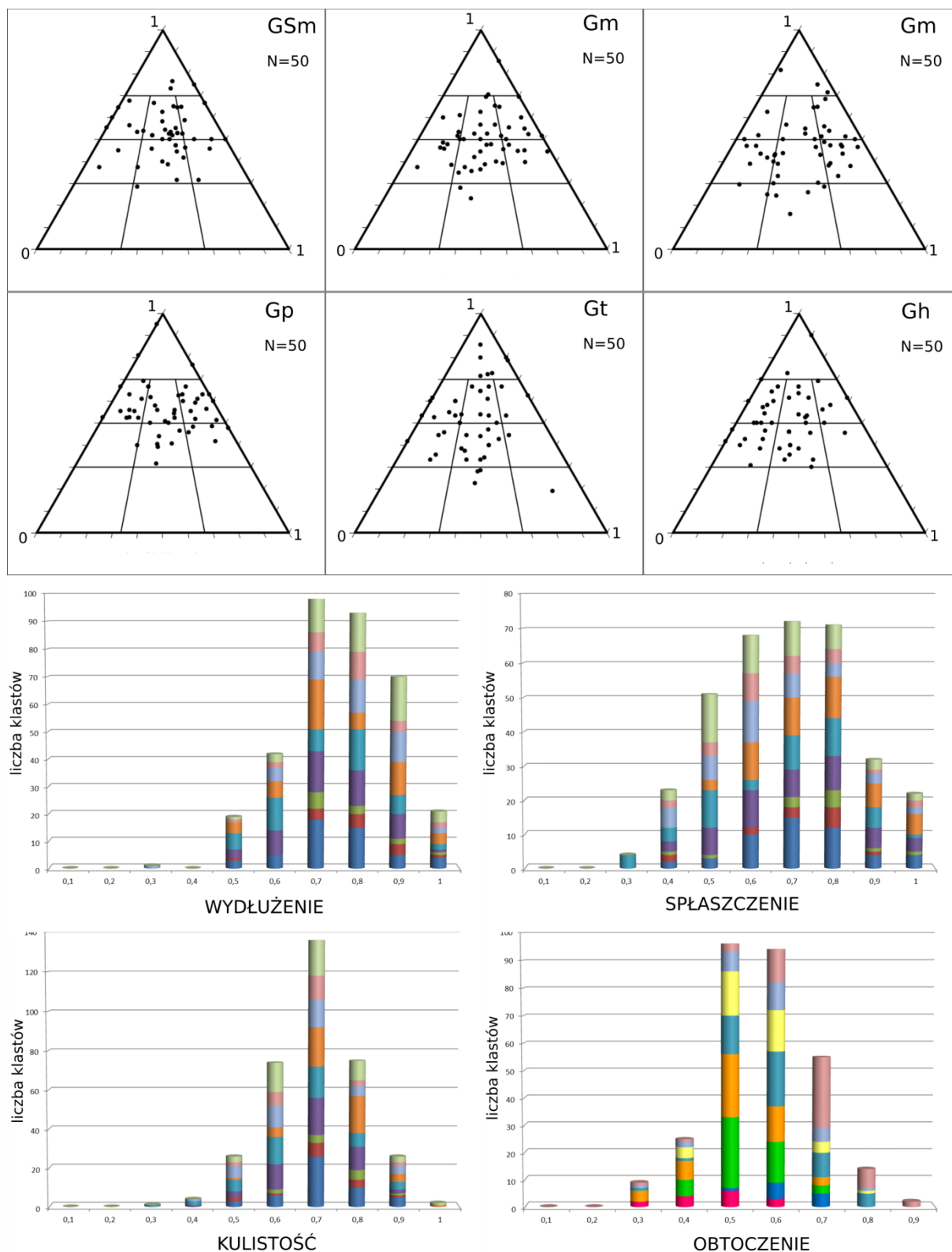
Ryc. 37. (poprzednia strona) Łaszczyn. Osady kompleksów Ł1 i Ł2, A – profil litofacyjny osadów, orientacja uskoków: N – 7, MV – 5,2°, R – 0,117, B – przekątnie płasko warstwowane żwiry oraz piaski warstwowane horyzontalnie; C – horyzontalnie warstwowane piaski i mułki porozcinane uskoki normalnymi kompleksu Ł2, D – liczne uskoki o niewielkich zrzutach w piaskach warstwowanych horyzontalnie, E – bryła diamiktonu pogrążona w riplemarkowo warstwowanych piaskach ze strukturami ucieczkowymi, F – struktura ucieczkowa ze strukturami typu *stress pillars*, G – litofacje przekątnie rynnowo warstwowanych piasków i piasków ze żwirem rozdzielone zdeformowaną warstwą mułków, strzałką zaznaczono ślady pogrążania się klastu żwirowego w mułki, H – złożona struktura deformacyjna w odkrywcę Łaszczyn 3, orientacja uskoków głównych: N – 9, MV – 333°, R – 0,150, I – uskok odwrócony oraz liczne uskoki drugiego rzędu, J – strefa zaburzeń w piaskach, piaskach mułkowych i żwirach, podkreślony główny uskok, K – zbliżenie na wypełnienie szczeliny uskokowej z widocznym współkształtnym ułożeniem osadów i wyraźnym ukierunkowaniem klastów, L – liczne uskoki schodowe o niewielkich zrzutach w osadach piaszczystych i mułkowych podścielających masywne żwiry

W odkrywcę nr 3 udokumentowano dużych rozmiarów strukturę deformacyjną obejmującą gęstą siatkę uskoków normalnych i odwróconych, w której występują uskoki główne o zrzutach dochodzących do 1–2 m oraz bardzo liczne uskoki drugiego i trzeciego rzędu (ryc. 37H–L). Dominującym kierunkiem zapadania uskoków jest NE. Warstwy mułkowo-piaszczyste zostały silnie poddarte i postawione pod kątem dochodzącym do 60°. Soczewa masywnych żwirów uległa przecięciu i przemieszczeniu na odległość ok. 2 m. Na linii uskoku widoczne jest warstwowanie żwirów współkształtne do przebiegu uskoku. Występuje również ukierunkowanie klastów (ryc. 37K). Poniżej soczewy żwirowej występują liczne uskoki w drobniejszych osadach (ryc. 37L).

Górną część formy tworzy kompleks Ł3 o miąższości powyżej 6 m. Budują go naprzemianległe warstwy horyzontalnie warstwowanych piasków i żwirów *Sh*, *SGh*, *Gh*, masywnych piasków i żwirów *Sm*, *Gm* oraz przekątnie płasko warstwowanych piasków *Sp* (ryc. 38A, B, C). Najniższą odnotowaną serią jest miąższy na ok. 2 m zespół litofacji *Sh*. Występują w nim pojedyncze rozmycia erozyjne i deformacje (ryc. 38C). W środkowej i górnej części kompleksu zróżnicowanie osadów jest znacznie większe (ryc. 38B). Miąższość litofacji jest przeważnie niewielka i wynosi od kilku do 40 cm. W osadach występują uskoki normalne o przeważnie niewielkich zrzutach (kilka – kilkanaście cm). Znaczna niedostępność tej części odsłoneń uniemożliwiła dokładniejsze przeanalizowanie tej jednostki. W odkrywkach nr 1 i 2 w górnej części odsłoneń w obrębie jednostki Ł3 występują warstwy masywnych żwirów o miąższości do ok. 2 m (ryc. 38D, E). MPS w tych osadach wynosi 18,3 cm natomiast średnice największych klastów przekraczają 20 cm. Występuje w nich rozproszony szkielet ziarnowy i bardzo słabe wysortowanie. Udział frakcji drobniejszych od piasku jest niewielki. Poniżej pakietu żwirów występują liczne uskoki o niewielkich zrzutach.



Ryc. 38. Łaszczyn. Osady kompleksu Ł3, A – profil litofacjalny osadów, B – horyzontalnie i przekątnie płasko warstwowane piaski i żwiry, C – warstwowane horyzontalnie piaski z niewielkimi deformacjami i rozmyciami erozyjnymi, D – masywne żwiry w górnej części profilu kompleksu Ł3 w odkrywcze nr 2, E – masywne żwiry górnej części odsłonięcia w odkrywcze nr 1, F – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren, G – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren, H – stosunek skośności do wysortowania



Ryc. 39. Wyniki analizy kształtu i obróbki klastów

W niektórych osadach żwirowych osu Łaszczyna występuje znaczny udział skał z lokalnego podłoża. Są to głównie wapnienie oraz krzemienie. Ich udział w przebadanych

próbkach wahał się od 20% do 80% w osadach kompleksu Ł1 (średnio 67%, N = 500). W warstwie żwirów w górnej części jednostki Ł3 zawartość ich wynosiła jedynie 2–14% (średnio 9,5%, N = 400). Dominują klasty o obtoczeniu 0,5–0,6 wg wzorca Krumbeina (1941) (ryc. 39) a średnia wartość wynosi 0,56. Wskaźnik wydłużenia klastów wynosi 0,76, wskaźnik spłaszczenia – 0,69, *maximum projection sphericity* – 0,7. Najwięcej jest klastów o kształcie *bladed* (23,6%) oraz *compact-bladed* (16%).

5.4.3. Interpretacja

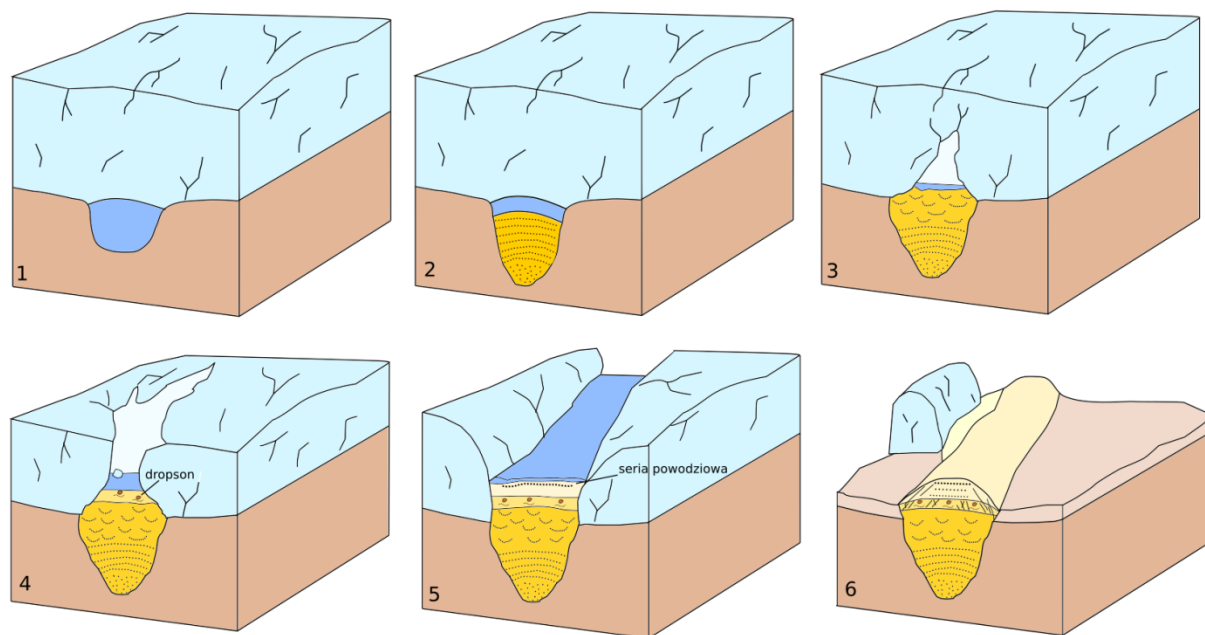
Początkowo akumulacja formy miała miejsce w rynnie subglacialnej typu N. Erozja na linii rynny musiała być bardzo silna o czym świadczy jej znaczna głębokość (ryc. 40 – 1). Miejscami przebijała osady czwartorzędu i osady neogenu osiagając skały jurajskie. Dowodzi tymu wysoki udział tych skał w żwirach budujących formę, szczególnie w jej dolnej części. Jaksa i Rdzany (2002) prowadzili badania w głębszej części odkrywki nr 1 (obecnie częściowo zrekułtywowanej), w której stwierdzili miększe osady litofacje *Gm*, które interpretowali jako zapis szybkiej akrecji osadów podczas zamierania katastrofalnego przepływu (ryc. 40 – 2). W rynnie dochodziło do akumulacji osadów w warunkach górnego płaskiego dna i powstawania litofacji *Gm*, *Gh*, *SGh*, *Sh*. Zmienność uziarnienia oraz wysortowania osadów świadczyć może o akumulacji w cyklach wzrostu kompetencji przepływu i opadania fali wezbraniowej (Ringrose, 1982, Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994). Miejscami miała miejsce migracja odsypów poprzecznych, która odpowiadała za utworzenie litofacji *Gp*. Łądolód znajdował się wtedy w fazie deglacjacji a strop lodowy stawał się co raz cieńszy, co umożliwiło przetrwanie powiększającego się tunelu (ryc. 40 – 3). Grube żwiry wypełnień rozcięć erozyjnych zostały odłożone podczas okresowych wzrostów energii przepływu. Początkowo dochodziło do erozji osadów a następnie do szybkiego zakumulowania materiału. Prędkość przepływu wód mogła wynosić $1\text{--}4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ natomiast naprężenie ścinające 60–110 Pa. Litofacje *Gt*, *SGt*, *St* powstawały na skutek migracji trójwymiarowych riplemarków w głębokich na 3–10 m korytach o zmiennej energii przepływu. Agradacja osadów musiała zachodzić z dużą prędkością o czym świadczy złe wysortowanie osadów (Smith, 1986; Jaksa i Rdzany, 2002). Klasty o ponadprzeciętnych rozmiarach dostarczane były ze ścian lub stropu lodowego. Przepływ odbywał się pod ciśnieniem atmosferycznym. Najprawdopodobniej litofacja ta akumulowana była już przy istnieniu niewielkiej rozpadliny w stropie kanału lodowego.

Rozpadlina z czasem uległa poszerzeniu a swobodny przepływ wód na całej jej długości został ograniczony. Akumulowały się wtedy osady kompleksu litofacjalnego Ł2 (ryc. 40 – 4).

Ablacja lodowca musiała być niewielka i w obrębie rozpadliny zachodziły głównie przepływy niskoenergetyczne. Akumulacja miała miejsce w warunkach płaskiego dna (powstanie litofacji *Sh*) oraz podczas migracji riplemarków *Sr*. Okresowo dochodziło do blokowania wód i akumulacji zbiornikowej. Do zatrzymywania przepływu mogło dochodzić na skutek zasypania pewnego odcinka rynną przez wypełniające ją osady. W obrębie zbiornika akumulowały się mułki oraz tworzyły się delty (Jaksa i Rdzany, 2002). W jego obręb dostawały się płyty diamiktonu spływowego, który pogrążał się w silnie nawodnionych osadach drobnoziarnistych powodując ich deformacje i powstanie struktur ucieczkowych. Struktury typu *stress pillars* powstały poprzez hydroplastyczny przepływ materiału (Lowe, 1975) w nawodnionych osadach pod wpływem nacisku. Zachowała się w nich częściowo struktura pierwotna, która uległa deformacji. Okresowo miały miejsce przepływy bardziej energetyczne prawdopodobnie z koryt supraglacialnych, które po dostaniu się w obręb rozpadliny pozostawiały bardzo źle wysortowane masywne żwiry. Ich ciężar powodował pogrążanie się ich w osady piaszczysto-mułkowe i powstawanie licznych uskoków schodowych (*step-wise faults*). Nacisk ciężkich warstw oraz ograniczenie przestrzeni wynikające z obecności ścian lodowych powodowało powstawanie deformacji plastycznych w osadach mułkowych i uskoków odwróconych w grubszych osadach. Miejscami pogrążaniu mogły ulegać również bryły lodowe ze ścian rozpadliny, które podczas wytapiania powodowały powstanie stref z gęstą siatką uskoków normalnych (Mokhtari Fard, 2002; Gruszka i Van Loon, 2011). Część uskoków powstała podczas zanikania podparcia lodowego (uskoki brzeżne) oraz kompaktacji osadów (uskoki kompakcyjne).

Podczas zaawansowanej deglacjacji zwiększyła się ablacja lodu oraz ilość transportowanego materiału. Warunki w rozpadlinie uległy zmianie na skutek odblokowania przepływu prawdopodobnie na skutek otworzenia się kanału na znacznej długości. Rozpoczęła się akumulacja kompleksu Ł3. Na tym etapie rozwoju formy dominowały zalewy warstwowe oraz płytkie koryta (0,5–1 m), w których dominowały warunki górnego płaskiego dna. Zachodziła również migracja form korytowych, głównie odsypów poprzecznych w piaskodennych korytach roztokowych. Rytmy akumulacji był zgodny z dynamiką ablacji lodowca oraz dostarczania materiału (Shaw, 1972). Pod koniec okresu funkcjonowania kanału miało w nim miejsce gwałtowne wezbranie wód lodowcowych, które pozostawiło na całej długości formy poziom masywnego żwiru (ryc. 40 – 5). Transport osadów mógł odbywać się w warunkach skrajnie skoncentrowanego przepływu (*hyperconcentrated flow*) o czym świadczyć może masywna struktura, bardzo słabe wysortowanie osadów oraz ich znaczna miąższość (Smith, 1986; Costa, 1988). Bardzo nieznaczny udział frakcji drobniejszych od

piasku wyklucza charakter spływowy osadów. Podobne osady interpretowane były jako zapis przepływu o charakterze katastrofalnym (Maizels, 1991, 1993; Zieliński, 1993; Brennand i Shaw, 1996; Russell i Marren, 1999) i również były dokumentowane w otwartych kanałach lodowcowych (Saunderson, 1977; Ashley, 1990; Brennand, 1994, Russell i in., 2001). Prędkość płynięcia wód przekraczała $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ natomiast naprężenie ścinające 150 Pa. Niewielka ilość klastów z lokalnego podłoża oraz wysokie położenie serii świadczyć może o supraglacialnym pochodzeniu spływających wód.



Ryc. 40. Etapy kształtowania formy złożonej w Łaszczyźnie: 1 – powstanie rynny subglacialnej na skutek erozji, 2 – akumulacja w rynnie pod ciśnieniem hydrostatycznym; 3 – akumulacja w powiększonym kanale pod ciśnieniem atmosferycznym (prawdopodobne istnienie niewielkich rozpadlin w stropie tunelu); 4 – akumulacja w zbiorniku oraz podczas niskoenergetycznych przepływów w poszerzonej rozpadlinie lodowej; 5 – depozycja w otwartym kanale, powódź lodowcowa, 6 – powstanie terasy kemowej podczas zaawansowanego etapu deglacjacji

Postępująca deglacjacja skutkowała rozpadem lądolodu na bryły martwego lodu. W sąsiedztwie północnej części wału powstała terasa kemowa, która akumulowana była pomiędzy bryłami martwego lodu i wałem ozu Łaszczyzna (ryc. 40 – 6). Akumulacja w obrębie analizowanej formy została na tym etapie zakończona.

Podsumowując początkowo akumulacja formy odbywała się w rynnie subglacialnej pod ciśnieniem hydrostatycznym. Następnie kanał uległ powiększeniu i na pewnym odcinku otworzeniu ku górze. Depozycja odbywała się wtedy pod ciśnieniem atmosferycznym. Rozpadlina lodowcowa powiększała się i dochodziło do okresowych przepływów niskoenergetycznych oraz blokowania wód i akumulacji zbiornikowej. Gdy nastąpiło

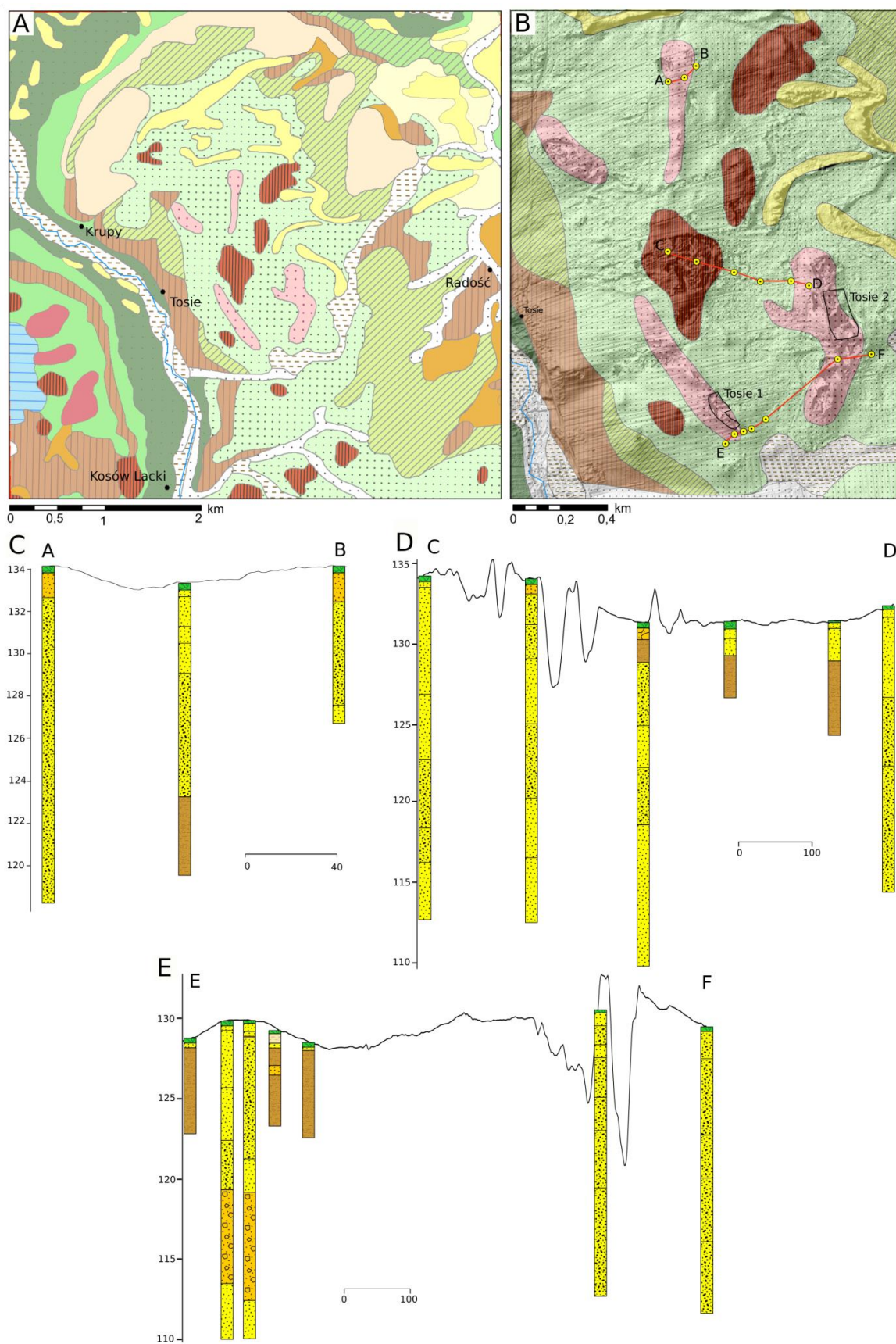
otworzenie kanału na całej długości i odblokowanie przepływu zwiększyła się również jego energia. Akumulacja zachodziła w wyniku zalewów warstwowych oraz migracji form korytowych w piaskodennej lub żwirodennej roztoce. W ostatniej fazie tworzenia się formy wkanale doszło do powodzi lodowcowej. Dalsza deglacja w szerokim otoczeniu formy miała charakter arealny (por. Rdzany 1997, 2006; Włodek, 2012) i spowodowała powstanie terasy kemowej wokół północnej części ozu. Oz w Łaszczyńcu razem z otaczającą terasą kemową ma więc postać formy złożonej.

5.5. Obszar testowy Tosie

5.5.1. Budowa geologiczna i rzeźba

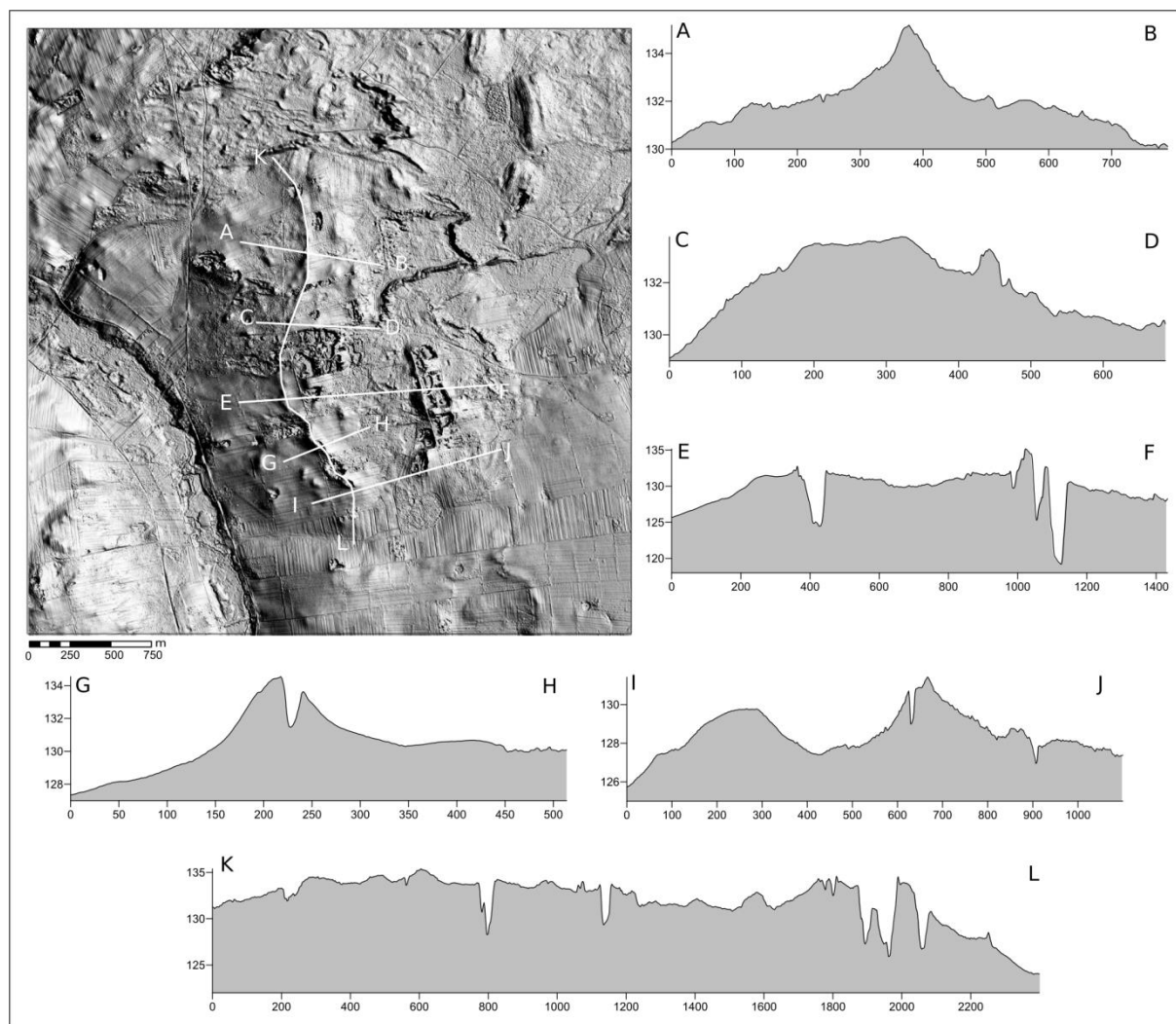
Stanowisko Tosie zlokalizowane jest na północnym skraju Wysoczyzny Siedleckiej. Obejmuje niewielkich rozmiarów ozy, w których znajdują się odsłonięcia Tosie 1 i Tosie 2 (ryc. 41A). Obszar zlokalizowany jest w obrębie wyniesienia mazursko-suwańskiego. Podłoże czwartorzędu stanowią ropy, mułki i piaski z węglem brunatnym neogenu (Wrotek, 2002). Ozy otoczone są przez równiny wodnolodowcowe oraz wysoczyzny morenowe płaskie. Miąższość glin lodowcowych jest zmienna i maksymalnie osiąga ok. 35 m w okolicy miejscowości Radość (Wrotek, 2002). Miejscami wysoczyzny pokryte są niewielkiej miąższości płatami piasków i żwirów lodowcowych. W pobliżu ozu występują pagórki moren martwego lodu oraz moren czołowych zbudowane z piasków, żwirów i głazów. Miejscami towarzyszą im zagłębienia wytopiskowe wypełnione mułkami i ropy stanowiące pozostałość po wytopieniu brył martwego lodu. Północna część obszaru bogata jest w formy akumulacji eolicznej w postaci wydm oraz pokryw eolicznych.

Według Wrotka (1998) występują tu 4 wały ozowe rozdzielone moreną martwego lodu. Odcinek północno-wschodni oraz południowo-zachodni stanowią morfologicznie dość ciągłą formę o łącznej długości ok. 2 km. Jest to najprawdopodobniej wał główny formy, którego wydłużenie wynosi 15 a krętość 1,1. Jest on dość wąski, jego szerokość waha się od ok. 70 do 130 m. Oś formy zorientowana jest w kierunku N–S. Odcinek północno-zachodni o długości 580 m ma orientację NW–SE i stanowi jego dopływ. Długość odcinka południowo-wschodniego wynosi ok. 800 m i nie jest on w wyraźny sposób połączony z pozostałymi segmentami. Wysokości względne formy są niewielkie i wynoszą ok. 5 m. Północna oraz południowa część wału głównego ma dość silnie zarysowany grzbiet i symetryczne stoki (ryc. 41, profile A–B, G–H).



Ryc. 41. Budowa geologiczna obszaru badań; A – budowa geologiczna okolic ozu w Tosiach (Wrotek, 1998), B – lokalizacja odkrywek, wierceń i profili geologicznych na tle budowy geologicznej i ukształtowania terenu, C, D, E – profile poprzeczne przez analizowaną formę oraz jej sąsiedztwo

Środkowa część wału oraz znaczna część odcinka wschodniego nie jest wyraźnie zarysowana w terenie (ryc. 41, C–D, E–F) co może być spowodowane otoczeniem osadami moreny martwego lodu. Profil podłużny przez wał główny ma dość nieregularny przebieg (ryc. 41, profil K–L). Znaczna część formy szczególnie odcinek południowo-wschodni zostały silnie przekształcone przez działalność wydobywczą.



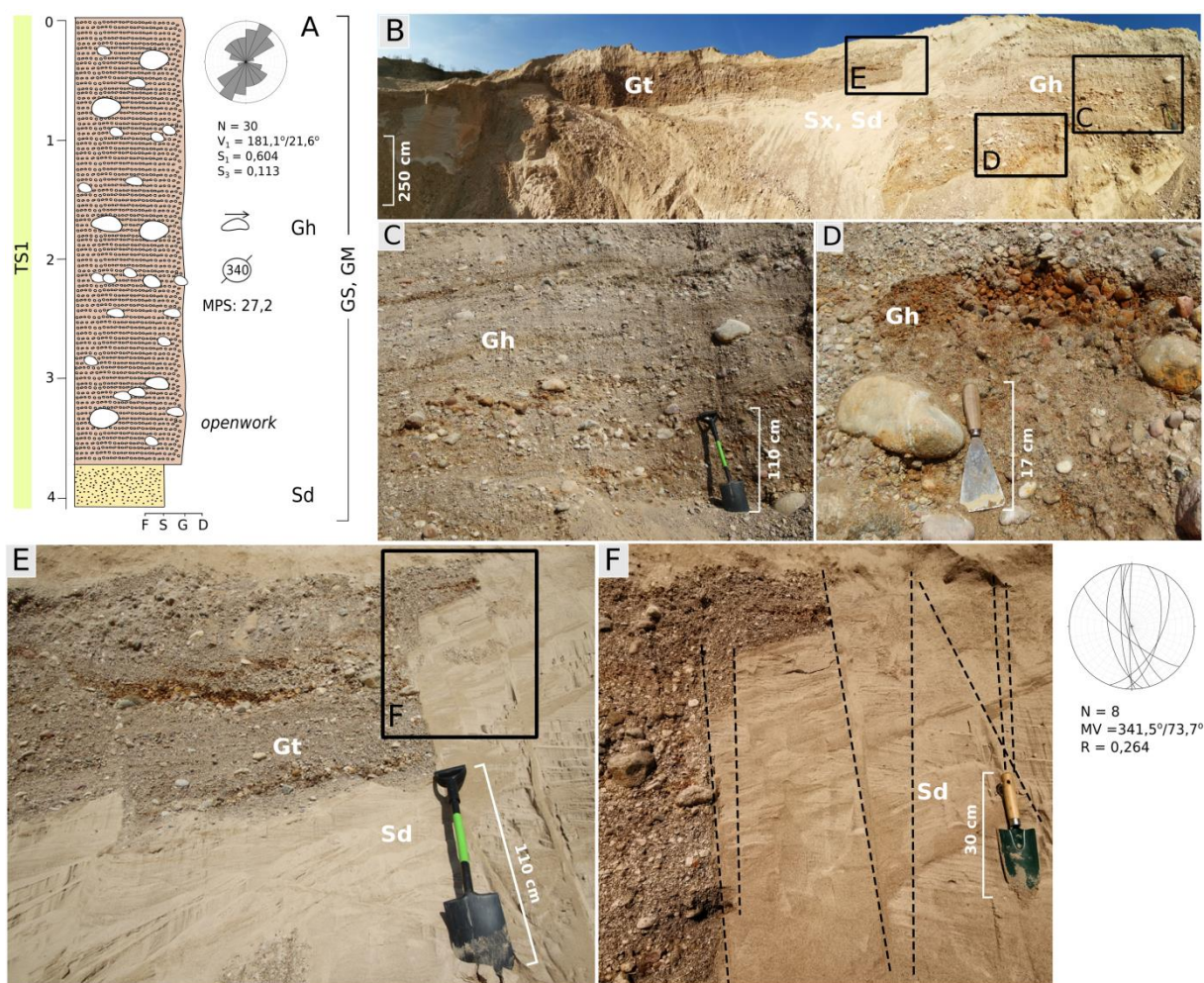
Ryc. 42. Morfologia ozu okolic Tosi na podstawie danych LiDAR

5.5.2. Cechy osadów

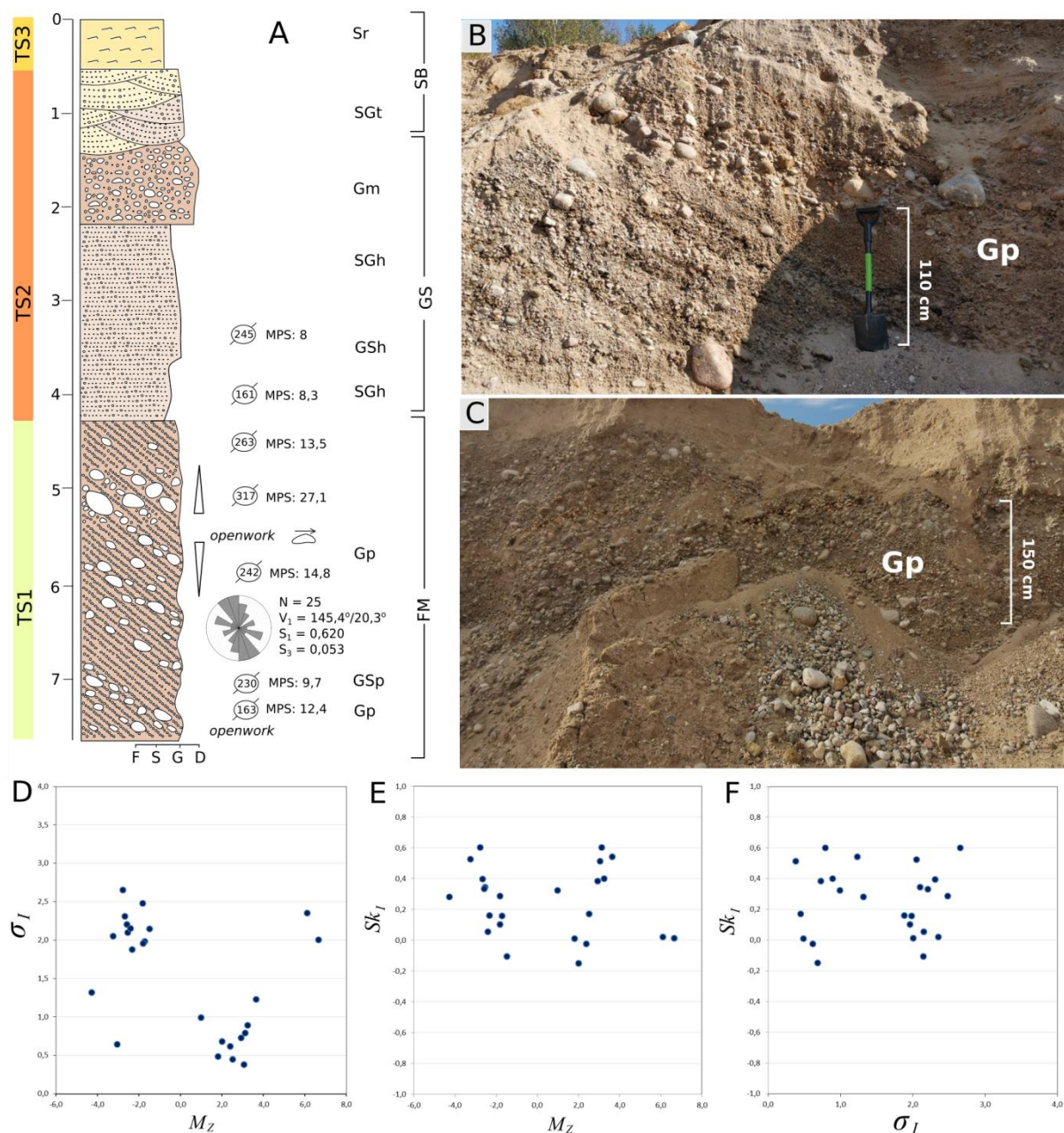
Badania analizowanej formy zostały przeprowadzone w dwóch żwirowniach (ryc. 41B). Dokładniejszy profil osadów widoczny jest w odsłonięciu Tosie 1 gdzie sięga 12 m. Kopalnia znajduje się w południowej części wału głównego. Według dokumentacji geologicznej udokumentowano tam również najbardziej miększe złoża piasków i żwirów (do ok. 20 m) (ryc. 41E). Odsłonięcie Tosie 2 znajduje się w formie położonej we wschodniej części obszaru gdzie obejmuje znaczną część wału. Niestety, identyfikacja osadów możliwa

jest jedynie w górnej części odsłonięcia, ponieważ większość ścian uległa zasypaniu. Stwierdzone miąższość złoża wynosi tu ok. 14 m. W odsłonięciu Tosie 1 można wydzielić trzy zespoły litofacjalne: TS1, TS2 i TS3.

Zespół najniższy TS1 stanowią głównie żwirowe litofacje horyzontalnie oraz przekątnie płasko warstwowanych żwirów *Gh*, *Gp*, *GSp* (ryc. 43A, B, C, D, 44A, B, C). Miąższość litofacji *Gh* widoczna w odsłonięciu sięga ok. 4 m. Widoczne jest w nim pseudoantyklinalne ułożenie warstw. Zapadają one łagodnie w kierunku W pod kątem od kilku do kilkunastu stopni. Występuje w nim bardzo zmienne wysortowanie osadów (ryc. 43C). Rozkład uziarnienia jest polimodalny oraz bimodalny. W drobniejszych żwirach obecne są liczne klasty o ponadprzeciętnych rozmiarach (ryc. 43D). Średnice największych udokumentowanych klastów dochodzą do 34 cm, natomiast MPS dla serii wynosi 27,2 cm.



Ryc. 43. Tosie. Osady zespołów litofacjalnych TS1 i TS2, A – profil litofacjalny osadów jednostki TS1, B – fragment odsłonięcia odkrywki Tosie 1, C – pochylone warstwy horyzontalnie warstwowanych żwirów z klastami o ponadprzeciętnych rozmiarach, D – żwiry warstwowane horyzontalnie ze zwartym szkieletem ziarnowym, E – litofacje żwirowe oraz piaszczyste przemieszczone przez uskoki, F – jw. zbliżenie i orientacja uskoku

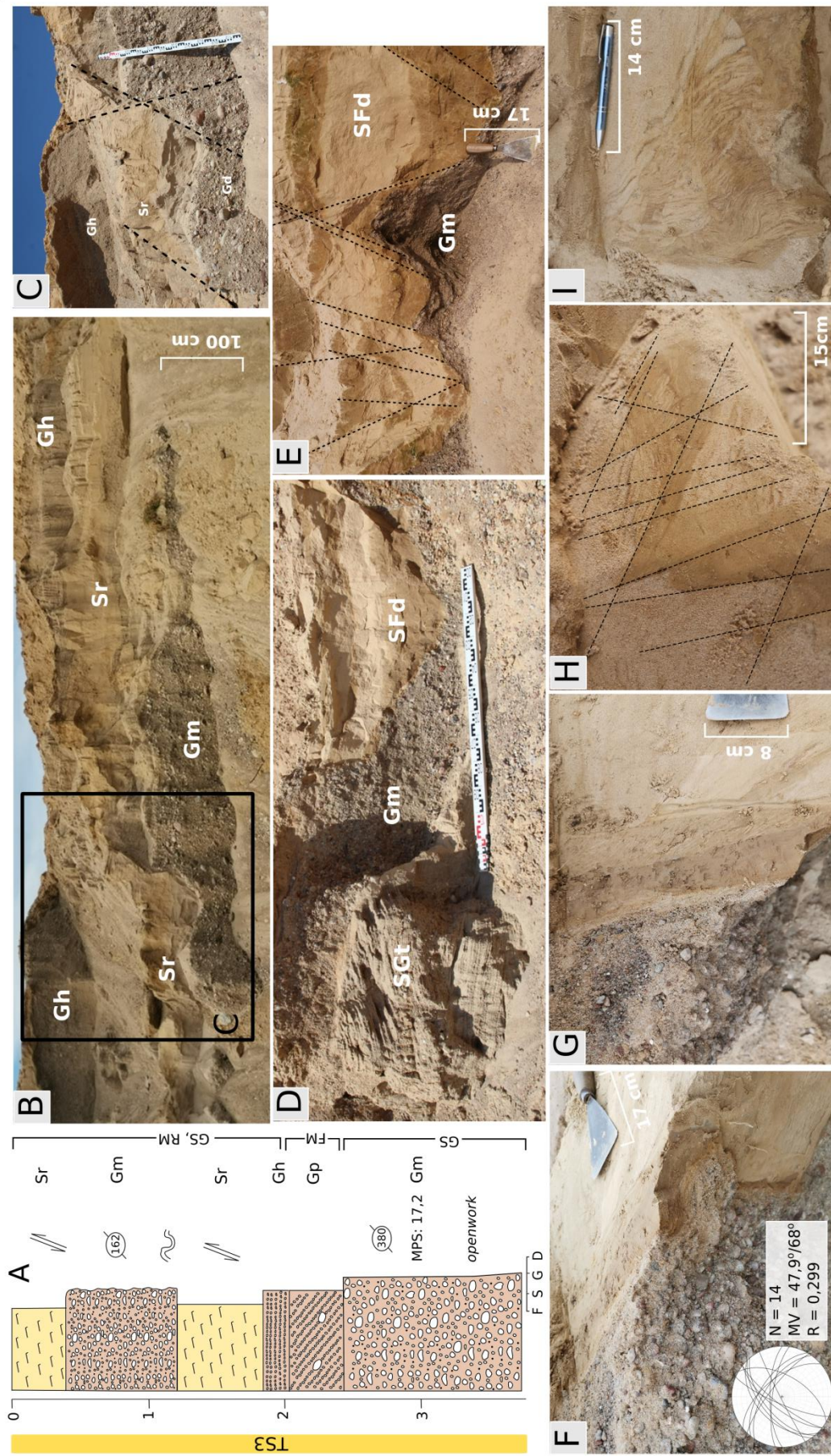


Ryc. 44. Tosie. Osady zespołów litofacjalnych TS1, TS2 i TS3, A – profil litofacjalny osadów, B – przekątnie płasko warstwowane żwiry z głazami zespołu TS1, C – przekątnie płasko warstwowane żwiry z rozproszonym szkieletem ziarnowym, D – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren, E – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren, F – stosunek skośności do wysortowania

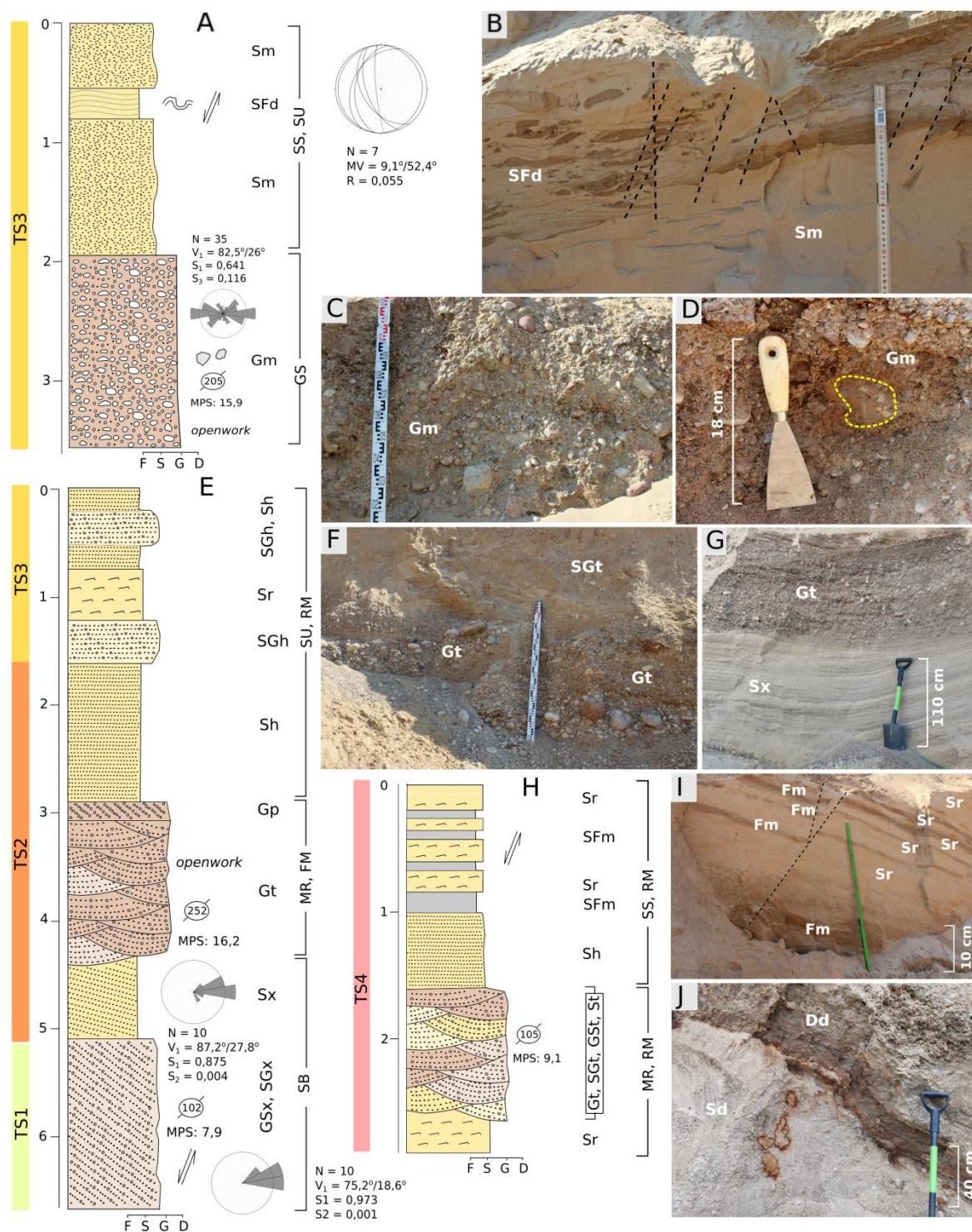
Warstwy różnią się również upakowaniem klastów od bardzo słabego do dobrego. Miejscami występuje tekstura *openwork*. Orientacja klastów wykazuje kierunek NE–SW. Miąższość litofacji Gp w odsłonięciu przekracza 3 m. Widoczna jest w nim wyraźna pionowa zmienność uziarnienia (ryc. 44B). Najbardziej gruboziarniste żwiry występują w górnej części profilu osadów, przy czym obecne jest normalne oraz odwrócone uziarnienie frakcyjne. MPS waha się od ok. 10 do 27 cm. W osadach tych występują nadwymiarowe klasty i głazy,

których średnice przekraczają 30 cm. Wysortowanie oraz upakowanie klastów ma podobną charakterystykę jak w wypadku osadów *Gm*, również występuje miejscami tekstura *openwork*. Klasty zorientowane są w kierunku NNW–SSE.

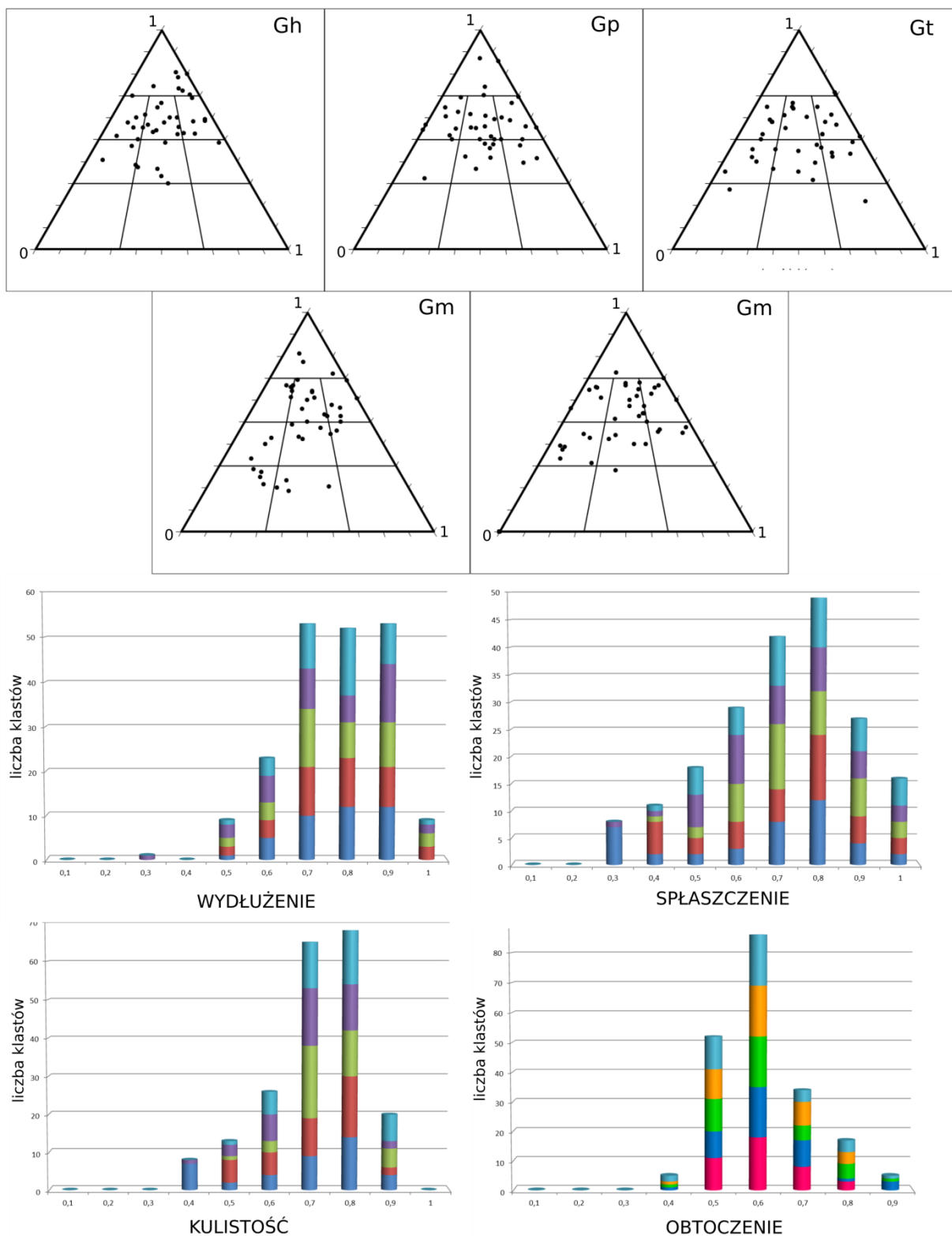
Zespół litofacjalny TS2 charakteryzuje się występowaniem znacznie większej różnorodności osadów oraz obecnością silnych deformacji. Bezpośrednio nad osadami zespołu TS1 występują piaski oraz piaski ze żwirem *Sh*, *SGh*, *St*, *Sx*. W zachodniej części formy osady tej serii charakteryzują się drobniejszym uziarnieniem (głównie *Sh* i *Sx*) oraz znaczną ilością uskoków w ich obrębie co doprowadziło do pionowego przemieszczenia osadów o ok. 3 m (ryc. 43B, E, F). Uskoki są przeważnie normalne o wysokim kącie upadu i zrzutach do kilkudziesięciu cm. Przesunięciu uległy również wyżej leżące żwiry warstwowane przekątnie rynnowo *Gt*. Osady przemieściły się w dół oraz w kierunku zachodnim. We wschodniej części odsłonięcia nad zespołem TS1 występują przekątnie i horyzontalnie warstwowane piaski i piaski ze żwirem *Sh*, *SGh*, *Sx*. Widoczne jest w nich silne pochylenie jednostek w kierunku wschodnim. Ich miąższość wynosi ok. 1,5 m, a cechy struktury wskazują na zmiany pierwotnego ułożenia. Nad nimi również występują litofacje rynnowo warstwowanych żwirów i piasków ze żwirem *Gt*, *GSt*, *SGt* w średniej skali, których miąższość dochodzi do 2 m (ryc. 46E, F, G). Występuje w nich duże zróżnicowanie pod względem wysortowania osadów. Rozkład uziarnienia jest polimodalny lub bimodalny. Miejscami obecna jest tekstura *openwork*. Długości osi najdłuższej klastów w tej serii przekraczają 25 cm. Powyżej występują naprzemianległe warstwy żwirów oraz piasków riplemarkowych, w których obecne są silne zaburzenia (jednostka TS3) (ryc. 45, 46A, B, C, D). Najniższa warstwa żwirów posiada miąższość min. 1,5 m. Stanowią ją masywne żwiry o zwartym szkielecie ziarnowym, słabym wysortowaniu i MPS w granicach 15–18 cm. Rozkład uziarnienia ma charakter polimodalny. W obrębie tych osadów stwierdzono występowanie tekstury *openwork* oraz pojedynczych toczenców gliniastych (ryc. 46D). Klasty zorientowane są w kierunku W–E i mają układ a(t). Powyżej znajduje się warstwa riplemarkowych lub masywnych piasków i mułków. Dominują piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste o słabym wysortowaniu. Są one silnie porozcinane uskokami oraz przemieszczone na wysokość ok. 1,5 m (ryc. 45B, C, D). Uskoki przeanalizowano w kilku płaszczyznach (ryc. 45E, F, G, H). Występują jedynie uskoki normalne, o przeważnie wysokim kącie upadu. Dominującym kierunkiem zapadania jest NW oraz NE (ryc. 45F). Miejscami widać porozrywanie warstw mułkowych (ryc. 46B) oraz plastyczne zaburzenia w obrębie osadów (ryc. 45I). Powyżej tej serii leżą horyzontalnie warstwowane żwiry, miejscami zdeformowane o miąższości ok. 1 m. Charakteryzują się słabym wysortowaniem.



Ryc. 45. Tosie. Osady zespołu litofacialnego TS3, A – profil litofacialny osadów, B – fragment górnej części zespołu TS3, C – przemieszczone i rozcięte uskokiemi żwirry maszynowe, D – przemieszczone osady piasków i mułków oraz żwirów maszynowych, E – tzw. „dead-ice structures” powstałe na skutek wytapiania brył martwego lodu, F – kontakt osadów piaszczysto-mułkowych ze żwirami widocznymi na ryc. D, orientacja uskóków, G – jw. widok horyzontalny, H – uskoki widoczne w przekroju horyzontalnym w osadach widocznych na ryc. E, I – zaburzenia wynikające z upłynięcia osadów widoczne w przekroju horyzontalnym osadów z ryc. E



Ryc. 46. Tosie. Osady zespołów litofacjalnych TS1, TS2, TS3 i TS4, A – profil litofacjalny osadów zespołu TS3, B – porożywana i poprzecinana niewielkimi uskokami warstwa mułków i piasków z mułkami, C – żwiry masywne z rozproszonym szkieletem ziarnowym, D – toczenie gliniaste w masywnych żwirach, E – profil litofacjalny osadów w odsłonięciu Tosie 1, F – przekątnie rynnowo warstwowane piaski ze żwirem i żwiry z lokalnie zwartym szkieletem ziarnowym, G – przekątnie warstwowane piaski oraz żwiry warstwowane rynnowo zespołu TS2, H – profil litofacjalny osadów w odkrywce Tosie 2, I – przekątnie riplemarkowo warstwowane piaski i masywne mułki zespołu TS4, J – kontakt pomiędzy zdeformowanymi piaskami a płatem diamiktonu w odkrywce Tosie 1



Ryc. 47. Wyniki analizy kształtu i obróbki klastów

W zachodniej części kopalni odsłania się ok. 1,5-metrowej miąższości diamikton lodowcowy o brązowo-szarej barwie z wyraźnym smugowaniem. Przykrywa zdeformowane

piaski i piaski ze żwirem (ryc. 46J). Jego spąg jest zondulowany i zdeformowany. Dolna część diamiktonu cechuje warstwowanie nawiązujące do przebiegu spągu.

Odkrywka Tosie 2 umożliwia wgląd w budowę formy jedynie w jej górnym odcinku, który tworzy zespół osadów drobnoziarnistych TS3 (ryc. 46H). W głębszej części osady odsłaniają się jedynie fragmentarycznie i tworzą je głównie warstwowane piaski i żwiry. Profil górnej części formy zbudowany jest z naprzemiennych warstw horyzontalnie i riplemarkowo warstwowanych piasków oraz piasków z mułkami i mułków o strukturze masywnej lub warstwowanej horyzontalnie (ryc. 46I). Najniżej widoczne są osady litofacji *Sr* (30 cm miąższości) oraz *St*, *SGt* i *GSt* w średniej skali. Widoczna jest nagła zmienność osadów ze względu na ich uziarnienie. Charakteryzują się bardzo słabym wysortowaniem. Powyżej występuje litofacja *Sh* o miąższości ok. 60 cm. Tworzą ją piaski drobnoziarniste o umiarkowanie dobrym wysortowaniu. Górną część profilu stanowią rytmicznie warstwowane osady litofacji *Sr*, *SFm* i *Fm*. Warstwy mułkowe mają miąższość 3–10 cm. Miejscami występują przewarstwienia horyzontalnie warstwowanych piasków z drobnymi żwirami. Miąższość całego zestawu wynosi ok. 3 m.

Osady ozu Tosi grupują się w dwóch przedziałach wysortowania: dobrym dla osadów piaszczystych i bardzo słabym dla osadów żwirowych. Dobrze wysortowane żwiry występują w osadach z teksturą *openwork*. Charakterystykę cech uziarnienia przedstawia rycina 44E–G. Zawartość skał z lokalnego podłoża w osadach wynosi średnio 10,5%. Dominują klasty o obróbce 0,6 (43,2%) oraz 0,5 (26%) wg wzorca Krumbeina (1941) (ryc. 47). Średni stopień obtoczenia wynosi 0,6. Wskaźnik wydłużenia wynosi średnio 0,77, spłaszczenia – 0,71, *maximum projection sphericity* – 0,72. Pod względem kształtu dominują klasty *compact-bladed* (21,5%), *bladed* (15,5%) i *compact-platy* (15,5%).

5.5.3. Interpretacja

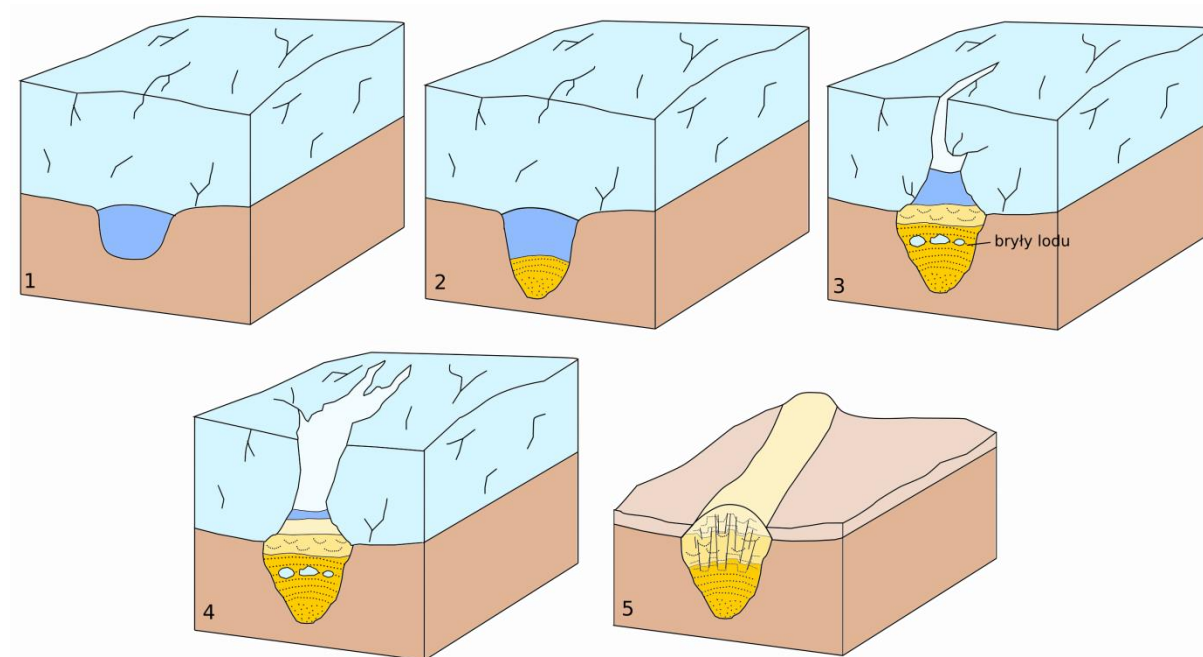
Akumulacja osadów zespołu litofacyjnego TS1 miała miejsce w rynnie subglacialnej typu N, która poprzedzona była erozją wód subglacialnych (ryc. 48 – 1). Świadczy o tym wyraźne zakorzenienie formy na głębokość co najmniej kilkunastu metrów. Z wierceń i morfologii formy wynika, że rynna była dość wąska a jej stoki strome. Osady zespołu dolnego powstawały podczas wysokoenergetycznych przepływów przy dużej dostawie materiału. Litofacja *Gh* akumulowała się w warunkach górnego płaskiego dna z przesłony trakcyjnej. Prędkość przepływu wód przekraczała $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a naprężenie ścinające 140 Pa. Osady *Gp* w wielkiej skali o zróżnicowanym wysortowaniu interpretowane mogą być jako makrostruktury powstające poprzez progradację frontu makroformy do rozszerzenia tunelu

subglacialnego (Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996). Akumulacja tych osadów zachodziła przy całkowitym wypełnieniu kanału wodą (ryc. 48 – 2). Zmienne uziarnienie oraz wysortowanie osadów w profilu pionowym świadczy o czasowych zmianach warunków transportu i sedymentacji osadów. Obecność odwróconego i normalnego uziarnienia frakcjonalnego może stanowić zapis zwiększenia oraz zmniejszania kompetencji przepływu podczas wezbrania subglacialnego. Prędkości przepływów wahały się od 2 do ponad 4 m·s⁻¹. Naprężenie ścinające wynosiło 60–140 Pa. Na pewnym etapie zasypywania rynny doszło do zawalenia części stropu kanału lodowego a niektóre bryły lodowe zostały pogrzebane w osadach zespołu T1 (ryc. 48 – 3). Najprawdopodobniej powstała wtedy rozpadlina w stropie lodowym a dalsza akumulacja zachodziła już pod ciśnieniem atmosferycznym.

Początek sedymentacji zespołu T2 związany jest ze spadkiem energii i akumulacją osadów w warunkach górnego płaskiego dna oraz migracji form korytowych (litofacja *Sh*, *SGh*, i *Sx*). Zmniejszenie energii przepływu było prawdopodobnie związane z poszerzeniem kanału lub zmniejszeniem dostarczania wód ablacyjnych. Następnie ponownie doszło do wzrostu energii przepływu i akumulacja litofacji *Gt*. Na skutek migracji trójwymiarowych megariplemarków w korytach o głębokości 2–10 m powstały litofacje *Gt*, *SGt* i *St*.

Podczas powstawania zespołu TS3 naprzemiennie dochodziło do znacznego zwiększania energii przepływu i akumulacji litofacji *Gm* i *Gh* oraz blokowania wód i bardzo niskoenergetycznych przepływów odpowiedzialnych za powstanie litofacji *Sr* i *SFm* (ryc. 48 – 4). Okresowo powstawały zastoiska, w których akumulowały się mułki. Podczas gwałtowniejszych przepływów erodowane były starsze osady a w obręb żwirów dostawały się klasty gliniaste. Ich obecność oraz masywna struktura i słabe wysortowanie żwirów świadczyć mogą o akumulacji z skrajnie skoncentrowanego przepływu (*hyperconcentrated flow*) (Smith, 1986; Pisarska-Jamroży i Zieliński, 2012). Prędkość przepływów wynosiła 2–3 m·s⁻¹ a krytyczne naprężenie ścinające ok. 80 Pa. Rytmiczne występowanie żwirów i piasków w ozach interpretowane jest jako sezonowa zmienność warunków akumulacji związana z ablacją lądolodu (Banerjee i McDonald, 1975; Ringrose, 1982) lub występowanie epizodów powodziowych (Nye, 1976; Brennand, 1994; Salamon, 2009). W ostatnim etapie tworzenia się formy dochodziło do stopniowego wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu, co spowodowało powstanie silnych deformacji pionowych (ryc. 48 – 5). Osady po utracie podparcia ulegały przemieszczeniu w dół oraz licznym deformacjom. Osady piaszczysto mułkowe ulegały zarówno zaburzeniom plastycznym jak i kruchym. Miejscami zatarta została dawna struktura osadów na skutek częściowego ich upłynnienia. Część osadów posiada niezaburzoną strukturę i nie uległa widocznym przemieszczeniom co razem ze

znacznym zakorzenieniem formy wyklucza możliwość powstawania ozu w tunelu inglacialnym lub korycie supraglacialnym. W wypadku naprzemiennie występujących litofacji żwirów i piasków oraz piasków z mułkami możliwe byłyby zaburzenia gęstościowe, jednak dominacja uskoków nad deformacjami plastycznymi oraz amplituda zaburzeń obejmująca prawie cały opisywany profil osadów nie sprzyja takiej interpretacji. Ponadto zaobserwowano przesunięcia osadów niezgodne z gradientem gęstości osadów. Zaburzenia swoimi cechami odpowiadają tzw. „*dead-ice structure*” (Van Loon, 2009). Deformacje wywołane przez pogrzebane bryły lodu były również odnotowane przez innych badaczy (Brennand i Shaw, 1996; Gruszka i Van Loon, 2011). Podczas wycofywania się ścian lodowych dochodziło do spływów osadów i pokrycie części stoków formy diamiktonem spływowym. Świadczy o tym obecność struktur fluidalnych i deformacji w obrębie diamiktonu a także jego bardzo nieregularny spąg nawiązujący do stoków formy. Jej ciężar spowodował powstanie zaburzeń w podścielających go piaskach.



Ryc. 48. Etapy kształtowania ozu w Tosiach: 1 – powstanie rynny subglacialnej na skutek erozji, 2 – akumulacja w kanale pod ciśnieniem hydrostatycznym; 3 – obryw stropu kanału i pogrzebanie brył martwego lodu, akumulacja w powiększonym kanale pod ciśnieniem atmosferycznym; 4 – akumulacja w rozpadlinie lodowej; 5 – wytapianie brył martwego lodu i powstanie zaburzeń z osiadania

W formie położonej na wschód obecnie nie jest możliwe określenie dokładniejszej genezy części zakorzenionej. Górna część formy tworząca zespół T4 powstawała najprawdopodobniej już podczas deglacjacji w otwartej rozpadlinie lodowej. Wał ten jest szerszy a jego górna część jest znacznie bardziej drobnoziarnista od wału zachodniego. Akumulacja w rozpadlinie mogła się rozpocząć znacznie wcześniej. Warunki w niej panujące

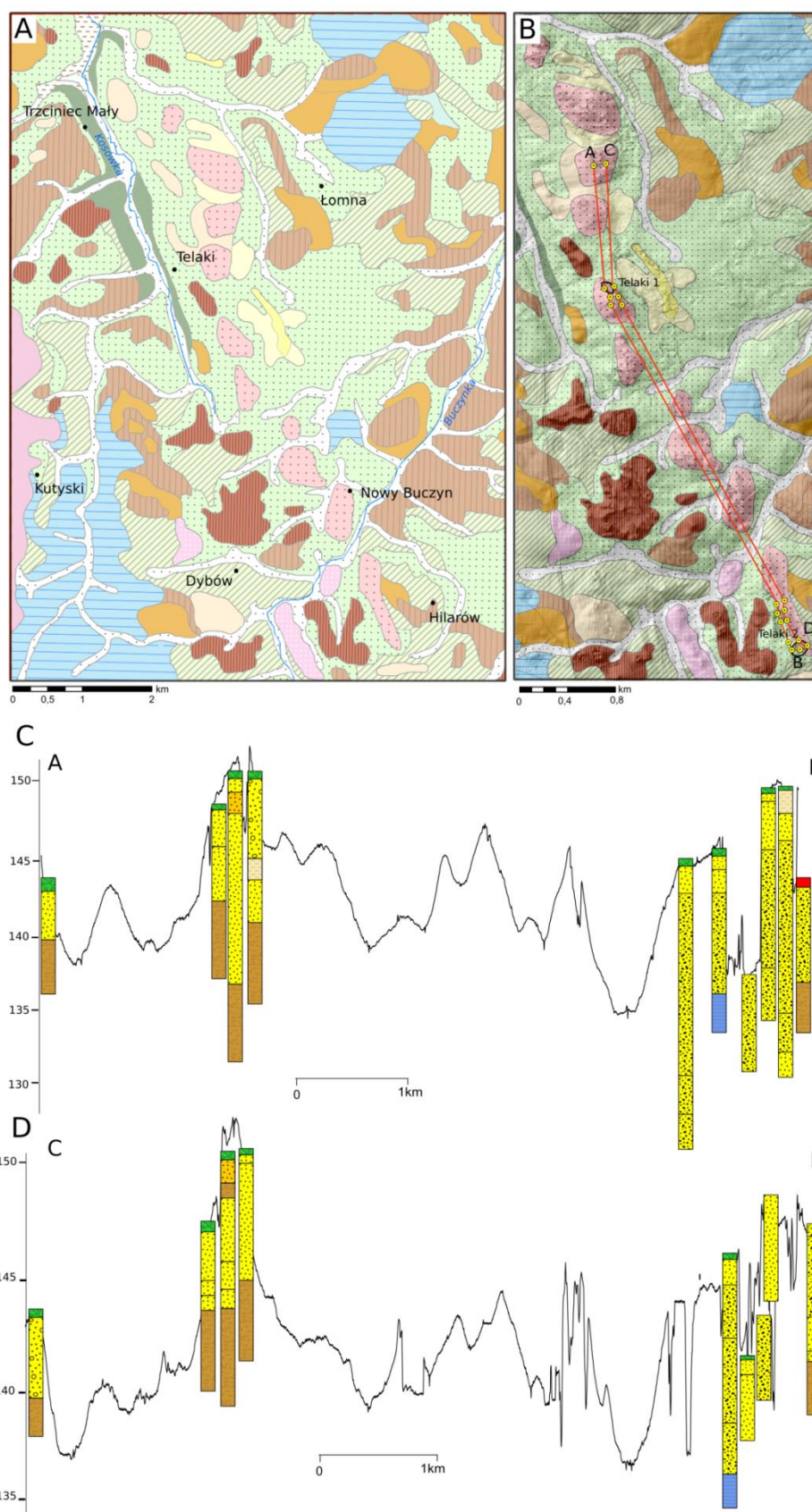
zależne były od tempa ablacji lądolodu, ilości dostarczanej wody i materiału. Podczas gwałtowniejszych przepływów następowała akumulacja litofacji *Gt*, *GSt*, *SGt* na skutek migracji megariplemarków w korytach głębokości 2–7 m. Zmniejszenie energii zapisywało się w postaci litofacji *Sh* i *Sr*. Okresowo wody były całkowicie blokowane i w warunkach zbiornikowych akumulowały się mułki. Górna część tej formy ma charakter kemowy, analizowany wał jest więc najprawdopodobniej formą złożoną. O możliwości powstania nadbudowy kemowej w warunkach deglacjacji świadczy również obecność moren martwego lodu, które zostały stwierdzone w bezpośrednim sąsiedztwie ozu (Wrotek, 1998).

5.6. Obszar testowy Telaki

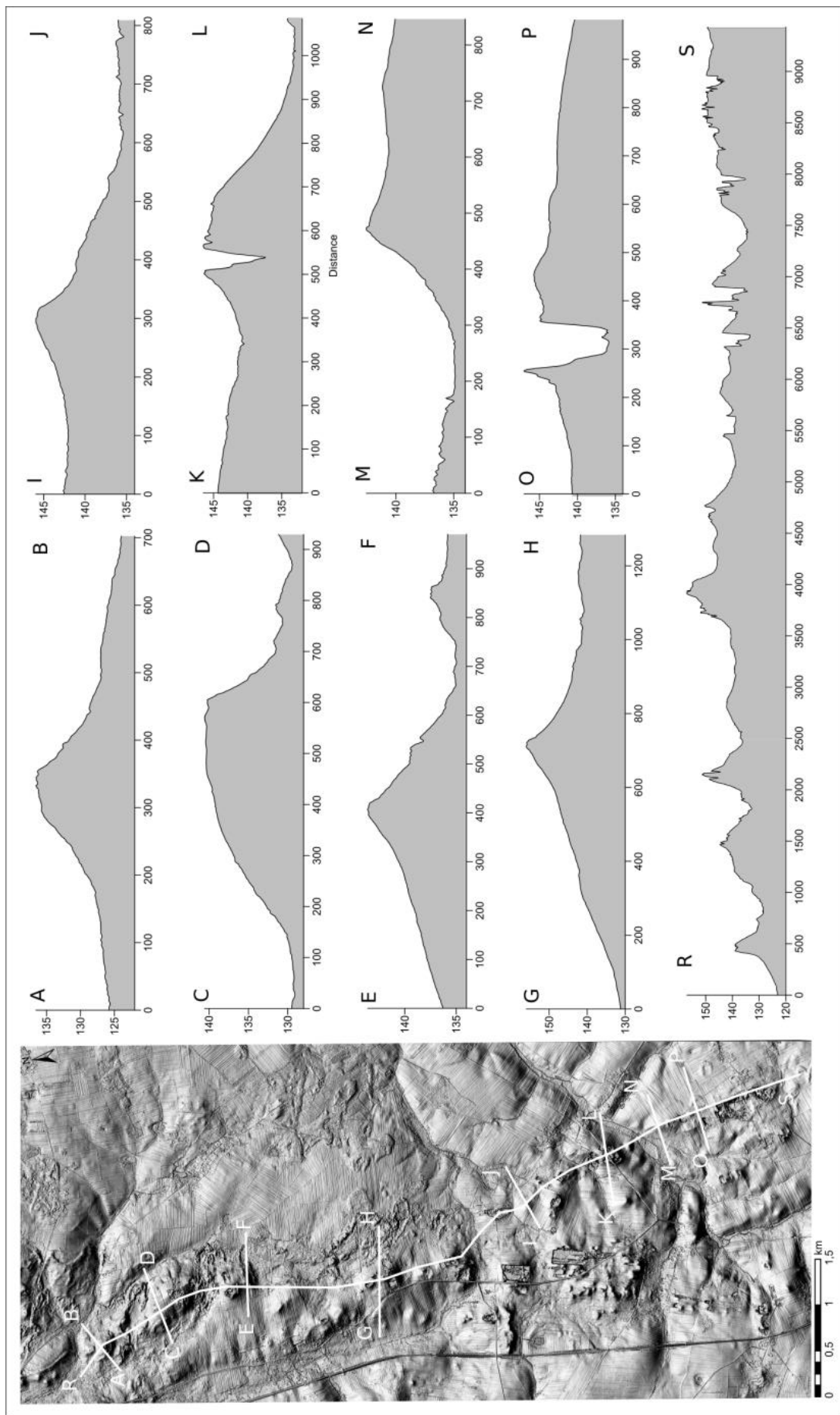
5.6.1. Budowa geologiczna i rzeźba

Stanowisko Telaki znajduje się w obrębie ozu zlokalizowanego w północnej części Wysoczyzny Siedleckiej. Forma położona jest w odległości ok. 5 km na południe od stanowiska Tosie. Cały analizowany obszar znalazł się w zasięgu lądolodu warty. Obszar zlokalizowany jest w obrębie wyniesienia mazursko-suwańskiego. Podłoże czwartorzędu stanowią ropy pstry, mułki i piaski z węglem brunatnym neogenu (Wrotek, 2002). Miąższość osadów czwartorzędu wynosi średnio 30–40 m. Oz Telaków rozciąga się od miejscowości Trzciniec Mały do Hilarowa. Przez Straszewską (1968) został zinterpretowany jako wał moreny czołowej subfazy Udrzyna. Biegnie on wzdłuż doliny Kosówki, która założona jest na rynnę polodowcowej o długości ok. 9 km (Wrotek, 2002). Otoczony jest równinami wodnolodowcowymi oraz wysoczyzną morenową. Miejscami wysoczyzny pokryte są niewielkiej miąższości płatami piasków i żwirów lodowcowych. Wzdłuż ozu po jego zachodniej stronie występują liczne pagórki moren martwego lodu. Znaczną część obszaru pokrywają mułki i ropy zastoiskowe (ryc. 49A). W południowej części obszaru występują kemy. Na zachód od miejscowości Kutyski znajduje się bardzo rozległa forma szczelinowa, której długość dochodzi do 60 km (Wrotek, 1998).

Oz Telaków jest jednym z najdłuższych na obszarze staroglacjalnym Polski. Według Wrotka (1998) składa się z 10 odcinków położonych w jednej linii i oddalonych o maksymalnie 500 m (ryc. 49A, B). Analizując morfologię ozu można wydzielić w nim 6 segmentów. Długość całej formy wynosi ok. 9 km. Szerokość jest zmienna i osiąga maksymalnie 400 m w północnej części wału. Wydłużenie wynosi 22 natomiast krętość 1,07. Maksymalna wysokość formy wynosi 161,3 m n.p.m. natomiast wysokości względne wahają się od 5 do 20 m.



Ryc. 49. Budowa geologiczna obszaru badań; A – budowa geologiczna okolic Telaków (Wrotek, 1998), B – lokalizacja odkrywek, wierceń i profili geologicznych na tle budowy geologicznej i ukształtowania terenu, C, D – profile podłużne przez oz Telaków



Ryc. 50. Morfologia ozu okolic Telaków na podstawie danych LiDAR

Budowa formy jest dość skomplikowana, nie tworzy jej jeden zwarty wał tylko oddzielone obniżeniami pagórki o zróżnicowanej morfologii (ryc. 50, profil R–S). Zaczynając od północy: I segment stanowią dwa równoległe wzniesienia nieznacznie wydłużone w kierunku NW–SE o długości 300 m i wysokości 10 m. Ich stoki są symetryczne (ryc. 50, profil A–B). II segment stanowi dość nieregularny wał o lekko krętym przebiegu i długości 800 m. Jego wysokość względna sięga 15 m. Charakteryzuje się największą szerokością. Jego stoki są asymetryczne, zachodni jest wypukły i dość łagodny, natomiast wschodni – stromy (ryc. 50, profil C–D). III segment tworzy regularny pagórek o symetrycznych stokach (ryc. 50, profil E–F). Jego długość wynosi 370 m. IV segment tworzy wydłużony pagórek o długości 520 m i orientacji NW–SE. Jego położenie i kształt sugeruje, że jest to fragment połączenia wału głównego i niewielkiego dopływu. V segment stanowi wał o długości 1,4 km, wysokości względnej do 20 m, wyraźnie zarysowanym grzbiecie i dość symetrycznych stokach (ryc. 50, profil G–H). Tworzą go dwa wydłużone pagórki oddzielone obniżeniem. Pagórek północny charakteryzuje się największą wysokością bezwzględną w omawianej formie. Odcinek zorientowany jest z NNW na SSE. W kierunku NNW, praktycznie na przedłużeniu tego segmentu, znajduje się wydłużony pagórek o podobnej orientacji. Na SMGP (Wrotek, 1998) został zinterpretowany jako morena martwego lodu jednak analizując sytuację morfologiczną nie można wykluczyć jego związku z ozem. VI segment tworzy wał o nieregularnej linii grzbietowej z licznymi przewyższeniami i obniżeniami. Wał został przerwany w trzech miejscach przez niewielkie dolinki, jednak morfologiczny charakter ciągłości formy został zachowany. Jego łączna długość wynosi ok. 4 km. Stoki formy są asymetryczne a jego wysokość względna wynosi 5–10 m (ryc. 50, profile I–J, K–L, M–N, O–P). Orientacja wykazuje kierunek NW–SE. Do północnej części odcinka dochodzi wał o długości ok. 400 m i orientacji WWN–EES, który stanowi najprawdopodobniej dopływ wału głównego.

5.6.2. Cechy osadów

Osady budujące formę zostały przeanalizowane w dwóch kopalniach położonych w odległości ok. 5 km. Stanowisko Telaki 1 znajduje się w środkowej części formy w V segmencie natomiast Telaki 2 w południowej części segmentu VI.

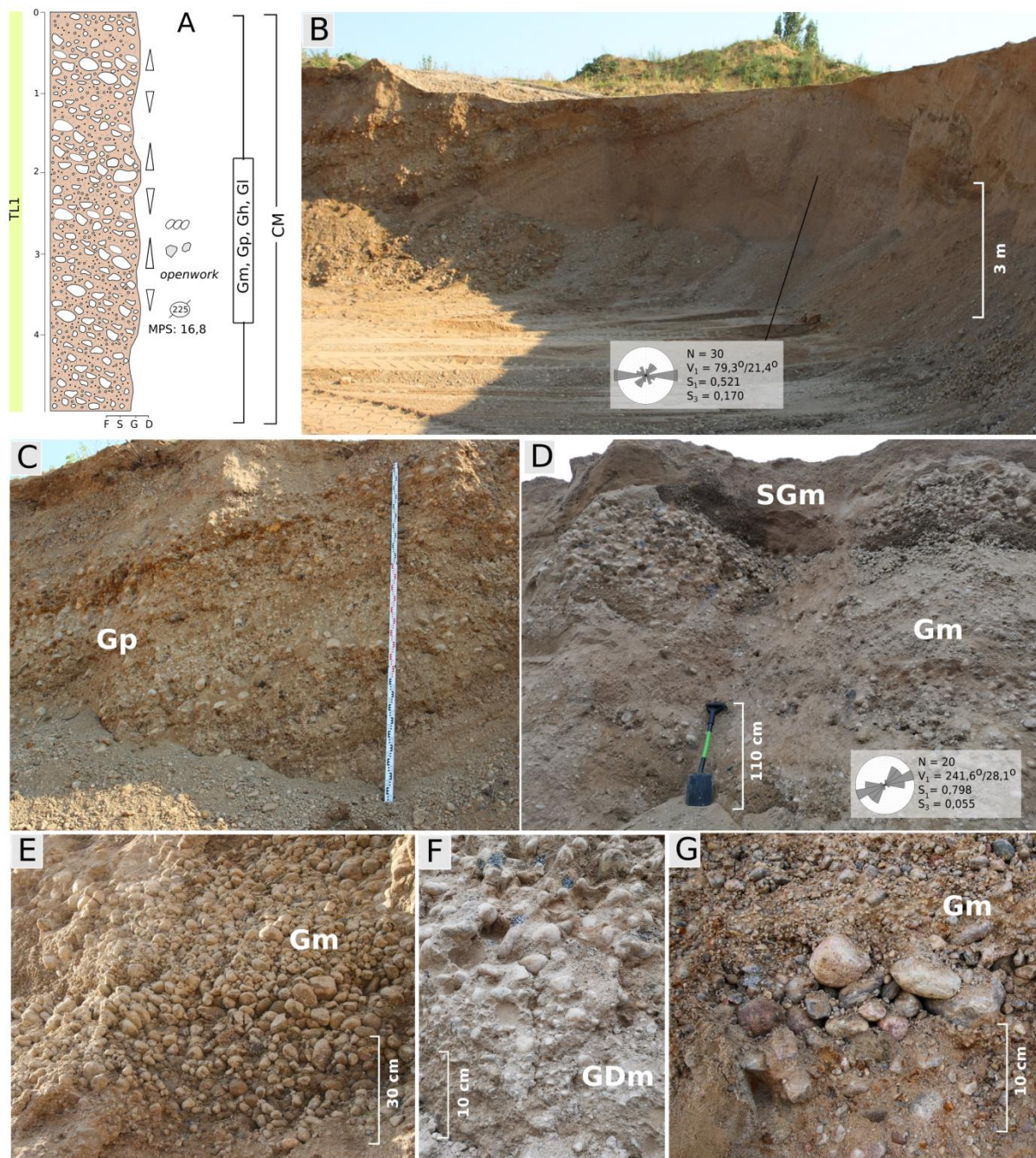
Telaki 1

Stanowisko Telaki 1 zlokalizowane jest w płytkiej kopalni (ok. 6 m) w najwyższym odcinku ozu. Udokumentowana miąższość osadów dochodzi tu do 15 m (Wrotek, 2002).

Forma zbudowana jest z kompleksu glacyfluwialnego TL1. Na odcinku kilku metrów osady glacyfluwialne pokryte są diamiktonem kompleksu TL2. Profil osadów w południowo-zachodniej części odsłonięcia tworzą żwiry o miąższości minimum 5 m. Widoczne jest w nich warstwowanie wielkiej skali zapadające w kierunku N (środkowa część odsłonięcia) i NE (wschodnia część odsłonięcia) (ryc. 51). Kąt pochylenia warstw waha się od 20° do 0° i zmniejsza się w kierunku północnym. Odsłonięcie rozcina serię na długości ok. 60 m i rozciągłości ok. 50 m. W ścianie poprzecznej do orientacji formy widoczny jest wyraźny układ pseudoantyklinalny warstw (ryc. 51B). Część osadów ma strukturę masywną. Widoczne jest zróżnicowanie uziarnienia w obrębie tej serii. Żwiry znajdujące się w „jądrze” fałszywej antykliny są drobniejsze, natomiast zewnątrz warstwy zbudowane są z grubszych żwirów. Orientacja klastów w „jądrze” wykazuje kierunek W–E, a więc klasty mają układ a(t). Osady charakteryzują się bardzo złym wysortowaniem (ryc. 51B, C, D, F). Dominuje w nich polimodalny i bimodalny rozkład uziarnienia. W niektórych przewarstwieniach obecna jest natomiast tekstura *openwork* (ryc. 51G). Te osady cechują się unimodalnym rozkładem uziarnienia. Miejscami występuje normalne i odwrócone uziarnienie frakcjonalne. W ścianie rozcinającej oz podłużnie widoczne są trzy wzniesienia zbudowane z grubszych żwirów w górnej części odsłonięcia (ryc. 51D). Rozmieszczone są w regularnych odstępach co ok. 3 m. Tworzą osobne serie masywnych żwirów, które w dół profilu przechodzą w żwiry z niewyraźnym wartowaniem zapadającym na N. Serie żwirowe rozdzielone są wyraźnymi granicami. Klasty budujące te „wzniesienia” charakteryzują się silnym upakowaniem oraz imbrykacją (ryc. 51E). W dół profilu ich wysortowanie i upakowanie słabnie. Orientacja klastów w tej serii wykazuje kierunek NE–SW. Obniżenia pomiędzy wzniesieniami wypełnione są przez masywne piaski ze żwirem *SGm*. W środkowej i południowej części odsłonięcia występują żwiry diamiktonowe *GDM*. Charakteryzują się skrajnie słabym wysortowaniem oraz bimodalnym rozkładem uziarnienia. Miejscami widoczne jest w nich odwrócone uziarnienie frakcjonalne (ryc. 51F). Ich miąższość dochodzi do 1 m.

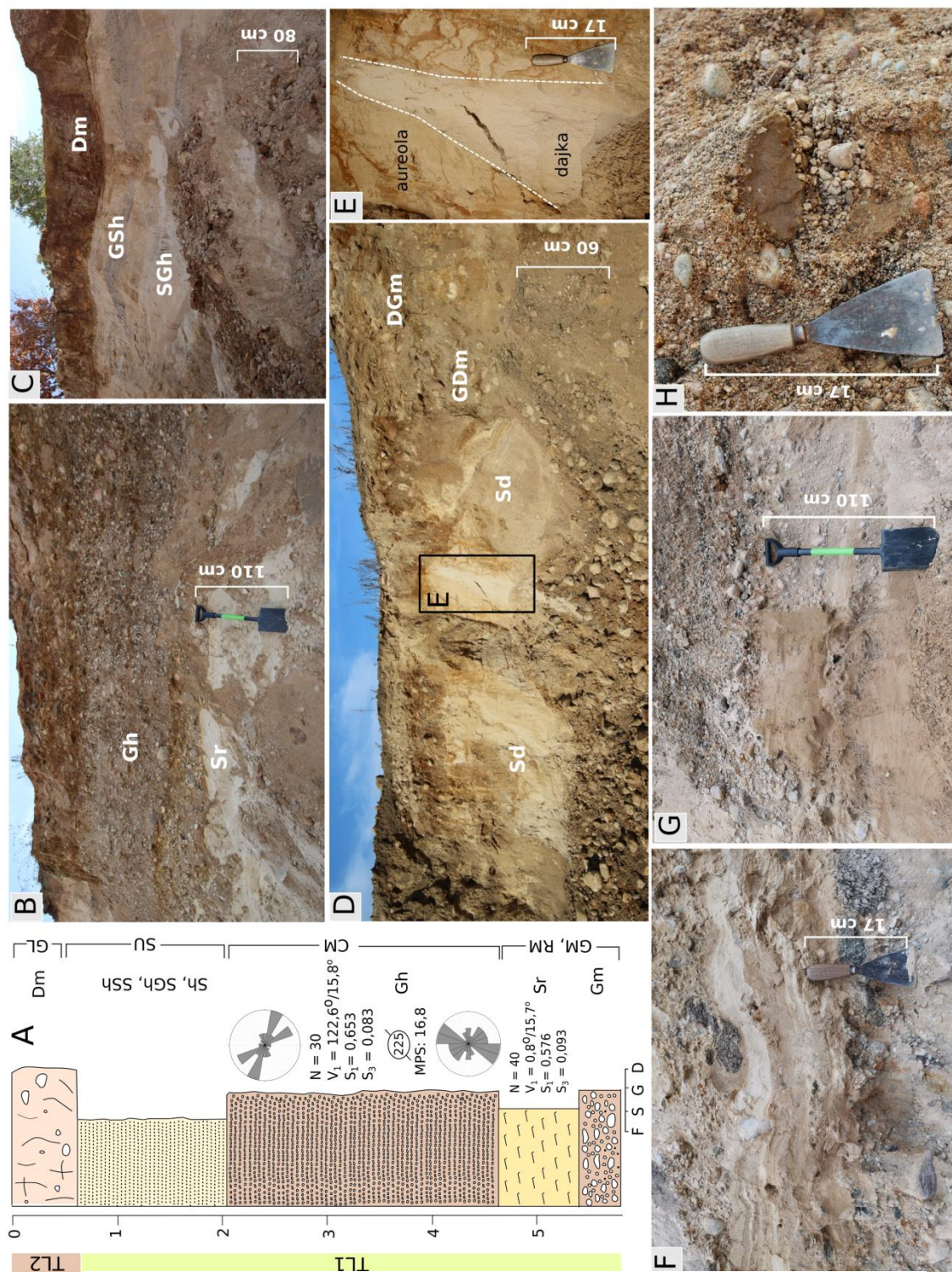
W niektórych partiach serii żwirowej klasty mają bardzo podobną wielkość i zwarty szkielet ziarnowy natomiast ich matriks stanowią osady mułkowe i ilaste (zawartość frakcji <0,063 przekracza 10%). W całej serii występują toczne mułkowo-ilaste, których rozmiary wynoszą od kilku do kilkunastu cm (ryc. 52H). Średnice największych klastów przekraczają 20 cm a MPS dla całej serii waha się w przedziale 15–18 cm. Kąt pochylenia i miąższość tych osadów spada w kierunku północnym. W północno-wschodniej części odsłonięcia ich miąższość wynosi 2,5 m i dominuje w nich struktura warstwowania niskokątowego i horyzontalnego (ryc. 52A, B). Nadal przeważa rozproszony szkielet ziarnowy oraz słabe

wysortowanie, ale występują również przewarstwienia żwirów z teksturą *openwork*. Maksymalne średnice klastów osiągają 22 cm natomiast MPS wynosi 16,8 cm. Klasty w środkowej części odsłonięcia zorientowane są z NW na SE natomiast w północnej z NNE na SSW. W dolnej części serii odnotowano obecność bryły osadów piaszczystych o wymiarach ok. 1 m średnicy, nieregularnym kształcie i strukturze masywnej (ryc. 52G).



Ryc. 51. Telaki 1. Osady kompleksu TL1; A – profil litofacyjny osadów, B – poprzeczny przekrój przez pseudoantyklinalny układ osadów z widocznym bardziej drobnoziarnistym „jądrem”, orientacja klastów, C – warstwowane przekątanie osady żwirów z rozproszonym szkieletem ziarnowym, zapadające na N, D – „wzniesienia” w serii masywnych żwirów, E – imbrykacja klastów w osadach żwirowych o zwartym szkielecie ziarnowym, F – odwrócone uziarnienie frakcjonalne w masywnych żwirach o rozproszonym szkielecie ziarnowym, G – tekstura *openwork* w warstwowanych żwirach

Ryc. 52. Telaki 1.
Osady kompleksu TL1 i TL2; A – profil litofacjalny osadów, B – horyzontalnie warstwowane żwiry przykrywające piaski warstwowane riplemarkowo.
C – Warstwa diamiktonu (TL2) zalegająca na horyzontalnie warstwowanych piaskach i żwirach, D – deformacje osadów piaszczystych oraz żwirów diamiktonowych, E – dajka piaszczysta ze strefą aureoli, F – ślady grzeźnięcia żwirów w osadach piaszczystych, G – bryła piaszczysta w osadach żwirowych, H – toczeniec gliniasty



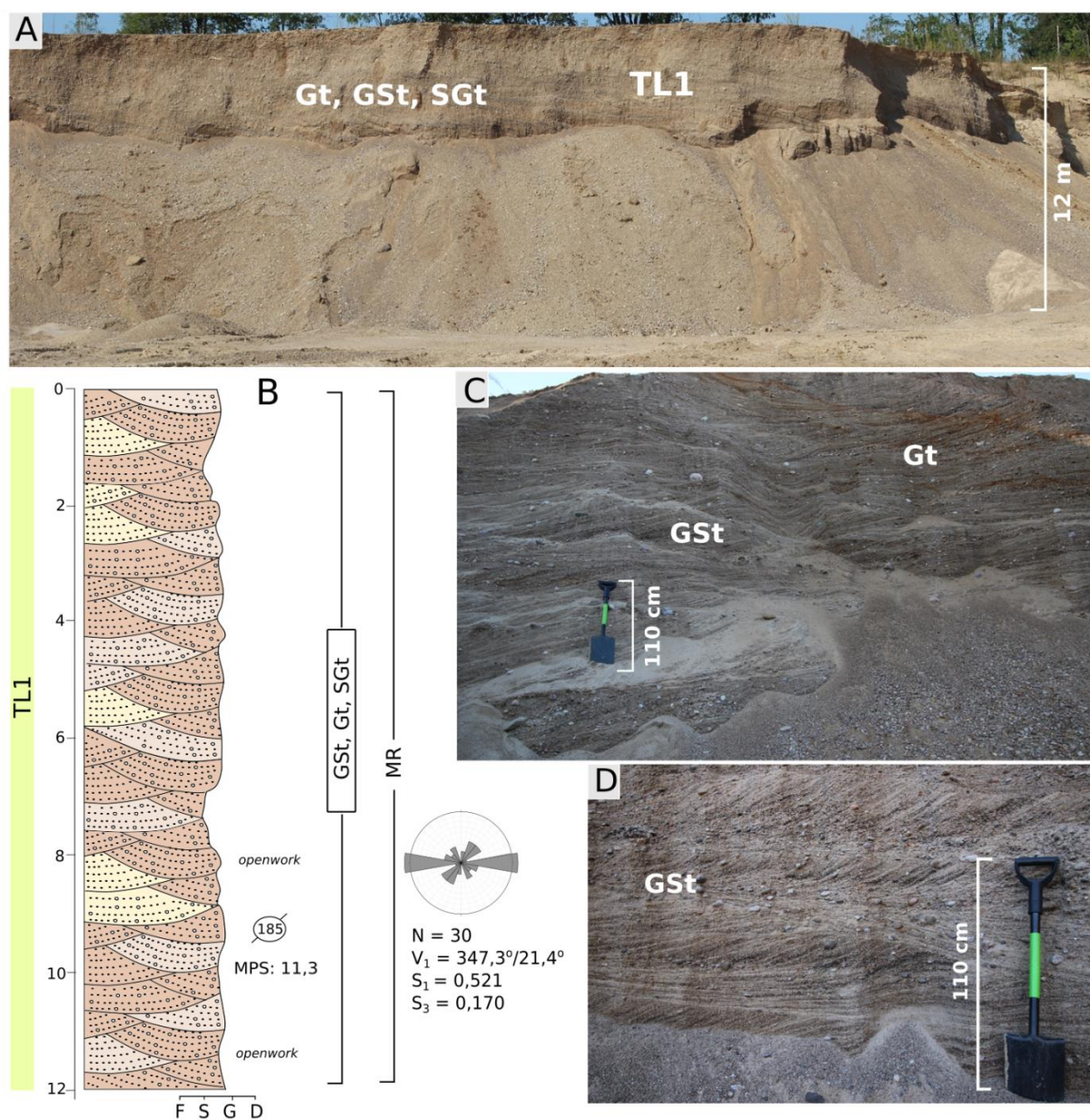
Główna seria żwirowa podścielona jest warstwą riplemarkowo warstwowanych piasków o miąższości ok. 70 cm. Są to piaski drobnoziarniste o umiarkowanym wysortowaniu. Posiadają erozyjną granicę z pokrywającymi ją żwirami (ryc. 52B). Poniżej znajduje się kolejna warstwa żwirów odsłaniająca się na głębokość 1 m. Mają one strukturę masywną i bardzo słabe wysortowanie. We wschodniej części odsłonięcia powyżej górnej serii żwirów znajdują się horyzontalnie warstwowane piaski i żwiry *GSh*, *SGh*, *Sh* o miąższości do ok. 2 m, które wyklinowują się w kierunku południowym. Ich wysortowanie jest słabe i bardzo słabe. Na długości ok. 7 m w górnej części profilu występuje masywny diamikton o miąższości do ok. 1,2 m (ryc. 52C). W części zachodniej nad osadami żwirowymi również występują piaski i piaski ze żwirem *Sh*, *SGh*, *Sm*. W ich obrębie znajdują się deformacje, głównie plastyczne oraz dajka piaszczysta (ryc. 52D, E). Wielkość tych struktur dochodzi do 80 cm wysokości oraz 60 cm szerokości. Wokół największej dajki widoczna jest strefa aureoli, w której występują liczne drobnoskalowe deformacje. Litofacje piaszczyste posiadają granicę deformacyjną z pokrywającymi je płatami żwirów diamiktonowych i diamiktonów żwirowych o bardzo niewyrównanym spągu (ryc. 52D). Mają one strukturę masywną lub deformacyjną a ich miąższość dochodzi do 2 m. W ich dolnej części widoczne są ślady grzęźnięcia klastów żwirowych w piaskach (ryc. 52F). Charakteryzuje je skrajnie słabe wysortowanie i rozproszony szkielet ziarnowy. Średnice klastów przekraczają 25 cm. Matriks stanowią głównie osady drobniejsze od piasku, których udział dochodzi do 45%.

Wschodni stok formy pokryty jest diamiktonem o miąższości do ok. 1,7 m stanowiącym kompleks TL2. Charakteryzuje się on brązową barwą, niewyraźnym warstwowaniem i znaczną homogenicznością (ryc. 52C). Posiada ostrą granicę z podścielającymi je osadami, ale bez śladów erozji lub deformacji tych osadów. Miejscami występuje nieznaczne pograżanie się diamiktonu w osady piaszczysto-żwirowe. Gdziekolwiek miejscami występują niewielkie przewarstwienia piaszczyste i nagromadzenia żwirów zawieszonych w drobniejszym matriks.

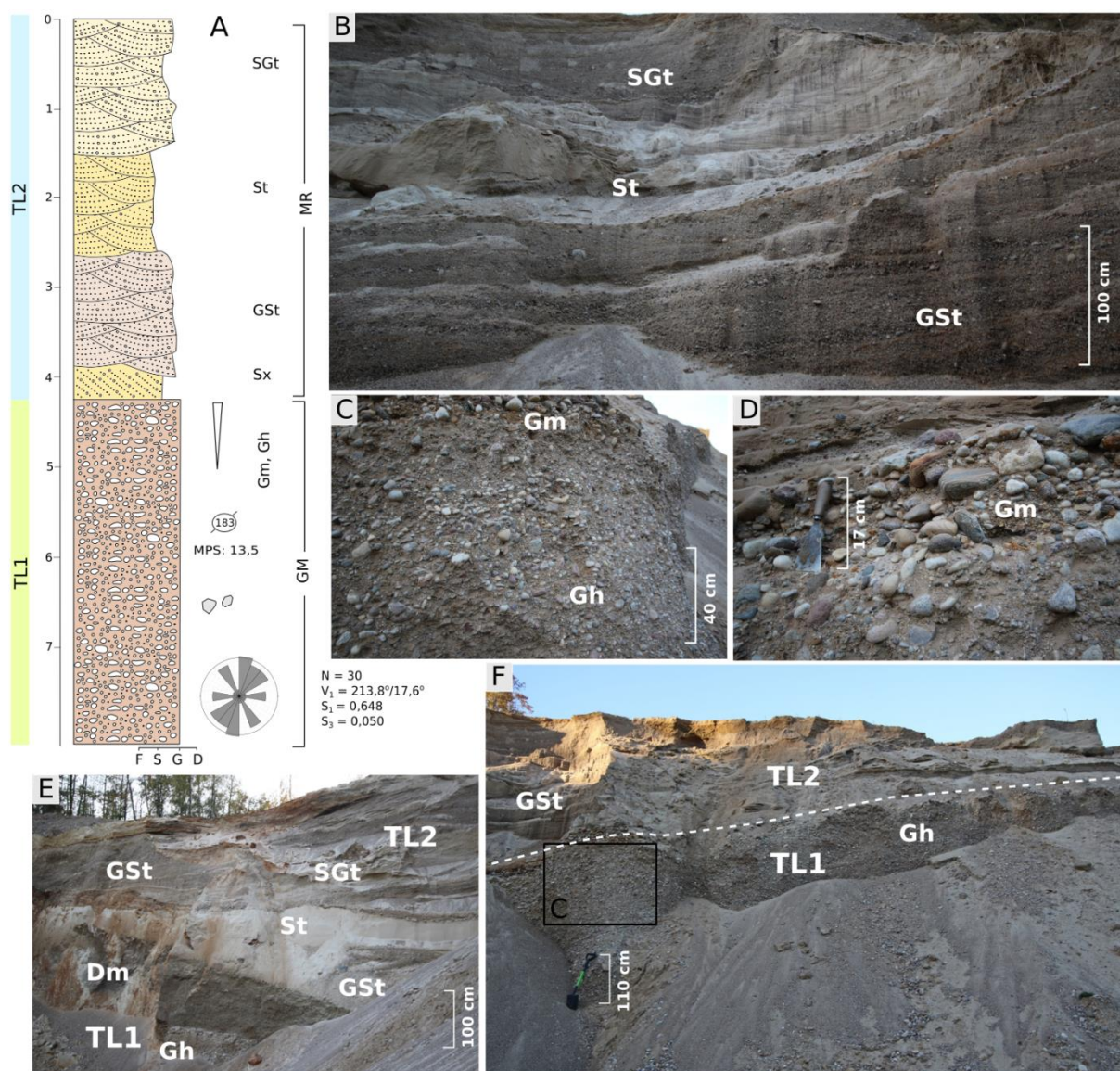
Telaki 2

W osadach stanowiska Telaki 2 wyróżnić można dwie jednostki TL1 oraz TL2. Jednostka TL1 ma rozciągłość ok. 80 m w poprzek formy a jej miąższość przekracza 12 m (ryc. 53). Jej spąg nie jest widoczny, a jej górna część uległa zniszczeniu na skutek prac wydobywczych. Tworzą ją monotonne osady przekątnie rynnowo warstwowanych żwirów oraz żwirów i piasków *Gt*, *GSt*, *SGt*. Dominują warstwowania średniej skali (ryc. 53C, D).

Orientacja rynien wykazuje kierunek N–S. Wysortowanie osadów jest słabe i bardzo słabe, dominuje rozproszony szkielet ziarnowy (ryc. 56). Osady charakteryzują się polimodalnym, unimodalnym oraz bimodalnym rozkładem uziarnienia. W drobniejszych żwirach oraz piaskach ze żwirem zdarzają się klasty o ponadprzeciętnych rozmiarach. W niektórych rynnach występuje tekstura *openwork*. Największe odnotowane średnice klastów przekraczają 18 cm. Ich orientacja wykazuje kierunek W–E, mają więc układ a(t). Seria osadów żwirowych obniża się w kierunku zachodnim gdzie przykrywa je warstwa żwirów warstwowanych zgodnie z jej pochyleniem o miąższości dochodzącej do 2 m (ryc. 54).



Ryc. 53. Telaki 2. Osady jednostki TL1; A – centralny fragment odsłonięcia osadów jednostki TL1, B – profil litofacjalny osadów, C – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry średniej i wielkiej skali, D – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry z piaskami o rozproszonym szkielecie ziarnowym



Ryc. 54. Telaki 2. Osady jednostek TL1 i TL2; A – profil litofacjalny osadów, B – przekątnie rynnowo warstwowane piaski i żwiry jednostki TL2, C – warstwowane żwiry z rozproszonym szkieletem ziarnowym, D – masywne żwiry w górnej części jednostki TL1, E – kontakt osadów glacyfluwialnych jednostki TL1 i TL2 z diamiktonem, F – horyzontalnie warstwowane żwiry jednostki TL1 i przekątnie rynnowo warstwowane żwiry i piaski jednostki TL2

Żwiry te charakteryzują się bardzo słabym wysortowaniem (ryc. 54C), rozproszonym szkieletem ziarnowym oraz w górnej części obecnością odwróconego uziarnienia frakcyjnego (ryc. 54D). Występuje w nich polimodalny rozkład uziarnienia. Największe klasty w tej serii mają średnice przekraczające 18 cm, natomiast ich orientacja jest dość rozproszona. Dominuje kierunek NNE–SSW. Klasty układają się w pozycji zarówno a(p) jak i a(t). W ich obrębie występują pojedyncze toczące o rozmiarach do kilku cm. Warstwa tych żwirów obniża się w kierunku zachodnim od stropu jednostki TL1 do dna odsłonięcia gdzie ginie pod warstwą diamiktonu (ryc. 54E). Jest to diamikton masywny, homogeniczny, o szaro-brązowej barwie i miąższości ok. 2 m. W jego spągu nie odnotowano deformacji ani

A

TL1

TL2

B

GSp
Sh
Gm
SGH
Sp
Sh
Gm
Sp
SGt
GSt
SGt
St
Sp
GSt
openwork

SU, GS, SB

MR

N = 20
 $V_1 = 168^\circ / 19.7^\circ$
 $S_1 = 0.846$
 $S_3 = 0.009$

F S G D

C

SGt

Sr

Gh

110 cm

D

Gm

SFr

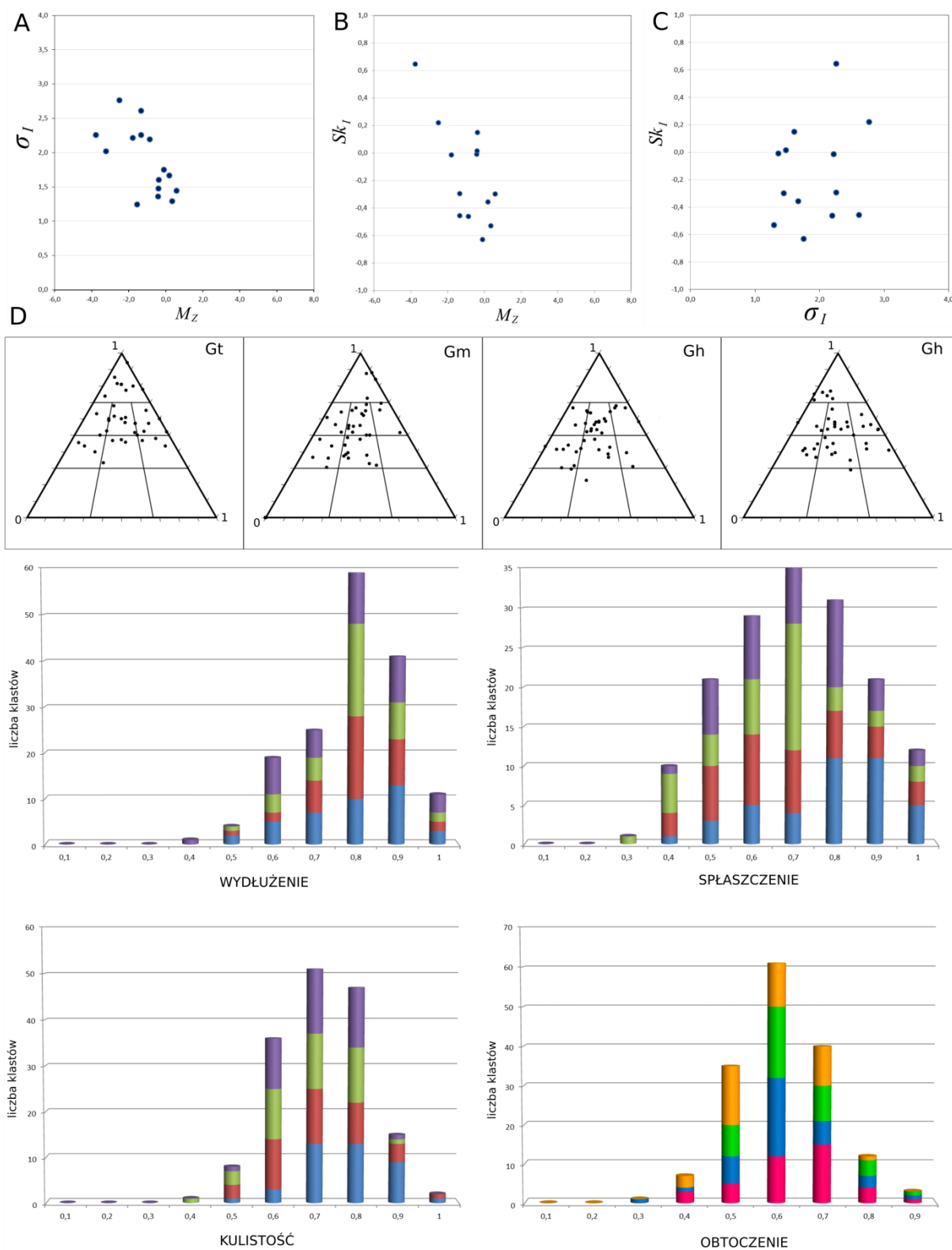
St

Sp

Gt

80 cm

116



Ryc. 46. Cechy teksturalne osadów ozu Telaków; A – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren, B – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren, C – stosunek skośności do wysortowania, D – wyniki analizy kształtu i obróbki klastów

Powyżej litofacji *Dm* i *Gh* znajdują się osady przekątnie rynnowo warstwowanych żwirów i piasków jednostki TL2 (ryc. 54A). Charakteryzują się większym zróżnicowaniem w obrębie

uziarnienia oraz większym udziałem osadów drobniejszych niż w jednostce TL1. Rynny są szersze a wysortowanie bardzo zmienne.

We wschodniej części odsłonięcia również występuje obniżenie i zmniejszenie miąższości głównej serii. Nad osadami jednostki TL1 występują drobniejsze osady warstwowych piasków i piasków z mułkami *Sp*, *St*, *Sr*, *SFh*, *SFr* przewarstwionych niewielkiej miąższości soczewami żwirów *Gm* tworzących jednostkę TL2 (ryc. 55). Osady tej jednostki pogrubiają się w kierunku wschodnim, gdzie osiągają miąższość ok. 8 m. Szczególnemu pogrubieniu ulegają osady przekątnie riplemarkowo warstwowych piasków (ryc. 55C), których miąższość osiąga 4 m. W obrębie osadów nie zaobserwowano deformacji z wyjątkiem niewielkiej ilości drobnych uskoków.

Zwartość skał z lokalnego podłoża w osadach stanowisk Telaki 1 i Telaki 2 wynosi średnio 10,6%. Maksymalna zawartość klastów lokalnych dochodzi do 17%. Średni stopień obtoczenia klastów wynosi 0,6, w klasie tej skupie się 38% klastów. Nie odnotowano wyraźnego zwiększenia obróbki pomiędzy stanowiskami Telaki 1 i Telaki 2. Wskaźnik wydłużenia klastów wynosi 0,79, spłaszczenia – 0,7, *maximum projection sphericity* – 0,72. Dominują klasty o kształcie *compact-bladed* (23%) i *bladed* (17,7) (ryc. 56).

5.6.3. Interpretacja

Dwa przeanalizowane segmenty ozu różnią się od siebie pod względem genetycznym. Cała forma powstała w obrębie rynny subglacialnej o czym świadczy zakorzenienie osadów jednak transport i akumulacja w jej obrębie nie zachodziła jednorodnie. Rynna posiadała bardzo nieregularną linię talwegu z obecnością wypłyceń (np. w okolicy stanowiska Telaki 1) i przegłębień (np. w okolicy stanowiska Telaki 2). Erozja w obrębie rynny zachodziła więc niejednakowo (ryc. 57 – 1).

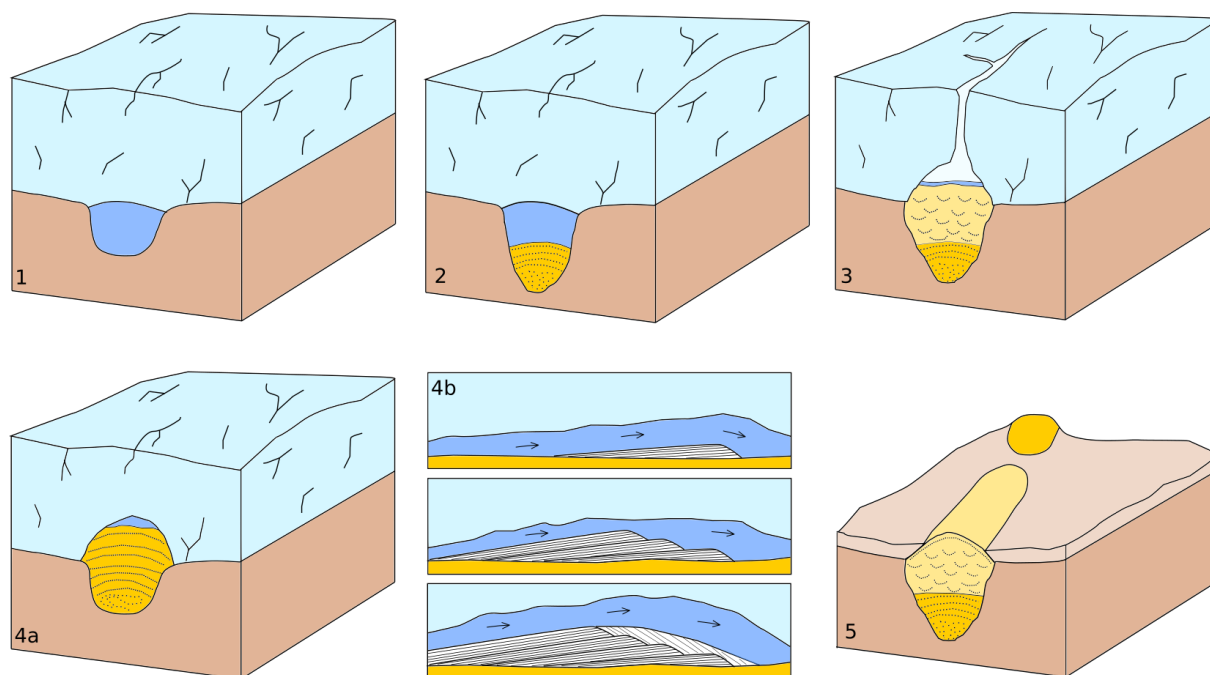
Segment północny ze stanowiskiem Telaki 1 charakteryzuje się dużo bardziej grubookruchowymi osadami oraz znacznie gorszym ich wysortowaniem. Obserwujemy tu zespoły cech charakterystyczne dla dwóch makroform typowych dla tuneli typu R i opisywanych przez Brennand (1994). Bardzo wyraźne pseudoantyklinalne ułożenie osadów żwirowych, ich słabe wysortowanie i występowanie zarówno warstwowych jak i masywnych żwirów typowe jest dla makroform pseudoantyklinalnych (*pseudoanticlinal macroform*). Natomiast występowanie żwirów przekątnie płasko warstwowych oraz masywnych w seriach zapadających przeciwnie do kierunku przepływu w wielkiej skali występuje w makroformach złożonych (*composite macroform*). Kierunki warstwowania głównej serii żwirów są zgodne z orientacją formy jednak zapadają przeciwnie do

spodziewanego kierunku przepływu. Kanał lodowcowy odwadniający lądolód odprowadzał wody na jego przedpole więc odpływ musiałby odbywać się w kierunku południowym. Najbardziej prawdopodobnym wytłumaczeniem takiego układu warstw jest proksymalny przyrost odsypów i ich progradacja w górę przepływu. Dowodem na to jest obecność wyraźnych, nakładających się na siebie serii osadów z kulminacjami rozmieszczonymi w regularnych odstępach, tworzących najprawdopodobniej czoła odsypów. Taki układ osadów został przedstawiony przez Brennand (1994) w schemacie powstawania makroform złożonych (ryc. 57 – 4b). Obecność w jednej makroformie cech typowych dla form powstających w odmienny sposób, gdzie makroformy złożone typowe są dla rozszerzeń tuneli subglacialnych a pseudoantyklinalne dla ich wąskich odcinków (Brennand, 1994, Brennand i Shaw, 1996), świadczyć może o powstawaniu jej w warunkach przejściowych. Niewykluczone, że w pewnych sytuacjach mogą tworzyć się formy pośrednie. Obecność którejkolwiek z tych form dowodzi, że znaczna część jednostki TL1 powstawała w warunkach subglacialnych pod ciśnieniem hydrostatycznym podczas całkowitego wypełnienia kanału wodą (ryc. 57 – 4a). Kolejnym dowodem na taki sposób akumulacji jest obecność aż trzech litofacji uznanych za diagnostyczne dla przepływów subglacialnych: (1) Skrajnie słabo wysortowane żwiry, które porównać można do opisywanych przez Mokhtari Farda i Gruszkę (2007) litofacji tzw. „dirty gravels”. Reprezentują one fację *sliding-bed* uznanych za diagnostyczną dla środowiska tunelu subglacialnego (Saunderson, 1977; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007). (2) Litofacje *Gm* o słabym wysortowaniu, masywnej strukturze, polimodalnym rozkładzie uziarnienia i pseudoantyklinalnym pokroju odpowiadają litofacji tzw. *heterogeneous gravels* uznanej za diagnostyczną przez Brennand (1994). (3) Litofacja *Gm* o zwartym szkielecie ziarnowym, bimodalnym rozkładzie uziarnienia, imbrykacji i występowaniu stref z teksturą *openwork*, które za diagnostyczne zostały uznane przez Mokhtari Farda i Gruszkę (2007). Przepływ podczas depozycji głównej serii żwirowej musiał być bardzo wysokoenergetyczny o czym świadczy obecność głazów w osadach. Możliwe, że miał charakter powodzi subglacialnej. Prędkość przepływu wód przekraczała $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a naprężenie ścinające 80 Pa, jednak wartości te mogą być mocno niedoszacowane z powodu ograniczonej dostępności materiału grubookruchowego. Burke i in. (2008, 2010) uważają obecność makroform złożonych przemieszczających się w górę przepływu w tunelu subglacialnym za diagnostyczną dla depozycji podczas powodzi lodowcowej typu GLOF (*glacial lake outburst flood*). W górnym odcinku rynny musiała zachodzić silna erozja osadów podłoża o czym świadczą liczne intraklasty obecne w osadach żwirowych. Bryła piaszczysta znajdująca się w osadach

żwirowych została wyerodowana przez wody subglacjalne i transportowana w wysokoenergetycznym przepływie. Jej nieregularny kształt może świadczyć o erozji termokrasowej (Pisarska-Jamroży i Zieliński, 2012), która zachodziła w górnym odcinku rynny. Zachowanie bryły możliwe było dzięki transportowi w wysoko skoncentrowanym przepływie (Postma i in., 1988; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Pisarska-Jamroży i Zieliński, 2012). Obecność litofacji *Gm* i *Sr*, które występują poniżej głównej serii żwirowej, dowodzi dużej zmienności energii przepływu w kanale. Erozyjna granica pomiędzy *Sr* a *Gh* jest zapisem nagłej erozji osadów co również wspiera teorię o gwałtownym wezbraniu subglacjalnym. Litofacja *Sr* powstała na skutek migracji riplemarków w przepływie niskoenergetycznym najprawdopodobniej związanym z okresem osłabionej ablacji lądolodu lub przyblokowaniem przepływu wody. Po depozycji głównej serii żwirowej doszło do zmniejszenia energii przepływu. Odnotowywało się to akumulacją drobniejszych osadów *Sm*, *Sh* w warunkach górnego płaskiego dna. Mogło mieć to miejsce podczas opadania fali wezbraniowej. Podczas deglacjacji i rozpadania się stropu kanału miały miejsce liczne spływy błotno-gruzowe, które pokryły górną część formy. Ich zapisem są osady litofacji *GDM* i *DGM*. Charakteryzowały się znacząco gęstością i ciężarem co spowodowało pograżanie się ich w osadach piaszczystych i powstanie deformacji w ich sąsiedztwie. W naciskanych piaskach dochodziło do gwałtownego wyciśnięcia przesycanych wodą osadów i powstania struktur ucieczkowych. Wtórne struktury przepływu wody w obrębie dajki świadczą o fluidyzacji osadu (Lowe, 1975; Van der Meer i in., 2009) a ich ukierunkowanie o ruchu wód w górę. Obecność „aureoli” wokół dajki sugeruje, że ruch wody odbywał się również w poziomie (Pisarska-Jamroży i in., 2011). Część formy, głównie w swoich brzeżnych partiach, została pokryta gliną lodowcową o charakterze *melt-out* o czym świadczy jej masywna struktura, ostra granica z podścielającymi osadami, brak deformacji oraz znaczna miąższość (Ruszczyńska-Szenajch, 1998; Piotrowski i in., 2006).

W południowym odcinku ozu zmienność osadów w obrębie widocznego profilu formy jest bardzo niewielka co świadczy o stabilnych warunkach przepływu podczas akumulacji jednostki TL1. Zakorzenie formy sugeruje, że została utworzona w rynnie subglacjalnej (ryc. 57 – 2). Nie jest wykluczone, że pod osadami jednostki TL1 znajdują się osady świadczące o akumulacji pod ciśnieniem hydrostatycznym. Osady litofacji *Gt*, *GSt* i *SGt* powstawały na skutek migracji trójwymiarowych megariplemarków w korycie o głębokości 2–10 m. Nie ma dowodów na przepływ wód pod ciśnieniem hydrostatycznym, a struktura osadów jest typowa dla akumulacji pod ciśnieniem atmosferycznym w rozpadlinie lodowcowej (ryc. 57 – 3). Agregacja osadów zachodziła szybko o czym świadczy ich złe

wysortowanie i obecność nieproporcjonalnie dużych klastów w obrębie zestawów. W ostatnim etapie funkcjonowania rynny doszło do zwiększenia energii przepływu i wypełnienia jej serią warstwowanych żwirów układających się współkształtnie do ścian kanału. Miało to miejsce już podczas początkowej fazy deglacjacji. Doszło do wytopienia się lądolodu i pozostawienia na stokach formy pokrywy diamiktonowej. W dalszym etapie deglacjacji forma zasypana została częściowo osadami glacyfluwialnymi jednostki TL2. Nadal dominowała akumulacja korytowa na skutek migracji megariplemarków oraz po zmniejszeniu energii przepływu riplemarków. Pod koniec sedymantacji występowały zalewy warstwowe oraz wypełnianie niewielkich zbiorniczków zastoiskowych, gdzie odkładały się mułki.



Ryc. 57. Etapy kształtowania ozu w Telakach: 1 – powstanie rynny subglacialnej na skutek erozji, 2 – akumulacja w rynnie pod ciśnieniem hydrostatycznym; 3 – akumulacja odcinka południowego w wąskiej rozpadlinie lodowej; 4a – wypełnianie środkowej części kanału w warunkach subglacialnych; 4b – formowanie makroformy złożonej (*composite macroform*) (na podstawie Brennand i Shaw, 1996); 5 – obraz formy po wycofaniu lądolodu

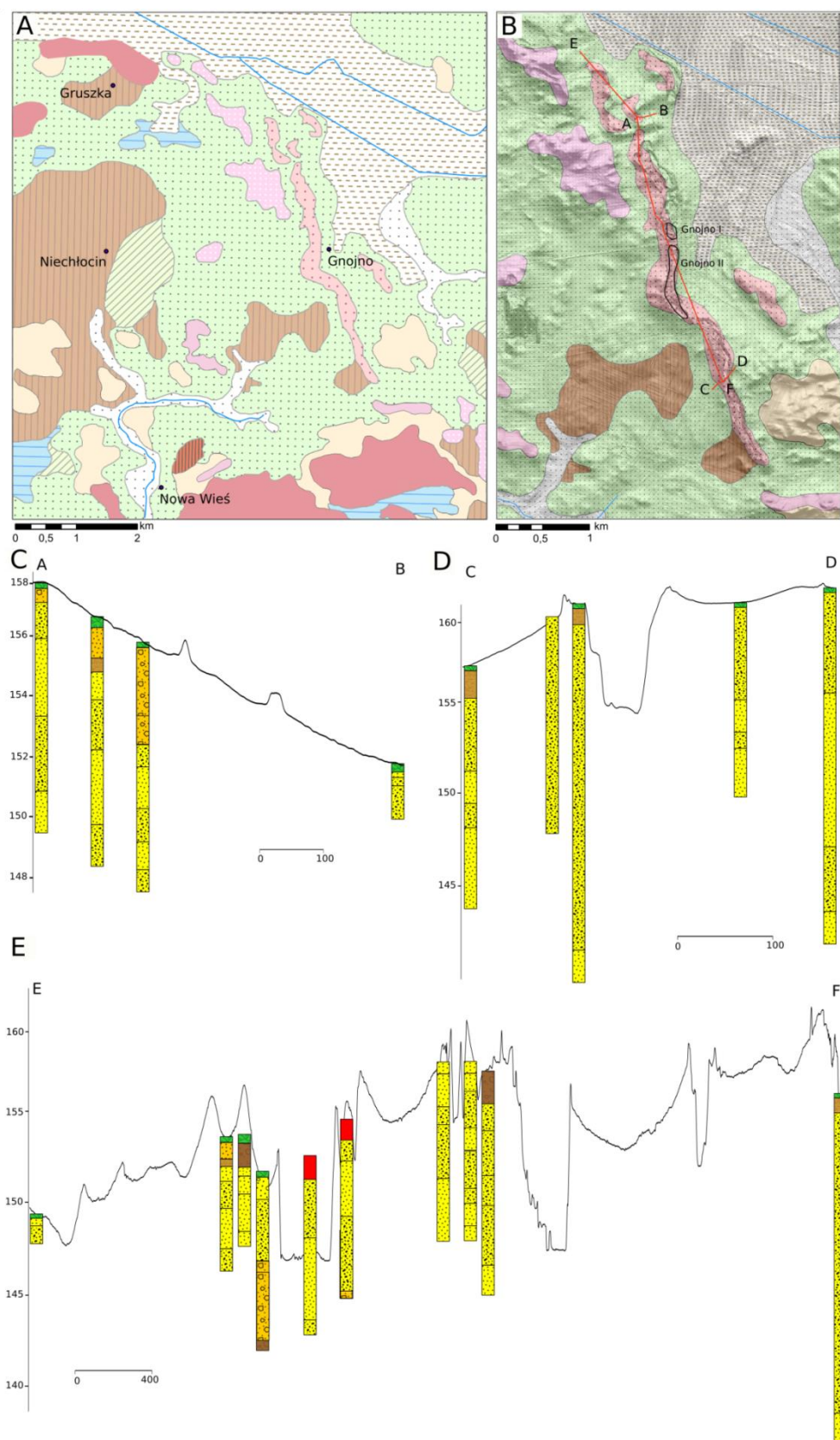
Tak duże zróżnicowanie sedymentologiczne a co za tym idzie geneza odcinków ozu, wskazuje na różnorodny sposób akumulacji segmentów budujących oz. Można na tej podstawie przyjąć dwie możliwe metody powstawania formy: (1) Segmenty powstawały niezależnie od siebie a zapewnianie kanału miało miejsce tylko na pewnych odcinkach. Południowy, najdłuższy segment powstał na skutek ciągłego przepływu korytowego, pionowej akrecji osadów oraz progradacji form w dół przepływu. Natomiast segmenty północne o pagórkowatych kształtach powstawały podobnie jak odcinek ze stanowiskiem Telaki 1 jako wypełnienia rozszerzeń w kanale poprzez progradację makroform w górę

przepływu. Przerwy pomiędzy odcinkami stanowiłyby miejsca niewielkiej sedymentacji w kanale. (2) Akumulacja odbywała się na całej długości rynny mającej zróżnicowaną morfologię, która spowodowała odmienny styl sedymentacji. Powiększenia kanału, które zostały zasypane osadami zapisały się jako kulminacje poszczególnych odcinków. Przerwy pomiędzy segmentami mogą wynikać z późniejszej erozji. Kulminacja odcinka ze stanowiskiem Telaki 1 stanowi najwyższy punkt analizowanej formy (ponad 10 m wyżej niż stanowisko Telaki 2). Wskazuje to na znaczną ondulację w profilu podłużnym stropu kanału. Z powodu braku możliwości obserwacji dolnej części formy nie można wykluczyć, że w stanowiskach tych na większej głębokości występują osady świadczące o ciągłości sedymentacyjnej wzdłuż rynny.

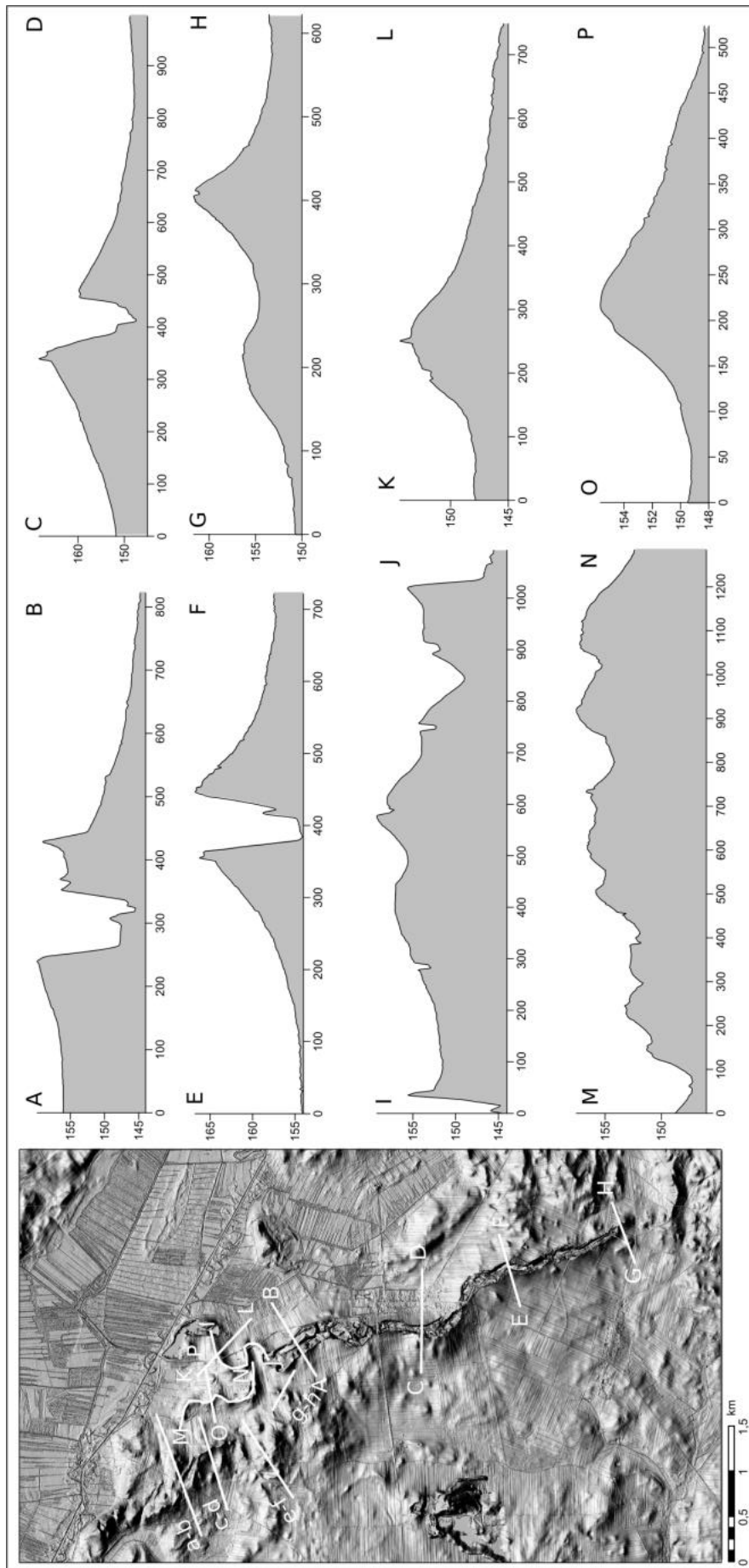
5.7. Obszar testowy Gnojno

5.7.1. Budowa geologiczna i rzeźba

Oz gnojnowski (Haisig, 2008) znajduje się w zachodniej części Wzniesień Mławskich. Położony jest całkowicie w zasięgu lądolodu warty, w obrębie którego wyznaczono trzy kolejne etapy postojowe: dolny (radomki), środkowy (wkry) i górny (mławy) (Różycki, 1967). Ten ostatni odpowiada w szczególnym stopniu za wykształcenie osadów oraz form analizowanego obszaru (Wysota, 2002; Haisig, 2008). Maksymalny zasięg lądolodu wisły znajduje się jedynie kilkanaście kilometrów na NW. Obszar położony jest w obrębie anteklizy mazursko-białoruskiej, stanowiącej część platformy wschodnio-europejskiej (Pożarski, 1974). Cały teren pokryty jest przez osady czwartorzędowe, które leżą na podłożu neogeńskim zbudowanym z ilów, mułków i mułowców z wkładkami węgla brunatnego. Miąższość czwartorzędu jest zmienna od kilkudziesięciu do ponad 150 m (Haisig, 2008). Oz otoczony jest przez równiny wodnolodowcowe oraz w południowej części przez wysoczyznę morenową. Większy obszar wychodni glin lodowcowych znajduje się na zachód od analizowanej formy. Miejscami na powierzchni występują piaski i żwiry lodowcowe. Od północy oz ograniczony jest pradoliną Wkry, stanowiącą obecnie szeroką dolinę Wkry (Dziadówki), w której wykształciły się rozległe równiny torfowe. Natomiast na południu znajduje się znacznej wielkości morena czołowa. Wzgórza moren czołowych znajdują się również w okolicy miejscowości Gruszka. Stanowią one zasięgi recesyjnych faz lądolodu warty. W sąsiedztwie ozu występują liczne pagórki kemowe oraz formy szczelinowe (Haisig, 2008). Wysokość pagórków sięga 15 m. Osady powierzchniowe tworzą również ily i mułki zastoiskowe (ryc. 58A).

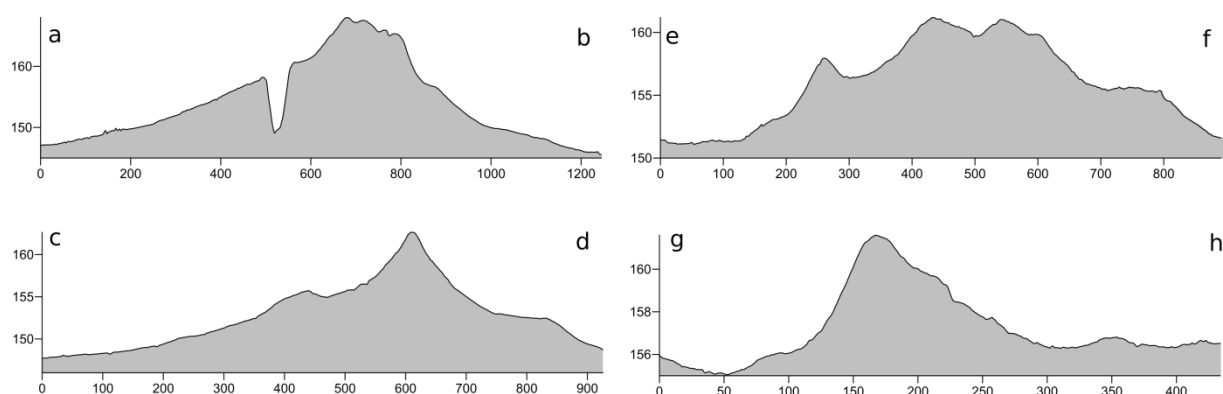


Ryc. 58. Budowa geologiczna obszaru badań; A – budowa geologiczna okolic osi Gnojna (Haisig, 2005; Kozłowski i in., 2009), B – lokalizacja odkrywek, wierzeń i profili geologicznych na tle budowy geologicznej i ukształtowania terenu, C, D – profile poprzeczne przez osi Gnojna, E – profil podłużny



Ryc. 59. Morfologia ozu Gnojna na podstawie danych LiDAR

Oz gnojeński rozciąga się pomiędzy Gnojenkiem na północy a Łążkiem na południu. Forma ma przebieg z NNW na SSE. Ma długość ok. 6 km oraz szerokość 100–300 m. Jej wydłużenie wynosi 25. Forma charakteryzuje się dość dużą krętością w porównaniu z innymi formami obszaru staroglacjalnego, która wynosi 1,26. Jest ona największa w północnym odcinku formy gdzie łączą się dwa wyraźnie kręte wały (ryc. 59). Krętość wału zachodniego wynosi 1,51 natomiast wału wschodniego 1,68, są to jedne z najbardziej krętych wałów ozowych na obszarze staroglacjalnym. Wysokości względne ozu gnojeńskiego sięgają 10–15 m. Grzbiet formy ma niewyrównany przebieg a maksymalne wysokości bezwzględne przekraczają 170 m n.p.m. Powierzchnia grzbietowa ma wysokość ok. 165 m n.p.m. Forma stanowi bardzo wyraźny, ciągły wał o zarysowanym grzbiecie i przekroju zbliżonym do trójkąta. Stoki wału głównego są miejscami symetryczna a miejscami asymetryczne (ryc. 59, profile A–B, C–D, E–F, G–H). Północną część formy stanowią dwa łączące się wały o niewyrównanym profilu podłużnym (ryc. 59, profile I–J, M–N) oraz symetrycznych, zaokrąglonych grzbietach (ryc. 59, profile K–L, O–P). Głębokość rynny dochodzi do min. 20 m (ryc. 58C, D, E). Na całej długości wału znajdują się czynne oraz nieczynne żwirownie, stanowiące długie obniżenia o głębokości przekraczającej wysokość formy. W południowej części oz ma wyraźne połączenie z równoleżnikowo zorientowanym wałem zinterpretowanym jako forma szczelinowa (Haisig, 2005). Od NW oz graniczy z kemami (Haisig, 2005), których obraz morfologiczny jest mocno skomplikowany. Część form ma silnie wydłużone i kręte kształty z wyraźnie zarysowanym grzbieciem (ryc. 59, 60), które morfologicznie bardziej odpowiadają złożonemu systemowi ozu. Nie jest wykluczone, że wały te tworzą połączony zespół form złożonych.

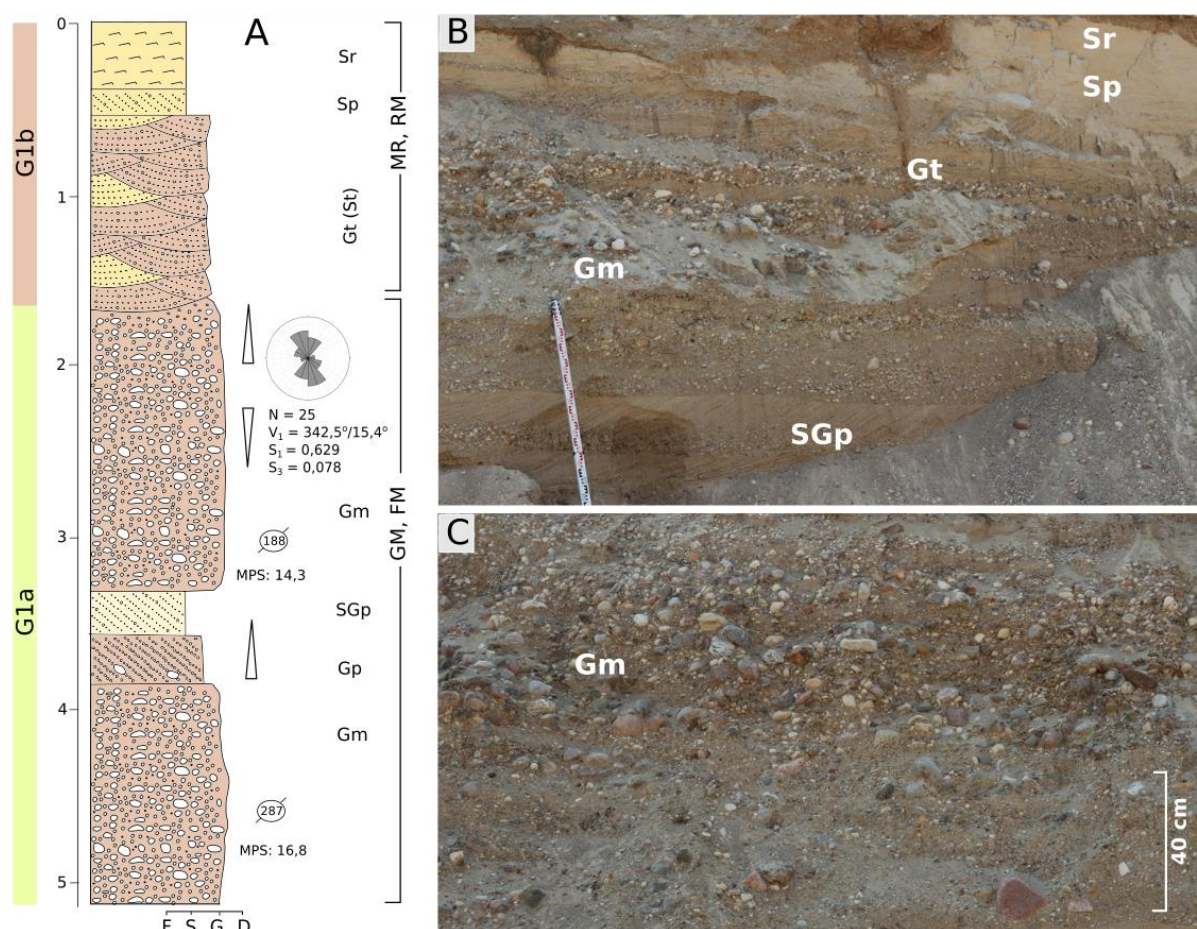


Ryc. 60. Profile hipsometryczne przez formy położone na północny-zachód od ozu Gnojna

5.7.2. Cechy osadów

Analizowana forma zbudowana jest z kompleksu glacyfluwialnego G1, w którym wyróżnić można zespół litofacjalny dolny G1a oraz górny G1b. Na niewielkim odcinku osady ozu przykryte są diamiktonem kompleksu G2. Profil osadów odsłonięty w żwirowni sięga ok. 20 m natomiast udokumentowana miąższość złoża dochodzi do 25 m. Zespół dolny G1a budują głównie masywne żwiry *Gm*, które w odsłonięciu widoczne są w dwóch poziomach (ryc. 61). Miąższość dolnego poziomu jest trudna do ustalenia ponieważ nie jest widoczny jego spąg, wynosi ona minimum 1,2 m. Żwiry charakteryzują się zmiennym szkieletem ziarnowym od rozproszonego do zwartego (ryc. 61B). Miejscami występują warstewki lub soczewy z teksturą *openwork*. MPS w tej warstwie wynosi 16,8 cm, a wielkość największych odnotowanych klastów przekracza 25 cm. Ukierunkowanie gładzików w tych osadach wykazuje głównie kierunek NNW–SSE, dominują więc klasy o układzie a(p). Miąższość wyższego poziomu żwirów wynosi 1,5–2 m. Widoczne jest w nim odwrócone uziarnienie frakcyjne w dolnej części poziomu natomiast w górnej uziarnienie normalne (ryc. 61B). Wysortowanie osadów jest bardzo słabe i dominuje rozproszony szkielec ziarnowy. Średnice klastów są mniejsze od żwirów dolnych i nie przekraczają 20 cm (MPS = 14,3 cm). Warstwy żwirów oddzielone są przez przekątnie płasko warstwowane piaski ze żwirem i żwiry średniej skali, cechujące się bardzo wyraźnym normalnym uziarnieniem frakcyjnym (ryc. 61B).

Powyżej masywnych żwirów leży ok. 15-metrowy zespół G1b, który rozciąga się na całej długości odsłonięcia (ok. 500 m). Stanowią go głównie litofacje przekątnie rynnowo warstwowanych żwirów oraz piasków *Gt*, *GSt*, *SGt*, *St*. Obok nich występują również horyzontalnie warstwowane żwiry i piaski *Gh*, *GSh*, *SGh*, *Sh*, żwiry masywne *Gm*, przekątnie płasko warstwowane piaski *Sp*, *SGp* oraz piaski o warstwowaniu riplemarkowym *Sr* (ryc. 62, 63, 64). Osady warstwowane rynnowo mają największy udział w budowie formy. Przejawiają duże zróżnicowanie pod względem uziarnienia, wysortowania oraz upakowania klastów. Najbardziej grubookruchowe żwiry występują w centralnej części profilu a największe udokumentowane klasty jedynie nieznacznie przekraczają 15 cm. Dominuje w nich słabe i bardzo słabe wysortowanie z rozproszonym szkieletem ziarnowym (ryc. 62C, D). W niektórych rynnach gdzie upakowanie klastów jest znaczne widoczna jest imbrykacja klastów żwirowych (ryc. 63D). Miąższości rynien również są bardzo zróżnicowane od kilkunastu centymetrów w litofacjach *St* do ok. 1,5 m w *Gt* (ryc. 62B, C, D, 63C). Orientacja warstwowań w tej serii wykazuje kierunek z NNW na SSE. Dominują klasty o układzie a(t).



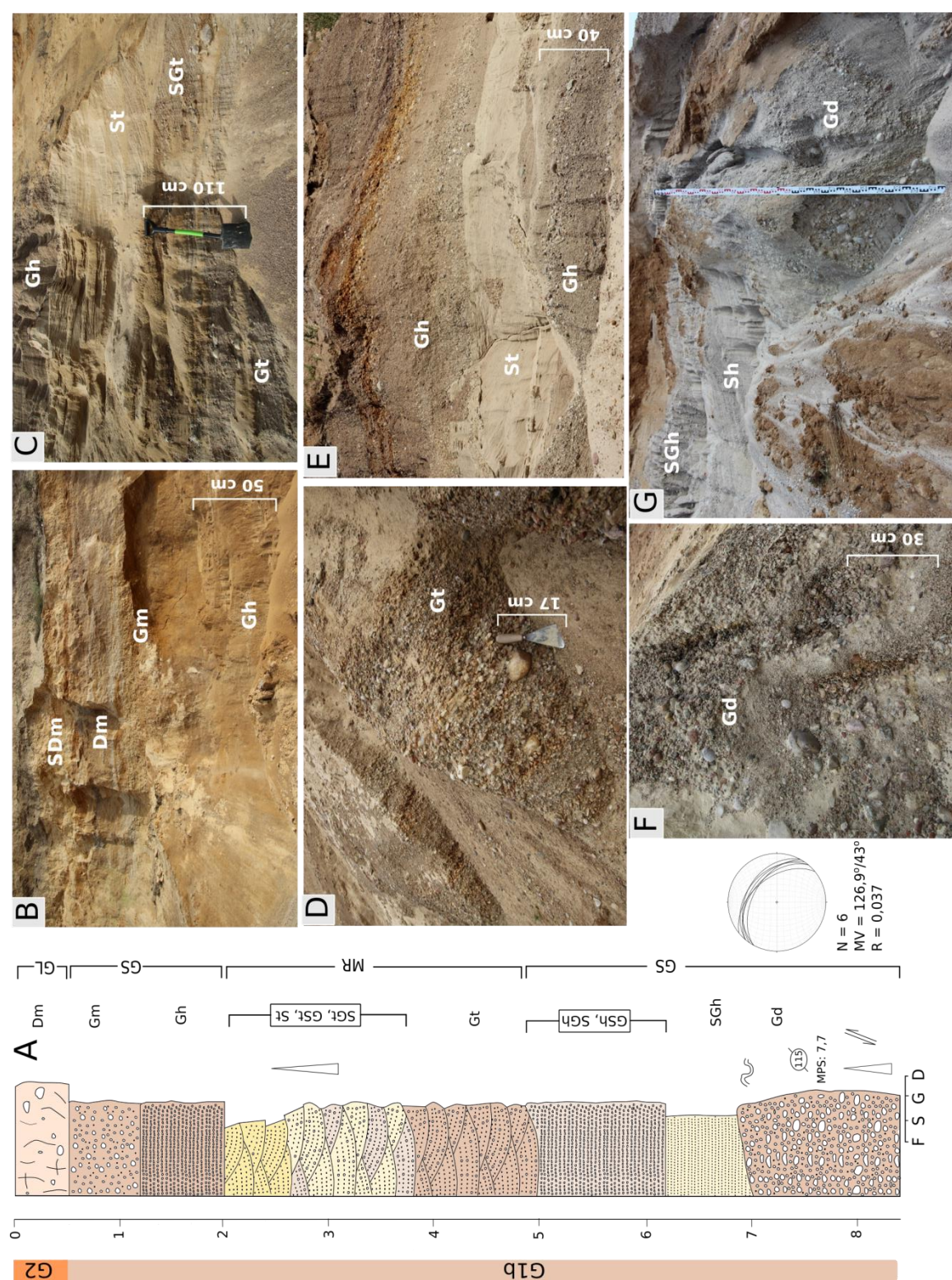
Ryc. 61. Gnojno. Osady kompleksu G1a i G1b; A – profil litofacyjny osadów, B – środkowa i górna część profilu osadów zespołu G1a, C – masywne żwiry z rozproszonym szkieletem ziarnowym dolnej części zespołu G1a

Drugi największy udział w budowie zespołu G1b mają osady warstwowane horyzontalnie (ryc. 62E, 63A, B, E). Występują zarówno w dolnej jak i górnej części profilu. Również wykazują zróżnicowanie pod względem uziarnienia od piasków z drobnoziarnistym żwirem do średnioziarnistych żwirów. Dominuje w nich słabe wysortowanie i rozproszony szkielet ziarnowy. Ich miąższość waha się od kilkunastu centymetrów do ok. 1,5 m. Na granicy litofacji SGt i Gh występują intraklasty piaszczyste o pokroju tabularnym i orientacji nawiązującej do ułożenia warstw (ryc. 62E, F). Długość osi a intraklastów przekracza 50 cm a osi b wynosi ok. 15 cm. Widoczna jest w nich struktura wewnętrzna osadów.

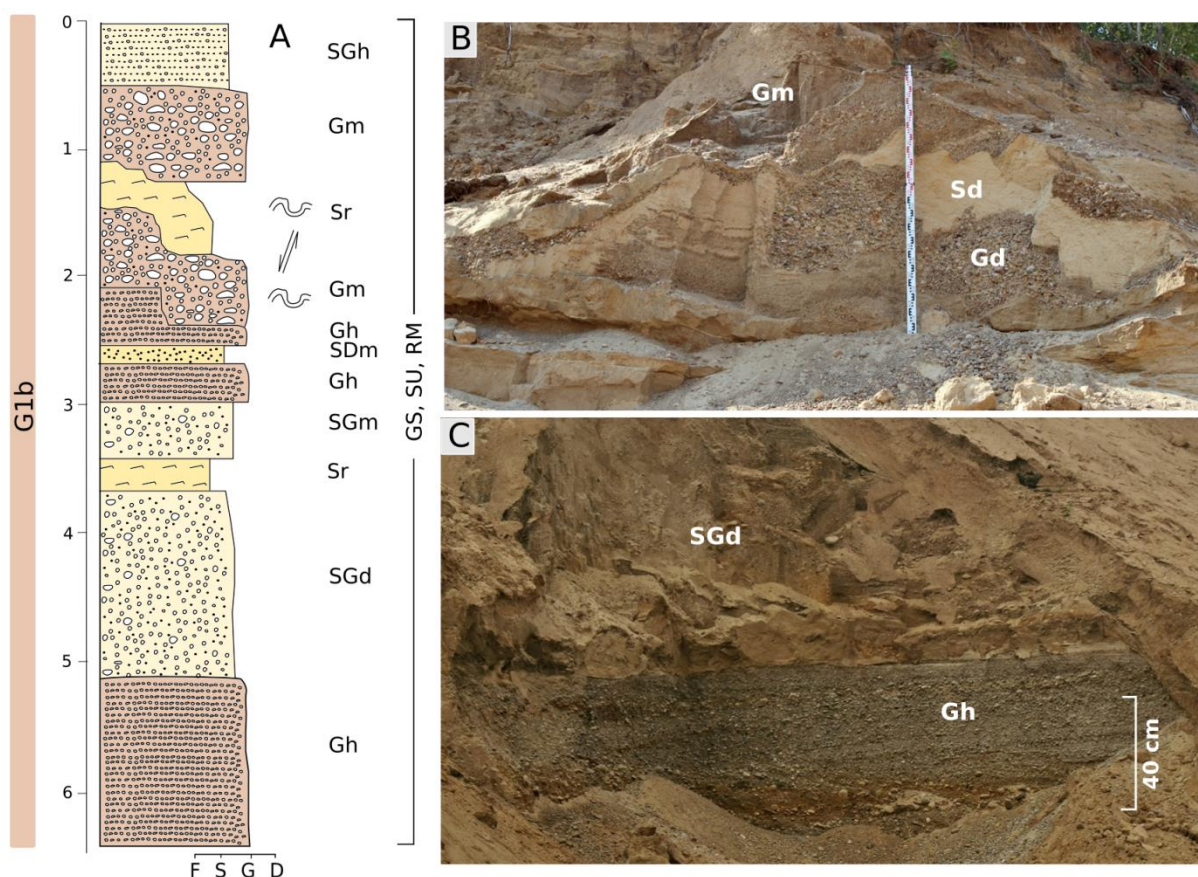
Najbardziej grubookruchowe osady tej serii stanowią masywne żwiry znajdujące się w centralnej części profilu. Średnice klastów dochodzą do 24 cm natomiast MPS wynosi 18,9 cm. Charakteryzują się rozproszonym szkieletem ziarnowym i słabym wysortowaniem.

Ryc. 62 (następna strona). Gnojno. Osady zespołu G1b; A – profil litofacyjny osadów, B – fragment górnej części odsłonięcia zespołu G1b, C – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry wielkiej skali, D – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry i piaski, E – przekątnie rynnowo warstwowane żwiry z intraklastami piaszczystymi, F – pogrążony intraklast piaszczysty z widoczną strukturą wewnętrzną





Ryc. 63. Gnojno.
Osady kompleksu
G1b i G2; A – profil
lito-facialny osadów,
B – kontakt osadów
zespołu G1b
z diamiktonem
masywnym,
C – przekątnie
rynnowo
warstwowe żwiry
i piaski zespołu G1b,
D – przekątnie
rynnowo
warstwowe żwiry
ze zwartym
szkieletem
ziarnowym,
E – horyzontalnie
warstwowe żwiry
i piaski warstwowe
rynnowo,
F – zdeformowane
żwiry i piaski,
G – zdeformowane



Ryc. 64. Gnojno. Osady zespołu G1b; A – profil litofacjalny osadów, B – silnie zaburzone osady żwirów i piasków riplemarkowych, C – zaburzone osady piaszczysto-żwirowe leżące na horyzontalnie warstwowanych żwirach

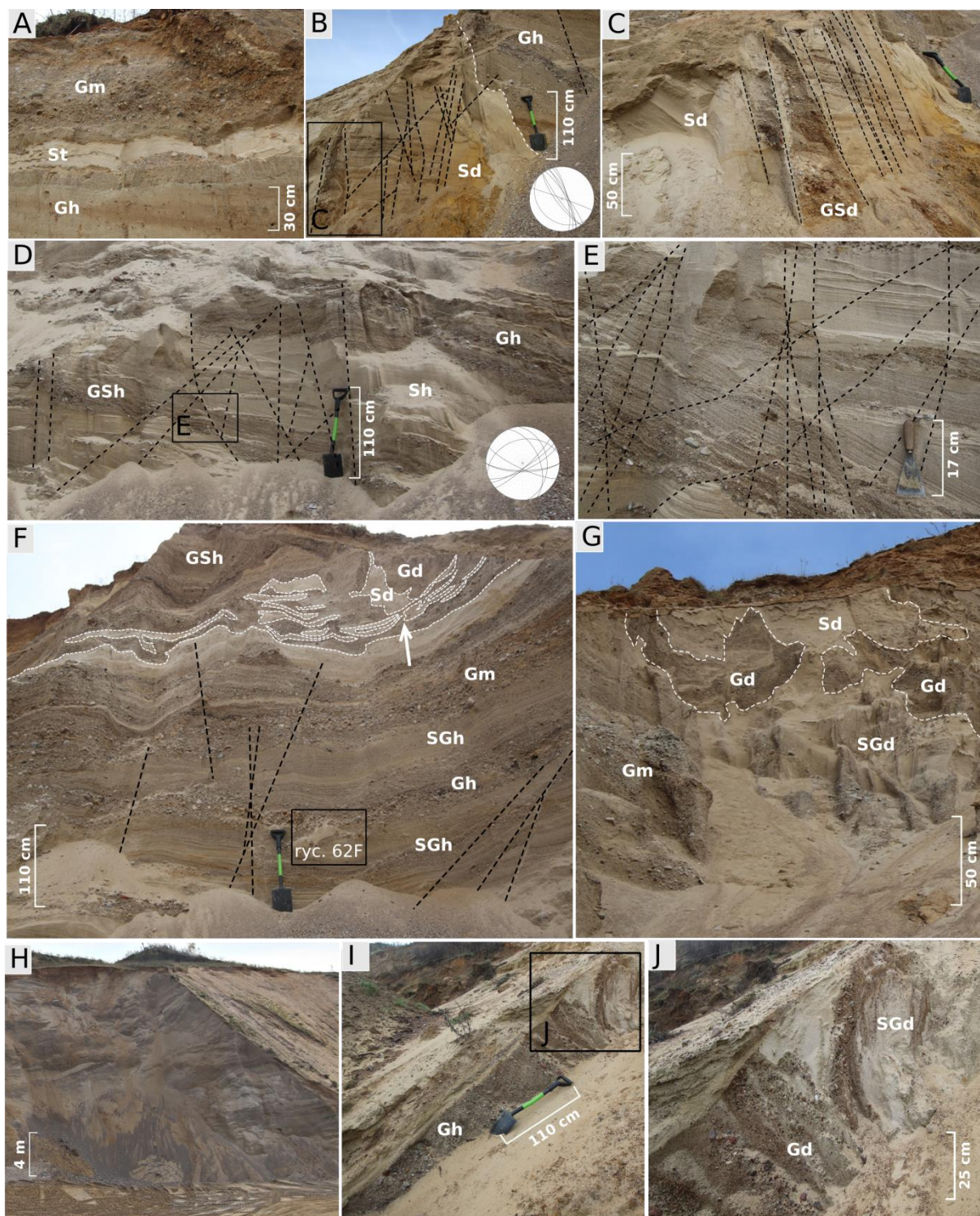
Mięszczość litofacji dochodzi do ok. 3 m (ryc. 62A, B). Masywne żwiry występują również w górnej części profilu jednak tu ich średnice nie przekraczają przeważnie kilku centymetrów a wysortowanie oraz upakowanie klastów jest znacznie lepsze. Na pewnym odcinku (ok. 6 m wzdłuż formy) w górnej części odsłonięcia widoczne są również skrajnie słabo wysortowane żwiry o strukturze masywnej, posiadające erozyjną granicę z leżącymi poniżej piaskami (ryc. 65A). Występuje w nich rozproszony szkielet ziarnowy oraz duża ilość frakcji mułkowej oraz ilastej. W dolnej części osadów znajduje się warstewka żwirowo-mułowo-ilasta o smugowaniu zgodnym z przebiegiem spągu warstwy. Mięszczość tych osadów przekracza 1 m. Miejscami opisane litofacje rozdzielone są przekątnie płasko warstwowanymi piaskami i piaskami ze żwirem średniej i małej skali. Najmniejszy udział w budowie formy mają piaski warstwowane riplemarkowo, których niewielkie warstwy (do ok. 30 cm) znajdują się w dolnej oraz górnej części zespołu G1b (ryc. 64).

W całej serii osadów zespołu G1b występują liczne zaburzenia o charakterze uskoków, fleksur, porozrywanych i przemieszczonych warstw osadów (ryc. 64, 65). Deformacji nie stwierdzono w zespole G1a, ale jednostka ta odsłonięta została na długości

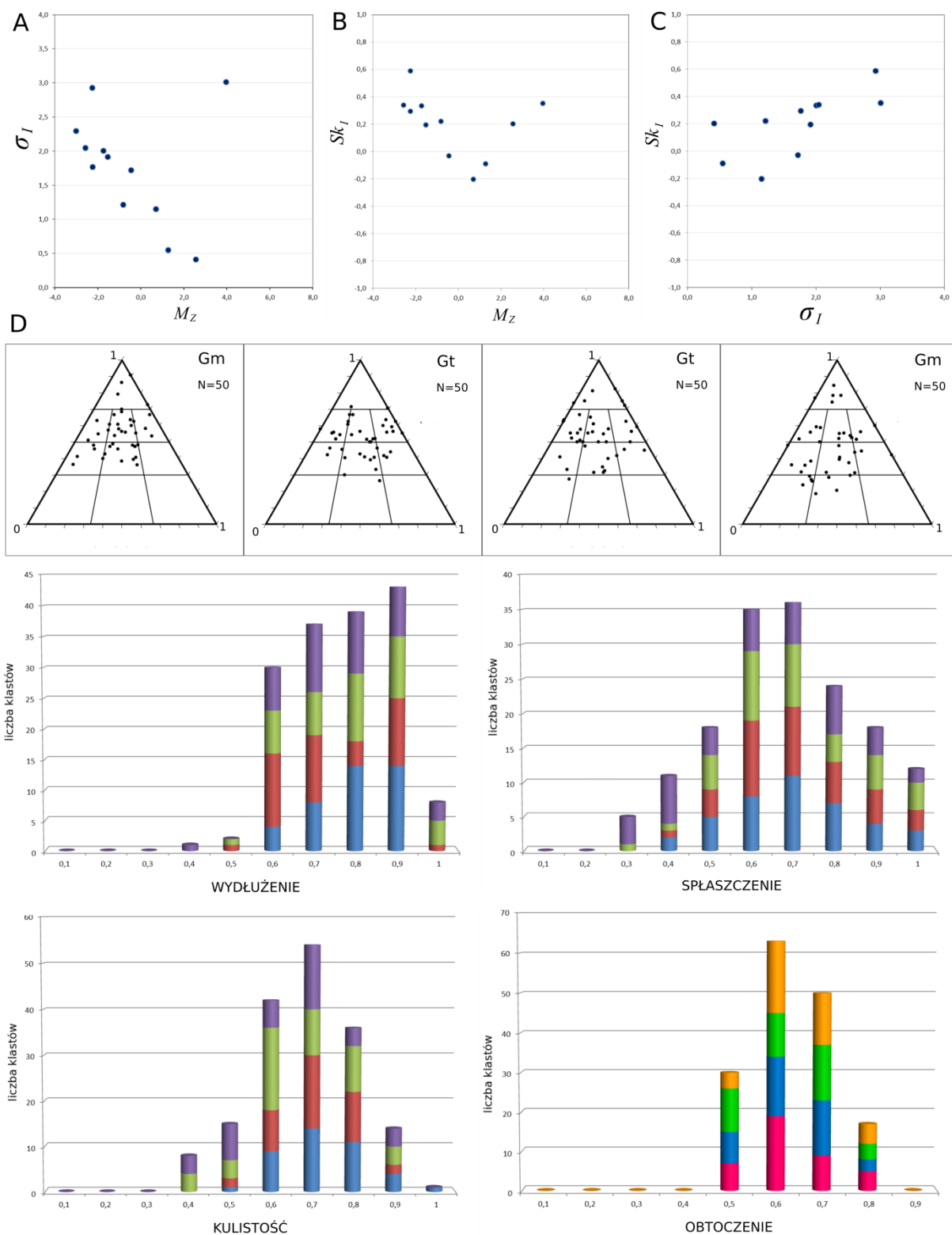
jedynie ok. 7 m, więc nie jest wykluczone, że w jej obrębie one również występują. W dolnej części profilu udokumentowano kilkumetrowej szerokości strefę bardzo silnie przemieszczonych pionowo osadów o gęstej siatce uskoków (ryc. 65BC). Osady przemieszczone zostały na taką skalę, że trudno jest odtworzyć ich pierwotny przebieg. W deformacje włączone są osady piaszczyste, piaszczysto-żwirowe oraz żwiry. Występują w nich również plastyczne wyciśnięcia mułków. W dolnej i środkowej części zespołu występują liczne uskoki z dominacją uskoków normalnych o zrzutach od kilku mm do kilkunastu cm (ryc. 65D, E, F). Pojawiają się również pojedyncze uskoki odwrócone. Orientacja uskoków jest bardzo zróżnicowana, ale najwięcej z nich zapada w kierunku NE i SW. Duży jest udział uskoków o bardzo wysokich kątach upadu. W górnej części profilu występują bardzo silne zaburzenia warstw w obrębie masywnych żwirów oraz piasków, głównie riplemarkowych (ryc. 64, 65F, G). Osady te są poprzerywane i przemieszczane. Amplituda deformacji osiąga 3 m. Struktura przemieszczonych osadów jest miejscami zachowana a miejscami całkowicie zaburzona (ryc. 64C). Deformacje te są chaotyczne i nie wykazują żadnego ukierunkowania. Miejscami ulegają nagłemu wygaszeniu na granicy z grubookruchowymi osadami podścielającymi. Warstwy tworzące środkową oraz górną część formy w jej brzeżnych partiach są pochylone. Kąt nachylenia zwiększa się w miarę wysokości (ryc. 65H), średnio wynosi ok. 30°. Osady skrzydła wschodniego pochylają się w kierunku E natomiast skrzydła zachodniego na W (ryc. 65H, I).

Na odcinkach ok. 4 m stoki formy pokryte są płatami diamiktonu (ryc. 63B), którego miąższość dochodzi do ok. 1 m. Jest on silnie piaszczysty, posiada brązową barwę i widoczne horyzontalne smugowanie. W jego dolnej części występuje większy udział klastów żwirowych. Spąg diamiktonu nie jest wyraźnie zaznaczony. Miejscami pojawiają się przewarstwienia piaszczyste. W górnej części przechodzi stopniowo w masywne piaski diamiktonowe o miąższości do ok. 30 cm.

W osadach ozu można zaobserwować zależność, że wraz ze zmniejszaniem się frakcji osadu zwiększa się jego wysortowanie (ryc. 66). Waha się ono od umiarkowanie dobrego do bardzo słabego. Zawartość klastów z lokalnego podłoża w osadach żwirowych ozu gnojeńskiego wynosi średnio 7,5%. Średnie obtoczenie klastów wynosi 0,63. 70% klastów posiada obtoczenie w klasach 0,6–0,7. Wskaźnik wydłużenia wynosi 0,77, spłaszczenia – 0,68 a *maximum projection sphericity* – 0,7. Dominują klasty o kształcie *bladed* (22,5%) i *compact-bladed* (18%).



Ryc. 65. Gnojno. Osady zespołu G1b; A – masywne żwiry o bardzo złym wysortowaniu i rozproszonym szkieletie ziarnowym, B – silnie przemieszczone i poprzecinane uskokami osady piaszczysto-żwirowe, orientacja głównych uskoków, C – jw. zbliżenie, D – litofacje piaszczysto-żwirowe poprzecinane uskokami, orientacja uskoków ($N - 9$, $MV - 85,6^\circ$, $R - 0,695$), E – jw. zbliżenie, F – osady żwirowo-piaszczyste z licznymi uskokami, fleksurami i zaburzeniami w górnej części profilu (zaznaczone strzałką), G – przemieszczone i zaburzone osady piaszczyste i żwirowe, H – pochylone w kierunku wschodnim warstwy osadów w środkowej i górnej części profilu we wschodniej części formy, I – pochylone w kierunku zachodnim warstwy osadów żwirowych w zachodniej części formy, J – deformacje z obrębów piasków i żwirów



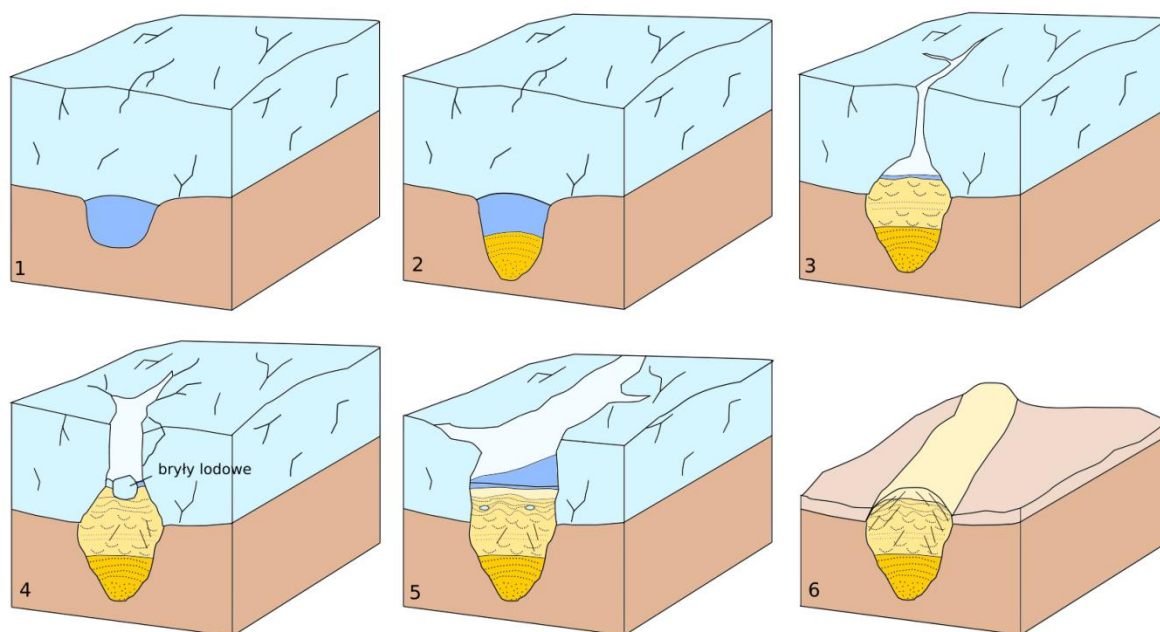
Ryc. 66. Cechy teksturalne osadów ozu gnojńskiego; A – stosunek wysortowania osadów do średniej średnicy ziaren, B – stosunek skośności do średniej średnicy ziaren, C – stosunek skośności do wysortowania, D – wyniki analizy kształtu i obróbki klastów

5.7.3. Interpretacja

Osady zespołu litofacjalnego G1a powstawały w rynnie subglacialnej typu N (ryc. 67 – 1) i tworzą jądro ozu. Dowodzi temu zakorzenienie formy. Osady litofacji Gm powstały z akumulacji z przesłony trakcyjnej w warunkach górnego płaskiego dna. Możliwe, że przepływ miał charakter skrajnie skoncentrowanego przepływu (*hyperconcentrated flow*) (Nemec i Steel, 1984, Smith, 1986) o czym świadczyć może masywna struktura, bardzo słabe wysortowanie osadów i obecność głazów. Osady te przypominają opisywane przez Brennand (1994) *heterogeneous gravels*. Przepływ odbywał się w warunkach całkowitego wypełnienia kanału wodą pod ciśnieniem hydrostatycznym (ryc. 67 – 2). Następowало okresowe zwiększanie i zmniejszanie energii przepływu zgodnie z rytmem ablacji co zapisało się wykształceniem normalnego i odwróconego uziarnienia frakcjonalnego. Prędkość przepływu przekraczała $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a krytyczne naprężenie ścinające 80 Pa. W odsłonięciu widoczne są dwie fazy zwiększenia energii, które mogą odpowiadać dwóm wezbraniom subglacialnym rozdzielonym okresem spokojniejszej migracji form korytowych.

Następnie miało miejsce poszerzenie kanału i przejście do przepływu swobodnego. Zmieniły się warunki transportu i akumulacji osadów i rozpoczęło się tworzenie zespołu G1b (ryc. 67 – 3). W stropie kanału istniała najprawdopodobniej niewielka rozpadlina lodowa a przepływ odbywał się pod ciśnieniem atmosferycznym. Z poszerzaniem kanału związany był spadek energii przepływu i akumulacja sukcesji osadów Gt – St – Sr a następnie znów jej wzrost i akumulacja osadów żwirowo-piaszczystych i żwirów. Podczas dalszych etapów powstawania zespołu G1b panowały dość zmienne warunki przepływu co uwidocznia się dużą zmiennością osadów w pionie. W południowym odcinku formy dominują osady litofacji Gt, GSt oraz SGt, które powstały na skutek migracji trójwymiarowych riplemarków w korytach o głębokości 2–10 m. Natomiast w środkowej części duży jest również udział litofacji Gh, GSh oraz SGh powstających w warunkach górnego płaskiego dna. Podczas gwałtowniejszych przepływów dochodziło do erodowania osadów podłoża, transportu ich na nieduże dystanse i akumulacji w obrębie innych osadów. Bliskie położenie oraz bardzo zbliżona miąższość intraklastów piaszczystych występujących w utworach żwirowych może sugerować, że tuż przed sedymentacją stanowiły jeden blok osadów, który był najprawdopodobniej przemarznięty. Podobne intraklasty opisywane były również przez innych autorów (Delaney, 2001; Gruszka i in., 2012; Pisarska-Jamroży, 2012). Podczas niskiej energii przepływu dochodziło do akumulacji litofacji St i Sp natomiast przy zwiększeniu energii i ilości dostarczanego materiału tworzyły się osady Gh i Gm. Prędkość

przepływu była zmienna, ale podczas epizodów wezbraniowych przekraczała $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a krytyczne naprężenie ścinające 90 Pa . W krótkich okresach czasu przepływ odbywał się bardzo powoli i na skutek migracji riplemarków powstawały osady Sr. Rytmiczne występowanie osadów piaszczystych i żwirowych znane jest z wielu ozów i spowodowane jest najczęściej zmiennością w ablacji lądolodu (Jewtuchowicz, 1965; Banerjee i McDonald, 1975; Ringrose, 1982) oraz dostawy materiału (Shaw, 1972).



Ryc. 67. Etapy kształtowania ozu gnojeńskiego: 1 – powstanie rynny subglacjalnej na skutek erozji, 2 – akumulacja w rynnie pod ciśnieniem hydrostatycznym; 3 – akumulacja w wąskiej rozpadlinie lodowej; 4 – zarwanie się stropu kanału i powstanie deformacji, 5 – akumulacja w rozpadlinie lodowej i wytapianie brył martwego lodu; 6 – odstąpienie ścian lodowych, powstanie silnych deformacji brzeżnych

Dalej następowało cienienie lądolodu i w pewnym momencie doszło do całkowitego zawalenia się stropu kanału. Przepojone wodą osady piaszczysto-żwirowe uległy deformacjom na różną skalę (ryc. 67 – 4). W powstaniu deformacji mogły brać udział również bryły lodowe z zarwanego stropu kanału, które ulegały zagrzebaniu w osadach a następnie dość szybkiemu wytapianiu. Najprawdopodobniej silnie zdeformowane osady piaszczysto-żwirowe o całkowicie zatartej strukturze zostały zaburzone podczas zarwania stropu kanału gdy doszło do ich częściowego upłynięcia. Miejscami zaburzenia zostały wygaszone przez głębiej zalegające grubsze żwiry, które nie poddały się deformacji. Część warstw uległa przemieszczeniu i rozerwaniu. Wyżej występujące zaburzenia gdzie struktura osadów została zachowana mogły powstawać właśnie podczas wytapiania się brył martwego lodu. Dalej akumulacja odbywała się w rozpadlinie lodowej, do której była duża dostawa

materiału i wód ablacyjnych (ryc. 67 – 5). Depozycja odbywała się na skutek migracji form korytowych *GSt*, *SGt*, *St*, *Sp* oraz okresowych wezbrań, podczas których akumulowały się litofacje *Gm* i *Gh*. Blisko ścian lodowych miały miejsce spływy gruzowo-błotne, które pozostawiły bardzo słabo wysortowane osady masywnych żwirów, w których wykształciła się drobnoziarnista „stopa” spływu (Zieliński, 2015). Na części stoków formy odkładały się płaty diamiktonu spływowego o czym świadczy jego niewielka miąższość, smugowanie, zróżnicowane uziarnienie i przejście w bezstrukturalne piaski (Klatkova, 1982).

Na skutek powstania dużej miąższości, ciężkich osadów żwirowych w dolnych partiach profilu dochodziło do powstania zaburzeń, w tym plastycznych wyciśnień mułków. Liczne uskoki normalne mają głównie charakter kompakcyjny natomiast uskoki odwrócone oraz struktury z wyciśnięcia powstały podczas nacisku wyżej zalegających osadów. Duża zgodność przebiegu uskoków do orientacji formy wskazuje na obecność uskoków brzeżnych powstających po wytopieniu się podpory ścian lodowych. Wskazywałoby na to również znaczne pochylenie warstw w brzeżnej partii formy ze wzrostem kąta zapadania wraz z wysokością. Silne deformacje w obrębie osadów ozu zostały stwierdzone również w jego północnej części w nieczynnej już żwirowni w Gnojenku. Interpretowane były jako działalność glacitektoniczna lądolodu podczas stadiału górnego (mławy) zlodowacenia warty lub lądolodu wisły, którego maksymalny zasięg znajduje się w niedużej odległości od analizowanej formy (Haisig, 2008). Autorka nie przychyliła się do tej teorii, ponieważ w środkowej części formy silne deformacje występują na wysokości ok. 2/3 profilu a wyżej zalegające osady nie są zaburzone z wyjątkiem obecności typowych uskoków kompakcyjnych i brzeżnych. Czynniki powodujące deformacje musiał więc wystąpić w trakcie akumulacji formy a następnie ustąpić. W osadach nie widać również wyraźnych powierzchni erozyjnych, które mogłyby stanowić zapis przemieszczającego się lądolodu. Zaburzenia są chaotycznie a osady są przemieszczone głównie w pionie nie ma w nich fałdów czy łusek glacitektonicznych, które mogłyby potwierdzać genezę glacitektoniczną. Deformacje w północnej części formy nie zostały udokumentowane, jeżeli jednak obejmowały cały profil osadów można rozważyć dwa sposoby ich powstawania. Po pierwsze, północna część ozu mogła powstawać początkowo inglacjalnie lub supraglacjalnie a zaburzenia wytworzyły się na skutek roztopiania spągowego lodu. Osady ozu występują tu na osadach glacyfluwialnych bez udziału gliny lodowcowej, więc na podstawie wierceń trudno jest określić czy ten odcinek ma zakorzenienie czy nie. Niezwykle duża krętość dwóch odcinków części północnej mogłaby wspierać taką teorię. Niektórzy autorzy uważają, że duża krętość ozów jest jedną z cech diagnostycznych ozów supraglacjalnych (Krupa, 2006a; Perkins i in., 2016). Tak dobre

zachowanie morfologii formy byłoby prawdopodobnie trudne w warunkach wytapiania się podpory lodowej. Po drugie, deformacje powstały podczas ponownego nasunięcia lądolodu wary, ale objęły jedynie fragment północny. Teoria ta wydaje się mniej prawdopodobna z powodu braku jakichkolwiek śladów morfologicznych działalności czoła lądolodu zarówno w obrębie ozu jak i na obszarze sąsiednim. Widoczne w zarysie ozu zakola są typowym zapisem akumulacji w korycie meandrującym i wydaje się mało prawdopodobne aby nasuwający się lądolód nie przekształcił tej części formy. Przeważnie ponowne nasunięcie się lądolodu powoduje silną zmianę w morfologii ozu (por. Knudsen, 1995).

6. Dyskusja

6.1. Warunki powstawania ozów i form pokrewnych i ich odzwierciedlenie w ich cechach sedimentologicznych i morfologicznych

Wszystkie ozy analizowane w pracy powstały przynajmniej częściowo w kanałach subglacjalnych typu N. Głównym tego dowodem jest zakorzenienie tych form sięgające od kilku do kilkudziesięciu metrów. Udział zaburzeń jest zróżnicowany jednak w żadnym stanowisku nie zaobserwowano deformacji obejmujących dominującą część profilu. Jedynie w przypadku północnego fragmentu ozu gnojeńskiego możliwe jest rozważenie genezy inglacjalnej lub supraglacjalnej na podstawie silnych deformacji (Haisig, 2008) oraz dużej krętości formy. Jednak dobre zachowanie wałów sugeruje, że jeżeli powstały one na lodzie, jego miąższość musiała być niewielka (Szupryczyński, 1963, 1965). Większość opisywanych z obszaru Polski ozów wiązana jest z powstaniem w rynnach subglacjalnej (Skompski, 1963; Michalska, 1971; Baraniecka, 1980; Łuczak, 1991; Buraczyński i Superson, 1992; Krupa, 2006a, b; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Salomon, 2009; Roman, 2016). Niektóre formy są interpretowane jako wytworzone w środowisku inglacjalnym, supraglacjalnym lub mieszanym (Pietkiewicz, 1977; Gierszewski, 1990; Pasierbski i Krupa, 2004), jednak brak jest doniesień o formach akumulowanych w rynnach typu R, co jest tak powszechne na obszarze Kanady czy Półwyspu Fennoskandzkiego (Clark i Walder, 1994; Brennand, 1994, Brennand, 2000; Boulton i in., 2009). Spowodowane jest to różnicami w budowie geologicznej tych obszarów. Na obszarze Polski, gdzie lądolód przemieszczał się po osadach przepuszczalnych i nieskonsolidowanych, skoncentrowane wody ablacyjne znacznie łatwiej mogły erodować rynnę wcięte w podłoże. Rozwój drenażu subglacjalnego warunkowany był przez przepuszczalność osadów oraz ich podatność na deformacje (Boulton i Hindmarsh, 1987). Dlatego na obszarach z pokrywą osadową w spągu lądolodu zdecydowanie dominowały kanały typu N, chociaż istnieją również doniesienia o formach powstałych w tunelach typu R (Alley, 1992; Clark i Walder, 1994; Walder i Fowler, 1994). W literaturze międzynarodowej, gdzie dominują publikacje dotyczące ozów powstających na litym podłożu często pojawia się opinia, że ozy na obszarach o podłożu nieskonsolidowanym występują bardzo rzadko (Clark i Walder, 1994; Walder i Fowler, 1994). Rzeczywiście na podłożu skalnym występuje znacznie większa gęstość ozów niż na obszarach o podłożu osadowym i łatwo przepuszczalnym, jednak ich liczba jest znacząca. Walder i Fowler (1994) oraz Clark i Walder (1994) opracowali model kształtowania się drenażu i powstawania ozów na obszarach z nieskonsolidowanym podłożem. Zaproponowali, że kanały subglacjalne są

płytkie, szerokie, tworzą złożony system koryt anastomozujących, mają płaski strop a występujące w nich przepływy mają dość niską energię i akumulują głównie materiał drobnoziarnisty. Przeprowadzone badania oraz prace innych autorów z terenu Polski (m.in. Michalska, 1971; Rotnicki, 1960; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Roman, 2016) ukazują zupełnie odmienną sytuację, gdzie drenaż odbywa się również kanałami typu N, które tworzą pojedyncze, często głębokie rynny o stromych stokach, które tworzą niekiedy systemy dentrytyczne (zarezerwowane jedynie dla tuneli typu R wg wspomnianych autorów). Przepływy w nich zachodzące miały charakter wysokoenergetyczny a akumulowane były osady żwirowe i piaszczyste, często również głązy. Podobny pogląd został przedstawiony przez Piotrowskiego (1999), który udokumentował rynny o stromych, a nawet przewieszonych stokach. Według niego, podczas powstawania tuneli typu N energia przepływu mogła być bardzo wysoka i mieć charakter powodziowy (Piotrowski, 1994).

Wielu autorów rozważało również wpływ morfologii podłoża na wykształcenie się ozów (m.in. Eriksson, 1960; Henderson, 1987). Glückert i Kontturi (1972) donosili o zbieżności miejsc występowania ozów z liniami uskoków w podłożu. Rozważania takie prowadzone były również w Polsce, gdzie próbowano połączyć występowanie pojedynczych form z obecnością progów strukturalnych lub elewacji w podłożu (Baraniecka, 1980; Wągrowski, 1983). Autorka stosując głównie metody bezpośredniej analizy w odsłonięciach, nie miała okazji zaobserwować takich ewentualnych relacji. Także archiwalny materiał wiertniczy nie dawał możliwości jednoznacznego rozstrzygnięcia problemu.

Wśród litofacji budujących wybrane ozy obszaru starogłacialnego największe znaczenie mają:

(1) Litofacje *Gt*, *GSt*, *SGt* tworzą dominującą część profilu w kilku stanowiskach (Telaki 2, Muchy, Jakubowice, Rzymisko 2) oraz odgrywają znaczną rolę w pozostałych (z wyjątkiem Telaki 1). Budują one w znaczniej części liczne ozy na obszarze Polski (Wysota, 1990; Łuczak, 1991; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Roman, 2016). Powstawały jako efekt migracji megariplemarków. Litofacje *Gt* w wielkiej skali dokumentowane były również podczas powodzi lodowcowych, w tym w otwartych kanałach lodowcowych (Maizels, 1989; Carling, 1996; Russell i in., 2001). Gdy występują razem z litofacjami masywnych żwirów interpretowane są jako osady akumulowane tuż przed lub po maksimum fali wezbraniowej (O'Connor, 1993; Zieliński, 1993; Salamon, 2009). Powstawały pod ciśnieniem atmosferycznym a więc w kanałach, w których występowało swobodne zwierciadło wód. Aby taki stan mógł się utrzymać, strop kanału musiał mieć niewielką

miąższość i nie dochodziło do zamykania się go. Najprawdopodobniej większa część tych osadów akumulowała się w warunkach istnienia rozpadliny w stropie lodowym.

(2) Drugie w kolejności pod względem częstości występowania w budowie analizowanych profilów osadowych są litofacje *Gm*. Charakteryzują się one największą różnorodnością cech oraz genezy. *Gm* o słabym i bardzo słabym wysortowaniu są uważane za typowe dla środowiska tunelu subglacjalnego (Saunderson, 1977; Brennand, 1994; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Pisarska-Jamroży i Zieliński, 2012). Często budują jądra ozów (np. Rzymisko, Gnojno), jednak występują również i w górnej części profilu analizowanych form (np. Łaszczyn). Część tych osadów powstawać mogła w warunkach skrajnie skoncentrowanego przepływu (*hyperconcentrated flow*) (Nemec i Steel, 1984, Costa, 1984; Smith, 1986). Świadczy o tym ich masywna struktura, złe wysortowanie, obecność normalnego i odwróconego uziarnienia frakcjonalnego, polimodalny rozkład uziarnienia i występowanie intraklastów (*rip-up clasts*) (Nemec i Steel, 1984; Smith, 1986; Postma i in., 1988; Russell i Knudsen, 1999). Jest to dość częsta interpretacja osadów tego typu w warunkach subglacjalnych (Gorrell i Shaw, 1991; Delaney, 2001; Mäkinen, 2003; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007). W ich obrębie występuje zróżnicowanie pod względem uziarnienia, wysortowania i orientacji klastów. Wśród przeanalizowanych osadów stwierdzono występowanie dwóch facji uznanych przez Mokhtari Farda i Gruszkę (2007) za diagnostyczne dla osadów ozów. Są to masywne żwiry ze zwartym szkieletem ziarnowym, obecnością tekstury *openwork* i bimodalnym rozkładem uziarnienia (Rzymisko, Telaki 1) oraz masywne, źle wysortowane żwiry tzw. „*dirty gravels*” (Telaki 1). Pierwsze analizowali również Gorrell i Shaw (1991) oraz Brennand (1994) natomiast drugie odpowiadają facji *sliding-bed* opisywanej wcześniej przez Saundersona (1977). Facja *sliding-bed* była przez pewien czas uważana za wyznacznik osadów tunelu subglacjalnego, ale została udokumentowana również w środowisku glaciomarginalnym (McCabe i O'Cofaigh, 1995) oraz otwartego kanału (Ringrose, 1982). Odnotowano również obecność osadów podobnych do uznanych przez Brennand (1994) za diagnostyczne dla akumulacji subglacjalnej (*heterogeneous gravels*) (stanowiska: Rzymisko, Telaki 1, Gnojno) charakteryzujące się polimodalnym rozkładem uziarnienia, masywną, jednorodną strukturą, obecnością głazów, występowaniem soczewek lepiej wysortowanych żwirów i tabularnym lub pseudoantyklinalnym pokrojem osadów. Zostały one zinterpretowane jako efekt opadania fali powodziowej w tunelu subglacjalnym, w którym prędkości przepływu mogły dochodzić do $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a więc mogą odpowiadać dynamice charakteryzującej powódzie lodowcowe (Brennand i Shaw, 1996; Russell i Marren, 1999). Podobne osady w ozie na obszarze

staroglacjalnym udokumentował i zinterpretował Salamon (2009). Mokhtari Fard i Gruszka (2007) łączą je ze środowiskiem ujścia tunelu subglacjalnego (*tunnel-mouth deposits*), jednak w analizowanych formach (np. Rzymisko, Gnojno) występują one w jądrach ciągłych wałów i pokryte są osadami świadczącymi o dalszej akumulacji w obrębie kanałów lodowcowych. Akumulacja części litofacji *Gm* odbywała się na skutek „zamrożenia” przepływu i nagłego unieruchomienia osadów (Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Gruszka i in., 2011). Dominacja słabego i bardzo słabego wysortowania osadów wskazuje na szybką aggradację osadów (Church i Gillbert, 1975; Smith, 1986). W ozach tworzą pokrywy denne oraz budują makroformy (Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Salamon, 2009). Litofacje *Gm* powstawały również już po otwarciu się kanałów lodowcowych i związane są z okresami zwiększenia energii przepływu nawet do wymiarów powodziowych jak miało to miejsce np. w Łaszczyńcu. Wypełniają również rozmycia erozyjne (np. Rzymisko). O występowaniu rozcięć erozyjnych wypełnionych żwirami w górnej części profilu donosił również Łuczak (1991). Niewielki jest udział żwirów w litofacjach o genezie spływowej, które powstawały przeważnie już w końcowym etapie tworzenia się formy (np. Telaki 1, Gnojno).

(3) Litofacja *Gp* w wielkiej skali, również jest istotna w budowie analizowanych ozów (stanowisko Rzymisko, Muchy, Tosie) oraz ozów z innych obszarów Polski (Salamon, 2009; Roman, 2016). Interpretuje się ją jako zapis progradacji żwirowych odsypów przyrostu dystalnego lub w pewnych przypadkach odsypów przyrostu proksymalnego w głębokich korytach o przepływie wysokoenergetycznym, a niekiedy katastrofalnym (Baker, 1978; Brennand, 1994; Carling, 1996). Występowanie zróżnicowania uziarnienia w obrębie osadów wywołane jest pulsacją energii przepływu wód roztopowych (Mäkinen, 2003). Żwirowe odsypy powstają przeważnie przy liczbie Frouda mniejszej niż 0,84 natomiast przy większej możliwe jest powstawanie antydiun (Carling, 1999). Litofacje *Gp* zapadające pod prąd mogłyby być zapisem migracji antydiun. Część autorów uważa, że warunki panujące w tunelu subglacjalnym uniemożliwiają ich powstawanie i są zastąpione przez górne płaskie dno (m.in. Banerjee i McDonald, 1975), ich obecność w ozach została jednak udokumentowana (Lundqvist, 1979; Delaney, 2001; Burke i in., 2008, 2010). Osady litofacji *Gp* zapadające pod prąd w stanowisku Telaki 1 znacznie bardziej odpowiadają jednak makrostrukturom powstałym na skutek migracji makroform złożonych (*composite macroform*) niż antydiunom. Świadczy o tym pokrój osadów, w którym widać nakładające się na siebie serie natomiast brak w nich rozmyć charakterystycznych dla obecności antydiun (Zieliński, 2015). Serie osadów mają również większą miąższość i wyższy kąt zapadania.

(4) Litofacja *Gh* tworzy istotną część profilu ozów w Muchach i Gnojnie, występuje również w innych stanowiskach jednak odgrywa mniejszą rolę. Tworzy pokrywy żwirowe (Smith, 1990) akumulowane w warunkach górnego płaskiego dna z przesłony trakcyjnej lub buduje makroformy typowe dla tuneli subglacjalnych (Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996). Miejscami może być również zapisem migracji form o bardzo niewielkiej amplitudzie (Allen, 1984).

(5) Osady piaszczyste *St*, *Sh*, *Sr*, *SFh* przewarstwiają osady żwirowe i budują głównie górną część profili (stanowiska: Rzymisko, Muchy, Jakubowice, Tosie i Gnojno). Litofacje *St* występują niekiedy pomiędzy litofacjami *GSt*, i *SGt* i są zapisem zmniejszenia energii przepływu. Rytmiczne występowanie osadów piaszczystych i żwirowych zostało stwierdzone w wielu ozach (Jewtuchowicz, 1965; Banerjee i McDonald, 1975; Ringrose, 1982; Brennand, 1994; Salamon, 2009). Odzwierciedla sezonowe zmiany w ablacji lądolodu (Banerjee i McDonald, 1975; Ringrose, 1982) lub dostawie materiału (Shaw, 1972). Może również stanowić zapis opadania fali wezbraniowej podczas epizodycznych lub cyklicznych powodzi (Nye, 1976; Salamon, 2009). Przewarstwienia litofacją *Sr* interpretowane są istnieniem pulsacji w przepływie wód lodowcowych (Huddart i in., 1999; Mokhtari Fard, 2002) lub blokowaniem wód na pewnych odcinkach np. poprzez wypełnienie fragmentów tunelu (Ashmore, 1991; Brennand, 1994) lub zawalenie stropu tunelu (Mokhtari Fard, 2002). Należy jednak podkreślić, że w ozach obszaru staroglacjalnego brak jest widocznej rytmiczności osadów, która obejmowałaby cały profil formy. Uwidacznia się raczej drobnienie osadów w górę profilu. Osady bardzo drobnoziarniste świadczące o niewielkim przepływie lub jego braku w dolnych częściach formy występują sporadycznie. Nie uwidacznia się sezonowość osadów, którą można byłoby połączyć z okresami letnimi lub brakiem przepływu w okresach zimowych. Osady piaszczyste budujące górną część profili analizowanych form powstawały najczęściej już po otwarciu kanału ku górze. Ich akumulacja odbywała się na skutek migracji form korytowych w piaskodennych roztokach, zalewów warstwowych oraz akumulacji zbiornikowej w rozpadlinach lodowych. W kilku przypadkach w górnej części profili analizowanych form wystąpiła sukcesja osadów *Gt – St – Sr* lub *Sh – St – Sr*, która jest zapisem stopniowego zmniejszania się energii przepływu w otwartym kanale lodowcowym. Podobną cykliczność osadów udokumentowała Roman (2016) w ozie gostyńskim.

(6) Osady diamiktonowe występują w górnej części odsłoneń większości analizowanych form. Płaty diamiktonów znajdowane są w wielu ozach i w przeszłości uznawane były za dowód na ich subglacjalne pochodzenie co w późniejszych latach było

mocno dyskutowane (np. Szupryczyński, 1963; Kłysz, 1986; Łuczak, 1991). Obecność płytów diamiktonu nie może stanowić jedyne kryterium określenia genezy formy. Taka pokrywa może powstać również na formach inglacialnych. Płaty diamiktonów tworzyły się na skutek spływów morenowego materiału supraglacialnego w otwartych kanałach lodowcowych oraz przetainach i występują na powierzchni niektórych kemów (Klatkowa, 1982; Rdzany, 1997; Jaksa, 2004). Z punktu widzenia powstawania formy istotna jest więc geneza diamiktonu (Łuczak, 1991). W ozach obszaru staroglacialnego udokumentowano diamiktony na powierzchni form utożsamiane z gliną typu *melt-out* oraz diamiktony spływowe (*flow till*) w tym niewielkie ich pakiety w obrębie osadów form. Diamiktony tworzą przeważnie najwyższy kompleks osadowy i powstawały podczas etapu zaawansowanej deglacjacji. W analizowanych stanowiskach płaty diamiktonowe mają miąższość od ok. 0,5 do 2 m. W stanowiskach Tosie i Muchy osady są zdeformowane i pochylone współkształtnie do stoków formy. Widoczne jest w nich pseudowarstwowanie i struktury fluidalne, co świadczy o spływowej genezie diamiktonu. W Telakach na powierzchni formy miały miejsce rozległe spływy gruzowo-błotne, które spowodowały deformacje podścielających osadów. W stanowiskach Telaki i Muchy miąższość diamiktonu jest znaczna a brak deformacji, homogeniczność osadu, masywna lub warstwowana struktura oraz obecność soczewek piaszczystych oraz zawieszonych w drobniejszym matriks klastów świadczy, że jest to glina typu *melt-out* (Boulton, 1971; Piotrowski i in., 2006; Evans i in., 2006; Larson i in., 2015). W Łaszczynie diamikton występuje w postaci dropstonów w osadach piaszczysto-mułkowych, gdzie spowodował powstanie deformacji i struktur ucieczkowych. Podobną sytuację zarejestrowali również Gorrell i Shaw (1991). W literaturze udokumentowano także występowanie ozów z wyciśniętym jądrem gliniastym (Rotnicki, 1960), gdzie osady podłoża wciskane były do wnętrza rynny przez nacisk lądolodu (Anderson, 1931; Hoppe, 1952) w żadnym badanym stanowisku nie zaobserwowano jednak takich struktur.

Zróźnicowanie osadów tworzących ozy i formy pokrewne wynika z lokalnych warunków środowiska, w których powstawały. Do czynników determinujących ich formowanie należą: geometria kanału subglacialnego, zmienność rytmu ablacji, dostęp do materiału skalnego, prędkość przepływu wody, rodzaj podłoża, forma transportu, występowanie zdarzeń ekstremalnych i przebieg deglacjacji (Gradziński i in., 1986; Brennand, 1994; Burke i in., 2015).

Do jednej z typowych cech osadów ozów należy występowanie głazów w osadach żwirowych oraz klasty o ponadprzeciętnych rozmiarach (*outsized clasts*). Obecność głazów

wskazuje na transport w strumieniu bardzo wysokoenergetycznym, często o wymiarach katastrofalnych (Shreve, 1972; Banerjee i McDonald, 1975; Gorrell i Shaw, 1991). Należy jednak pamiętać, że ich występowanie zależne jest nie tylko od kompetencji przepływu, ale również dostępu materiału o takiej frakcji. Mogło wpływać to na fakt, że w ozach obszaru starogłacialnego Polski ilość frakcji głazowej jest niższa niż w ozach kanadyjskich czy skandynawskich. Dostępność materiału daleko od obszarów źródłowych była zdecydowanie mniejsza. Największe ich nagromadzenie występuje w stanowisku gdzie możliwa była erozja okruchów skał litych bezpośrednio z podłoża mezozoicznego. Bardzo prawdopodobne, że w tunelach typu R energia przepływu bywała również większa niż w rynnach na skutek mniejszego przekroju poprzecznego. Pozwalało to na transport bardziej gruboziarnistych osadów. Obecność głazów może być ważnym wskaźnikiem genezy formy jednak nie może być jedyną cechą potwierdzającą jej ozowy charakter, ponieważ występują one również w osadach moren czołowych (Zieliński, 1992b), sandrach (Zieliński i Van Loon, 2003), osadach ujść tuneli (Cutler i in., 2002) czy osadach powodzi lodowcowych na przedpolu lądolodu (Maizels, 1997; Carrivick i in. 2004; Frydrych i Rdzany, 2018). Obecność ponadwymiarowych klastów w drobniejszym materiale może być skutkiem odrywania się od stropu i ścian lodowych klastów, które dostarczane są do akumulowanych osadów. W osadach masywnych żwirów mogą występować również na skutek akumulacji w warunkach przepływów wysokoskoncentrowanych (*hyperconcentrated flow*) gdzie kolizje pomiędzy cząsteczkami powodują przemieszczanie grubsze materiału w górną część przepływu (Smith, 1986; Maizels, 1997; Pisarska-Jamroży, 2007).

Prawie we wszystkich ozach odnotowano występowanie tekstury *openwork*. O jej obecności donoszono również z bardzo wielu ozów w Polsce i na świecie (Brennand, 1994; Warren i Ashley, 1994; Huddart i in., 1999; Delaney, 2002; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Gruszka i in., 2011; Ahokangas i Mäkinen, 2014; Roman, 2016). Jej występowanie związane jest z początkową (Lundqvist, 1979) lub opadającą fazą powodzi (Shulmeister, 1989). Może być efektem wymywania wcześniej złożonego materiału drobnoziarnistego i pozostawienie jedynie grubszych frakcji (Lundqvist, 1979; Steel i Thompson, 1983; Smith, 1985) lub akumulacji klastów bez matriks (Smith, 1974). Akumulacja żwirów o teksturze *openwork* i późniejsze zasypanie drobniejszą frakcją powoduje powstanie bimodalnego rozkładu uziarnienia (Shulmeister, 1989). Jej występowanie w ozach związane jest ze środowiskiem wysokoenergetycznym (Shulmeister, 1989; Brennand, 1994; Russell i Arnott, 2003; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007) i było odnotowywane również podczas powodzi lodowcowych (Maizels, 1993, 1997; Carling, 1996; Russell i Knudsen, 1999). Przy jej powstawaniu należy

wziąć pod uwagę efekt przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym, który dodatkowo mógł ułatwiać wymywanie części frakcji. Można uznać, że jest to cecha typowa dla osadów ozów. Niestety samodzielnie nie może być uznana za cechę diagnostyczną ponieważ występuje również w innych osadach glacyfluwialnych i fluwialnych (Steel i Thompson, 1983; Zieliński, 1993; Bridge i Lunt, 2006; Lunt i Bridge, 2007). Ponadto w środowisku stałych rzek żwirowych, gdzie osady o zwartym szkieletcie ziarnowym i pozbawione matriks tworzą bruki korytowe, powstanie tej tekstury świadczy o niedostatecznej dostawie materiału do transportu i przepływie o energii pozwalającej na wymywanie drobniejszych frakcji (Wyżga, 1993, 2012).

Brennand (1994) badając budowę ozów w zasięgu lądolodu laurentyńskiego wydzieliła 3 makrostruktury powstałe na skutek tworzenia się makroform budujących ozy: *oblique-accretion*, *avalanche-bed (OAAB)*, *composite macroform* oraz *pseudoanticlinal macroforms*. Uważa, że formy korytowe tworzące ozy nie powinny być traktowane tak jak zwykle formy fluwialne, ponieważ ich wykształcenie jest związane z geometrią tunelu. Ich występowanie zostało udokumentowane również przez Fiore i in. (2002) oraz Burke i in. (2008). Analizując ozy obszaru staroglacjalnego Polski w budowie niektórych z nich można zaobserwować elementy pasujące do opisanych makrostruktur. W ozach Rzymiska, Tosi i Telaków udokumentowano występowanie pseudoantyklinalnego układu osadów w dolnej części profilu. Taki układ był odnotowywany również przez innych autorów (Rotnicki, 1960; Shreve, 1985; Brennand i Shaw, 1996; Delaney, 2001). Uważany jest za diagnostyczny dla akumulacji w tunelu subglacjalnym pod ciśnieniem hydrostatycznym. W stanowisku Telaki 1 opisano makrostrukturę, której powstawanie zachodziło podobnie jak makroform złożonych (*composite macroform*), na skutek migracji wielkich odsypów w górę przepływu. Makrostruktura ta powstała w powiększeniu kanału i obecnie buduje najwyższą część ozu. Różni się od tej opisywanej przez Brennand (1994) kątem pochylenia stoku proksymalnego, który jest znacznie większy oraz występowaniem pseudoantyklinalnego układu warstw w przekroju poprzecznym. Może być to więc forma pośrednia lub nowa odmiana makrostruktur subglacjalnych. Udokumentowane w stanowiskach osady litofacji *Gp* wielkiej skali mogą stanowić element makrostruktury powstałej na skutek migracji makroformy typu OAAB, dla której są charakterystyczne. Reprezentują wysokoenergetyczne środowisko tunelu subglacjalnego i akumulację na skutek dystalnej progradacji frontu megaodsypów do jego rozszerzenia.

W ozie Rzymiska i Łaszczyna udokumentowano bardzo duży udział klastów z lokalnego podłoża w obrębie osadów żwirowych dochodzący do 80%. Podobnie wysoki

udział został odnotowany w ozach przez Buraczyńskiego i Supersona (1992) oraz Salamona (2009) na obszarze staroglacjalnym. W pozostałych ozach ich średnia zawartość była zbliżona i oscylowała w przedziale 7–11%. Erozja skał mezozoicznych możliwa była jedynie na obszarach gdzie ich strop nie był położony głęboko poniżej powierzchni ternu. Na obszarach z miększą pokrywą osadów kenozoicznych erozja odbywała się jedynie w osadach nieskonsolidowanych. Wszystkie parametry cech teksturalnych osadów: obtoczenie, wydłużenie, spłaszczenie, kulistość czy kształt klastów są bardzo zbliżone we wszystkich przeanalizowanych stanowiskach. Wynika to z faktu, że dla prawie wszystkich badanych przypadków podstawowym materiałem źródłowym były osady transportowane przez lądolód oraz osady wcześniejszego zlodowacenia, w których powstały rynny subglacjalne. Ich podobieństwo do cech klastów w glinie lodowcowej (m.in. Frydrych i Rdzany, 2018) może świadczyć również o niedużym wpływie środowiska tunelu subglacjalnego na ich obróbkę. Transport materiału odbywał się na zbyt krótkim dystansie aby polepszyć znacząco obtoczenie klastów lub zmienić zasadniczo ich kształt. Jedynym wyróżniającym się stanowiskiem w tym względzie jest oz Rzymiska, gdzie bardzo duży udział margli z lokalnego podłoża wpływa na wynik analizy. Są one znacznie lepiej obtoczone niż klasty północne oraz przeważnie mają większy wskaźnik spłaszczenia co wynika z ich litologii. Ich niski wskaźnik twardości pozwolił na bardzo dobre obtoczenie klastów w warunkach wysokoenergetycznych przepływów. Klasty wapienne w stanowisku Łaszczyn podlegały obróbce z znacznie niższym stopniem.

Powszechnie w osadach analizowanych ozów występują toczące gliniaste i ilaste. Zostały one wyerodowane z podłoża przez wody subglacjalne lub wytopiły się z lądolodu i były transportowane w przepływach wysokoenergetycznych. Ich obecność w ozach odnotowali również Skompski (1963) i Roman (2016). W stanowisku Gnojno oraz Telaki 1 udokumentowano obecność intraklastów piaszczystych z zachowaną oraz zatartą strukturą. Tego typu struktury w osadach ozu Skompski (1963) interpretował jako skutki rozmywania wcześniej złożonych osadów piaszczystych po zwiększeniu energii przepływu. Natomiast Pisarska-Jamroży i Zieliński (2012) uznali nagromadzenia takich klastów za efekt działania erozji termokrasowej. Za taką interpretacją świadczyłby ich nieregularny kształt i często zachowana struktura wewnętrzna. Ich obecność jest często dokumentowana w wysokoenergetycznym środowisku tunelowym oraz podczas powodzi lodowcowych (Brennand, 1994; Russell i Marren, 1999; Russell i in., 2001; Russell i Knudsen, 2002). Stanowią również jedną z charakterystycznych cech skrajnie skoncentrowanego przepływu (*hyperconcentrated flow*) (Maizels, 1983; Postma i in., 1988; Pisarska-Jamroży, 2006;

Pisarska-Jamroży i Zieliński, 2012). Podobne klasty były dokumentowane również z innych ozów (Delaney, 2001; Gruszka i in., 2012; Pisarska-Jamroży i Zieliński, 2012, Krupa, 2016)

We wszystkich ozach w strefach niezaburzonych udokumentowano dużą zgodność kierunków warstwowania z orientacją formy. Jest to cecha typowa rejestrowana przez wielu autorów zarówno w tunelach typu R jak i kanałach typu N (Dylikowa, 1952; Rotnicki, 1960; Wadas, 1962; Borówka, 1975; Pietkiewicz, 1977; Murawski, 1985; Wysota, 1990; Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Klimczak, 1987). Ograniczenie przepływu do wąskiej strefy wpływa na silną koncentrację kierunku migracji form. Jest ona również wyższa w tunelu subglacialnym niż w tunelu otwartym ku górze (Brennand, 1994). W analizowanych formach występuje głównie zapadanie warstw w kierunku dystalnym. Jedynie w stanowisku Tosie 1 makrostruktura budująca najwyższe wzniesienie ozu zbudowana jest z serii warstw zapadających proksymalnie. Taka orientacja warstw, świadcząca o migracji form w górę przepływu, była opisywana również przez innych autorów (Rotnicki, 1960) i wskazuje na akumulację pod ciśnieniem hydrostatycznym (Roszkówna, 1951; Jewtuchowicz, 1962; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996, Burke i in. 2008, 2010). Przeważnie silna koncentracja kierunków występuje również w orientacji klastów przy czym dość zmienny jest ich układ. W litofacji *Gm* klasty układają się zarówno w stosunku *a(p)* jak i *a(t)* do kierunku przepływu. Klasty z układem *a(t)* transportowane były przez przepływ hydrauliczny głównie przez toczenie w przesłonie trakcyjnej (Rust, 1972). Osady, gdzie występuje układ *a(p)* stanowią miększe, słabo wysortowane serie z udziałem gładów, w których transport części żwirów odbywał się w zawiesinie podczas przepływów wysokoenergetycznych, prawdopodobnie przepływów skrajnie skoncentrowanych (*hyperconcentrated flow*). Według Johanssona (1963) układ *a(p)* sugeruje transport klastów poprzez suspensję lub saltację. Transport żwirów w zawiesinie w tunelu pod ciśnieniem atmosferycznym nie należy do rzadkości (Ringrose, 1982). W litofacjach *Gt* występuje układ *a(t)*, *a(p)* i mieszany, a więc musiały występować różne mechanizmy transportu klastów. Klasty w *Gp* wielkiej skali mają układ *a(p)* co świadczyć może o szybkiej akumulacji osadów. Natomiast w warstwach zapadających proksymalnie występuje układ *a(t)* co jest typowe dla makroform złożonych (Brennand, 1994). W przeanalizowanych osadach zaobserwowane większe kąty pochylenia klastów w żwirach o lepszym wysortowaniu natomiast mniejsze w litofacjach z większym udziałem matriks. Spowodowane jest to częstszym kontaktem pomiędzy klastami w osadach ze zwartym szkieletem ziarnowym i możliwością wystąpienia imbrykacji klastów. Podobne spostrzeżenia zostały odnotowane przez Rusta (1972) i Brennand (1994). Imbrykacja klastów

jest dość powszechna w litofacjach żwirowych ozów (Banerjee i McDonald, 1975; Ringrose, 1982; Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996).

W wykształceniu osadów ozów duże znaczenie miała morfologia kanału. Zarówno rynna subglacjalna wcięta w osady podłoża jak i część wytopiona w lodzie nie były jednorodne (Hallet i Anderson, 1980). Ich ukształtowanie modelowało warunki przepływu i sedymentacji osadów. W szerszym kanale energia przepływu jest z reguły mniejsza, dlatego najprawdopodobniej właśnie na odcinkach gdzie jego przekrój był większy sedymentacja osadów rozpoczynała się szybciej (Brennand i Shaw, 1996). Zmiany w geometrii kanału powodowały ewolucję warunków transportu i akumulacji i mogły odpowiadać za wytworzenie kilku podrzędnych jednostek litofacjalnych w obrębie profilu danej formy. Gorrell i Shaw (1991) wiążą powstanie osadów okrywających jądro ozu właśnie ze zmianą wielkości tunelu. Ich geometria warunkowała również wykształcenie makroform (Brennand, 1994; Burke i in., 2015). Kanał zmieniał swój kształt na skutek termerozji (Fard, 2001, 2002) oraz relacji pomiędzy wielkością przepływu a ciśnieniem w nim panującym (Röthlisberger, 1972).

Znaczna fragmentacja ozów obszaru staroglacjalnego wynikać może z kilku przyczyn. Duża część ozów poprzecinana jest dolinami rzecznyymi i denudacyjnymi co wskazuje na silny wpływ erozyjnej działalności wód już po powstaniu form. Erozja mogła rozpocząć się na etapie odpływu wód ablacyjnych przed czołem lądolodu (Szupryczyński, 1963). Rynny subglacjalne charakteryzują się silnie niewyrównaną linią talwegu oraz linią grzbietową co powoduje duże zmiany w głębokości zakorzenienia oraz wysokości formy. Może to skutkować morfologicznymi przerwami w jej ciągłości, na odcinkach obniżen stropu kanału przy jednoczesnym zachowaniu ciągłości sedymentacyjnej. Taka sytuacja jest rozważana np. w wypadku ozu w Telakach. Wiele ozów znajduje się na szlaku akumulacji sandrowej, co sprzyjałoby zasypywaniu pewnych niższych odcinków osadami glacyfluwialnymi. Część przerw pomiędzy segmentami mogła powstać już na etapie tworzenia się formy. W tunelach typu R charakterystyczne jest występowanie odcinków sedymentacji rozdzielonych odcinkami jej braku (Shreve, 1985; Brennand, 1994). Niewykluczone, że w niektórych rynnach również występowały odcinki z dogodnymi warunkami do sedymentacji, np. w ich rozszerzeniach, gdzie energia przepływu była mniejsza oraz odcinki gdzie dominowała erozja i transport materiału. Fragmenty z brakiem sedymentacji zapisałyby się w postaci obniżen, które mogłyby być w późniejszym czasie wypełniane osadami ablacyjnymi, sandrowymi czy zbiornikowymi. Borówka (1975) interpretował przerwy pomiędzy segmentami ozu jako miejsca wytapiania brył martwego lodu występującego pod osadami lub w obrębie osadów.

Taka sytuacja mogłaby mieć miejsce gdyby do zarwania się stropu lodowego doszło na dość wczesnym etapie kształtowania ozu. Znaczna fragmentacja formy wskazywać może na jej diachroniczne powstanie podczas stopniowego cofania się czoła lądolodu (De Geer, 1897; Banerjee i McDonald, 1975).

Powstawanie tzw. ozów przyrastających wskazuje na deglację obszaru, która cechuje się występowaniem stref postojowych lodowca i jego zanik frontalny (Warren i Ashley, 1994). Porównując cechy charakterystyczne ozów ze względu na ciągłość powstawania (tab. 1) z cechami form przeanalizowanych w niniejszej pracy wnioskować można, że wszystkie powstawały na skutek ciągłego przepływu wód w tunelu subglacjalnym i akumulacji na długich odcinkach. Odpowiadają więc modelowi powstawania ozów synchronicznych. O dominacji jednego modelu powstawania ozów nad drugim od lat toczy się dyskusja. W literaturze jest wiele doniesień zarówno o diachronicznym powstawaniu ozów (Saunderson, 1975; Banerjee i McDonald, 1975; Shilts, 1984; Clark i Walder, 1994; Delaney, 2001, 2002; Mäkinen, 2003; Livingstone i in., 2015; Beaud i in., 2018), jak i synchronicznym (Ringrose, 1982; Shulmeister, 1989; Brenand, 1994; Brenand i Shaw, 1996; Delaney, 2002; Burke i in., 2008). Przy rozróżnieniu tym należy jednak wziąć pod uwagę długość ozu oraz warunki jego powstania. Livingstone i in. (2015) uważają, że większość ozów kanadyjskich powstawała diachronicznie w <10-kilometrowych segmentach blisko czoła lądolodu. Jednak model ten opracowany jest na podstawie gęstej sieci ozów powstałych w tunelach typu R o długości dochodzącej do kilkudziesięciu a nawet kilkuset km. Warunki te trudno przełożyć na formy powstające w kanałach typu N i osiągające rozmiary kilku lub kilkunastu km. Na obszarze staroglacjalnym Polski zdecydowanie dominują wydłużone wały akumulowane w rynnach subglacjalnych, zbudowane ze żwirowych form dna i naprzemiennie występujących osadów piaszczysto-żwirowych, co potwierdzają badania autorki oraz innych badaczy (Michalska, 1971; Baraniecka, 1980; Buraczyński i Superson, 1992; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Salamon, 2009). Orientacja klastów oraz warstwowań w osadach jest wysoka. Cechy te sugerują przynależność znacznej części ozów obszaru staroglacjalnego do grupy ozów synchronicznych (tab. 1). Należy jednak zauważyć, że akumulacja nie zachodziła jednolicie w tym samym czasie na całej długości kanału. Nawet podczas zaawansowanego wypełniania pewnych odcinków, na innych wciąż dominowała erozja lodowcowa, o czym świadczy znaczna ilość klastów z lokalnego podłoża w niektórych ozach nawet wysoko w profilu osadów oraz intraklasty piaszczyste powstałe na skutek termerozji. Najbardziej intensywna akumulacja zachodziła w dolnej części kanału w niedalekiej odległości od czoła lądolodu (Hooke i Fastook, 2007; Hewitt i Creyts, 2019). Akumulacja ozów na całej długości

kanalu może świadczyć o bardzo szybkim powstaniu całego systemu, np. podczas jednego sezonu roztopowego lub jednorazowego epizodu powodziowego (Brennand, 1994; Burke i in., 2008, 2010). Takich ozów nie udokumentowano jeszcze na obszarze Polski.

Tabela 1. Charakterystyczne cechy ozów powstających synchronicznie (*synchronously*) i diachronicznie (*time-transgressively*) zestawiona na podstawie: Banerjee i McDonald, 1975; Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996.

	ozy synchroniczne (<i>synchronous eskers</i>)	ozy diachroniczne (<i>time-transgressive eskers</i>)
Cechy rzeźby	Wydłużone wały mogące zawierać przerwy pomiędzy segmentami wynikające z późniejszej erozji lub braku depozycji w rynn timer subglacialnej. Poszerzenie osadów w dół paleoprzepływu. Przebieg pod górę, płasko lub w dół.	Wydłużone formy złożone z pojedynczych odcinków o charakterze delt lub stożków. Charakter tzw. ozów paciorkowych. Przebieg w dół lub płasko.
Cechy teksturalne	W wąskich rynn timer o przebiegu przeciwnym do spadku terenu przepływ odbywa się na długim dystansie i często pod ciśnieniem hydrostatycznym. Występują zarówno dobrze obrobione klasty oraz bardzo nieregularne. Duża ilość materiału pochodzenia lokalnego. W szerokich rynn timer powstających przeważnie pod cienkim lodem gdzie przepływ nie odbywa się pod ciśnieniem hydrostatycznym prędkość przepływu jest mniejsza i występuje większa akumulacja. Klasty w tych warunkach nie podlegają bardzo dużej obróbce i dominują klasty średnio obtoczone. Obtoczenie zwiększa się przeważnie w dół przepływu.	Nie występuje tendencja w obtoczeniu klastów w dół formy. Brak przepływu na dłuższym dystansie uniemożliwia dobrą obróbkę klastów. W wyjątkowych przypadkach możliwe jest wystąpienie tendencji w obrębie segmentów.
Cechy paleoprzepływów	Niezbyt duże zróżnicowanie kierunków przepływu.	Dość duże zróżnicowanie kierunków przepływu.
Sedymentologia	Niewielkie przemiany postsedymentacyjne, możliwe intruzje klastyczne typu diapirów. Występowanie żwirowych form dna wzdłuż formy. Naprzemienne występowanie litofacji żwirowych i piaszczystych. Zwiększenie miąższości litofacji piaszczystych i mułkowych w dół formy. Możliwe występowanie osadów charakterystycznych dla środowiska bramy lodowcowej i zbiornika proglacialnego	W pojedynczych segmentach widoczny kontakt między bardziej żwirowymi osadami proksymalnymi oraz dystalnymi osadami piaszczystymi. Dystalna część formy kończy się przeważnie osadami powstającymi podczas zamierania przepływu i uchodzenia do zbiornika proglacialnego. Charakterystyczne osady delt i stożków.

Perkins i in. (2016) wyróżnili kategorie genetyczne ozów pod względem ich cech morfologicznych i sedymentologicznych. Podzielili ozy na:

- 1 – formy subglacialne cechujące się małą krętością, ondulowaną linią grzbietową, obecnością poszerzeń i przerw pomiędzy segmentami oraz zaokrąglonym grzbietem formy, w tym;

- 1a – długie wały powstające synchronicznie na skutek powodzi lodowcowych, charakteryzujące się fragmentacją oraz występowaniem makroform,
- 1b – krótkie wały ozowe tworzące się blisko czoła lądolodu, kończące się stożkami napływowymi,
- 2 – pojedyncze, ciągłe wały powstające supraglacialne i inglacialne o wysokim stopniu krętości i ostro zarysowanym grzbiecie,
- 3 – formy powstające w lodowych kanionach (rozpadlinach), będące krótkimi wałami o niskiej krętości, płaskim grzbiecie i bardzo niskiej fragmentacji.

Jest to jednak klasyfikacja stworzona głównie na podstawie badań ozów powstałych w tunelach typu R. Na obszarze staroglacjalnym Polski dominują ozy o długości 1–3 km a najdłuższe z nich mają ok. 10 km. Są zatem krótsze od form występujących w północnej Europie czy Kanadzie (Clark i in., 2004; Hättestrand i Clark, 2006; Storrar i in., 2014b). Ich szerokość jest za to większa od tych powstających w tunelach typu R (Burke i in., 2015). Krętość ozów na analizowanym obszarze jest przeważnie bardzo niska, znaczną część stanowią formy proste. Jest to zbieżne z wynikami dla form tego typu z innych obszarów (Clark i in., 2004; Hättestrand i Clark, 2006; Storrar i in., 2014a, b; Perkins i in., 2016). Znaczna fragmentacja ozów, która została już wcześniej opisana może nie być łatwo porównywalna z formami obszarów ostatnich zlodowaceń, które były znacznie mniej przekształcane na skutek późniejszych procesów. Badane formy posiadają przeważnie zaokrąglony lub dość ostry grzbiet. Brak widocznie spłaszczonego grzbietu form, których akumulacja kontynuowała się na etapie rozpadliny lodowcowej można wyjaśnić późniejszymi przekształceniami formy, których krawędzie zostały zaokrąglone. Ozy obszaru staroglacjalnego nie mają form stożków napływowych oraz cech osadów odpowiadających typowi 1b u Perkinsa i in. (2016). Kopalną makroformę powodziową podobną do opisywanych przez Burke i in. (2008, 2010) udokumentowano jedynie w ozie Telaków, co nie znaczy jednak, że całą formę można uznać za efekt powodzi. Podścielające ją osady drobnoziarniste świadczą o bardziej złożonej genezie. Ozy obszaru staroglacjalnego nie pasują więc do żadnej z kategorii wyznaczonej przez Perkinsa i in. (2016). Autorka proponuje wydzielanie osobnej kategorii morfogenetycznej dla ozów powstających w rynnach subglacialnych, charakteryzujących się krótkimi wałami (1–10 m), przeważnie wysokim stopniem fragmentacji, niską krętością oraz zaokrąglonym lub niekiedy ostrym grzbietem.

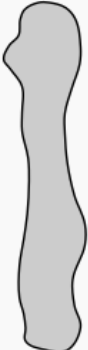
Analizując morfologiczne cechy ozów obszaru staroglacjalnego można wyróżnić 5 typów morfologicznych ozów (tab. 2):

1. Ozy zbudowane z pojedynczego wału o wyraźnym wydłużeniu (>5), niewielkiej ale widocznej krętości ($>1,1$) i średniej szerokości (100–300 m). W tym typie wyróżnić można dwa podtypy ze względu na długość form:
 - a. krótkie wały (<3 km),
 - b. długie wały (>3 km).
2. Długie ozy (>3 km) zbudowane z kilku odcinków o znacznym wydłużeniu (>10). Ich szerokość jest średnia lub nieduża (<300 m). Można w nich wydzielić dwa podtypy ze względu na charakter odcinków oraz krętość:
 - a. wały o widocznej krętości ($>1,1$) zbudowane z 2–5 wyraźnie wydłużonych segmentów,
 - b. wały proste lub o nieznacznej krętości ($<1,1$), zbudowane z wielu (>5) segmentów o niewielkim wydłużeniu.
3. Proste, pojedyncze wały (wyjątkowo mogą być podzielone przez erozję rzeczną na 2 odcinki), które charakteryzują się zróżnicowaną długością (>1 km) i znaczną szerokością (>200). Są wyraźnie wydłużone, na pewnych odcinkach mogą być poszerzone i przyjmować nieregularny kształt.
4. Systemy ozowe z długim wałem głównym (>5 km) o znacznym wydłużeniu (>15) i dopływami. Charakteryzują się wysoką fragmentacją (>5), średnią lub niewielką szerokością (<200 m) i widoczną krętością ($>1,1$).
5. Niewielkie wały (<1 km) o średniej i niewielkiej szerokości (<200 m). Charakteryzujące się bardzo niewielką krętością ($<1,1$), przeważnie wydłużane, ale czasami nieznacznie (<10).

Typy 1, 2 i 4 można uznać za charakterystyczne dla ozów natomiast formy typu 3 i 5 mogą nie być w prosty sposób odróżnione od wałów kemowych czy form akumulacji szczelinowej. Cechami na potwierdzenie ich genezy ozowej są ich zakorzenienie i obecność facji tunelu subglacjalnego. Morfologiczny obraz ozów odzwierciedla sposób kształtowania się formy. W morfogenetycznym podziale ozów (Clark i Walder, 1994; Brennand, 2000) rozgałęzione systemy ozów interpretuje się jako efekt akumulacji w tunelach typu R odzwierciedlających subglacjalny system drenażu. Takie systemy wykształcone w tunelach typu N występują rzadziej, jednak są dokumentowane. Na obszarze staroglacjalnym występują rzadziej niż na obszarze młodoglacjalnym i koncentrują się w północno-wschodniej jego części. Silnie rozdrobnione wały o niskiej krętości mogą być zapisem powstawania w sposób diachroniczny, natomiast proste i szerokie wały najprawdopodobniej są efektem akumulacji osadów po przejściu kanału

w szeroką rozpadlinę lodową lub kanał otwarty. Nieregularny kształt może wskazywać obecność nadbudowy kemowej. Liczba przebadanych przez autorkę ozów nie jest wystarczająca do przeprowadzenia dogłębnej analizy zależności pomiędzy cechami morfologicznymi ozów a ich budową wewnętrzną. Wybór stanowisk podyktowany dostępnością odsłonień trudno uznać za w pełni reprezentatywny, dlatego kwestia relacji morfologii form i ich genezy jest warta poruszenia w przyszłych badaniach. Dość czytelne cechy morfologiczne ozów wskazują na względnie dobre ich zachowanie, mimo że znajdują się na obszarze staroglacjalnym. Dokładniejsze porównanie ich do ozów obszaru młodoglacjalnego jest jednak tematem przyszłych badań.

Tabela 2. Cechy morfologiczne ozów obszaru staroglacjalnego Polski w podziale na typy.

	Typ 1		Typ 2		Typ 3	Typ 4	Typ 5
	a	b	a	b			
fragmentacja	1	1	2–5	> 5	1*	> 5	1
długość (km)	< 3	> 3	> 3	> 3	> 1	> 5	< 1
szerokość (m)	100–200	100–300	< 200	< 300	> 200	< 200	< 200
wydłużenie	> 5	> 10	> 10	> 10	> 5	> 15	< 10
krętość	> 1,1	> 1,1	> 1,1	< 1,1	< 1,1	> 1,1	< 1,1
schemat							

*Niewykluczone przerwanie wału w wyniku postglacjalnej erozji rzecznej

Wielu autorów twierdzi, że ozy powstają głównie pod ciekim, wolno poruszającym się lub stagnującym lodowcem (Röthlisberger, 1972; Shreve, 1972). Powstawanie ozów związane jest również z etapem wycofywania się lądolodu (Michalska, 1969, 1971; Banerjee i McDonald, 1975; Brennand i Shaw, 1996). Uzasadnione jest to tym, że ciśnienie wywierane przez bardzo miękki i aktywny lądolód zamykałoby tunele podczas spadku przepływu wody, np. po zakończeniu sezonu topnienia. Możliwe jest, że tunele typu R były bardziej zależne od wspomnianych czynników a kanały typu N miały większą zdolność przetrwania bez ciągłego przepływu wody. Według Röthlisbergera (1972) występowanie wąskiego tunelu

subglacialnego i gwałtownego przepływu wód wymaga wysokiego tempa zamykania się tunelu. Zależy ono w znacznym stopniu od grubości lodu. Wysokoenergetyczny przepływ wód generuje ciepło powodujące roztopianie i powiększanie się kanału. Jeżeli ciśnienie lodu prowadzące do zamykania się tunelu jest równoważone przez ciśnienie wody i roztopianie lodu możliwe jest długotrwałe utrzymanie stabilnych warunków transportu i akumulacji osadów. Jeżeli jednak grubość lodu zaczyna się zmniejszać równowaga zostaje zaburzona i dochodzi do powiększania się tunelu (Brennand i Shaw, 1996). Taka sytuacja mogła doprowadzić do zmian w sposobie akumulacji osadów widocznych w analizowanych stanowiskach, w których litofacje masywnych żwirów charakterystycznych dla przepływów subglacialnych były zastępowane żwirowymi formami korytowymi. Prawdopodobne jest, że tunele z przepływem wód pod ciśnieniem atmosferycznym istniały pod cienkim lodem (Hubbard i Nienow, 1997). W osadach ozów brak jest śladów zamykania się tuneli podczas okresów osłabionej ablacji. Kontynuacja przepływu wód roztopowych podczas zimy świadczyć może o wystąpieniu szybkiej deglacjacji. Przetrwanie kanału w okresach zimowych wiązane jest również z występowaniem stojącej wody przed czołem lądolodu, która utrzymywałaby wysokie ciśnienie piezometryczne na znacznym obszarze (Powell, 1990; Brennand, 1994). Na obszarze staroglacjalnym Polski kształtowanie ozów zachodziło w kilku etapach (rozdział 6.4). Powstanie rynien subglacialnych wiązane jest z lodowcem żywym, natomiast akumulacja osadów i formowanie się ozu związane są z lodowcem stagnującym oraz z okresem jego zaniku. Depozycja osadów podczas zaawansowanej deglacjacji, doprowadzała do powstawania form pokrewnych ozom.

Niektórzy autorzy uważają, że duże znaczenie w wykształceniu ozów może odgrywać występowanie zjawiska szarży lodowcowej (Pasierbski, 2003). Część form może ulec wtedy przemodelowaniu i powstają tzw. ozy harmonijkowe (*concentric eskers*), których krętość zostaje znacznie zwiększona (Knudsen, 1995). Pasierbski (2003) interpretował ponadprzeciętną dla obszaru Polski gęstość ozów na Wysoczyźnie Krajeńskiej właśnie występowaniem zjawiska szarży. Uważał on, że szarża spowodowała bardzo duże uszczelinowanie lądolodu, co ułatwiło migrację wód ablacyjnych do spągu lądolodu. Burke i in. (2010) udokumentowali oz, który powstał podczas powodzi lodowcowej związanej z wystąpieniem szarży. Zagadnienie to nie było dokładnie analizowane przez autorkę, jednak nie jest wykluczone, że taka relacja wystąpiła np. w przypadku ozu Rzymska, w którego okolicy dokumentowano przesłanki o wystąpieniu szarży lodowcowej (Rdzany, 2009; Frydrych i Rdzany, 2018). Zagadnienie to wymaga jednak osobnych badań.

6.2. Zdarzenia powodziowe podczas kształtowania się ozów

Wielu autorów twierdzi, że w wykształceniu ozów bardzo istotną rolę odgrywają powodzie lodowcowe (Schulmeister, 1989; Shaw i in., 1989; Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Russell, 1994; Burke i in., 2008, 2010). Ich występowanie może być spowodowane spłynięciem subglacjalnego, inglacjalnego lub supraglacjalnego zbiornika na skutek przerwania tamy lodowej lub osadowej, intensywnym topnieniem lodu (np. podczas działalności wulkanicznej lub geotermalnej), okresem intensywnych opadów deszczu, szarży lodowcowej czy też innych czynników powodujących nagły wypływ znacznych ilości wód lodowcowych (Jania, 1993; Gudmundsson i in., 1995; Maizels, 1997; Tweed i Russell, 1999; Andrzejewski, 2001, 2005; Cutler i in., 2002; Knudsen i Russell, 2002). W literaturze dotyczącej ozów wciąż dyskutowany jest okres czasu, w którym te formy powstają. Część form akumuluje się przez lata co potwierdza zapisany w nich sezonowy rytm sedimentacji (Mäkinen, 2003). Istnieją jednak również przykłady ozów, które powstały podczas jednorazowej powodzi lodowcowej (Russell i in., 2001; Russell i in., 2006; Burke i in., 2008, 2010). Przykładem takiej formy może być oz wytworzony poprzez *jökulhlaup* ze Skeiðarárjökull na Islandii w listopadzie 1996 r. (Russell i in., 2001; Burke i in., 2008). Jego zbadanie umożliwiło wyznaczenie kryteriów rozpoznawania osadów powstających w warunkach powodzi lodowcowej (Burke i in., 2008, 2010).

W osadach analizowanych ozów występuje kilka cech charakterystycznych dla środowiska subglacjalnej powodzi lodowcowej (Frydrych 2016a, b, 2017a, b). Należy jednak zaznaczyć, że przeważnie nie były to zdarzenia katastrofalne rozumiane jako zjawiska, które „*nie są sterowane regularnymi czynnikami środowiskowymi, są przypadkowe i nie mieszczą się w kategoriach reżimu hydrograficznego*” (Zieliński, 2015). Część litofacji udokumentowanych w stanowiskach Rzymisko, Muchy, Łaszczyn, Tosie, Telaki i Gnojno powstawała w warunkach przepływów wysokoenergetycznych. Należą do nich litofacje: BGm, GBm, Gm, GBp, oraz Gh, Gp i Gt wielkiej skali, które w podobny sposób były interpretowane przez innych autorów (Schulmeister, 1989; Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Russell i in., 2001; Delaney, 2002; Salamon, 2009; Gruszka i Van Loon, 2011; Roman, 2016). Litofacje tego typu dokumentowane były również z obszarów powodzi lodowcowych występujących na przedpolu lodowców i lądolodów (Maizels, 1989; O'Connor, 1993; Carling, 1996; Maizels, 1997; Russell i Knudsen, 2002; Carrivick i in., 2004; Carrivick i Russell, 2007). Sposób ich akumulacji był zróżnicowany, co uwarunkowane było rodzajem i geometrią kanału, rozmiarami oraz czasem trwania i energią

zdarzenia powodziowego oraz ilością dostępnego do transportu materiału (Burke i in., 2015). Koncentracja i ograniczenie przepływu skutkowało wzrostem jego energii, co powodować mogło, że nawet niewielkie wezbrania odgrywały znaczną rolę w kształtowaniu warunków przepływu w rynnach subglacjalnych. W większości analizowanych ozów widoczna jest dominacja litofacji powstających podczas przepływów wysokoenergetycznych w dolnej części form, co związane jest z etapami ich kształtowania, które dokładniej zostały opisane w rozdziale 6.4. Akumulacja zachodziła podczas narastania i opadania fal powodziowych i zapisła się w formie pokryw żwirowych i migrujących makroform. Tego typu formy zostały udokumentowane w ozach powstałych podczas powodzi typu *jökulhlaup* (Russel i in., 2001; Burke i in., 2008, 2010). Burke i in. (2010, 2012) uważają obecność makroform złożonych (*composite macroforms*) za cechę diagnostyczną dla depozycji podczas powodzi lodowcowej, w tym o wymiarze katastrofalnym. Analizując gruboziarniste i źle wysortowane osady budujące makrostrukturę w ozie w Telakach (Telaki 1) można przyjąć za bardzo prawdopodobne, że powstała w analogiczny sposób. Kolejną przesłanką za taką interpretacją jest szerokość jednostek budujących makrostrukturę, które sięgają szerokości całej formy (por. Burke i in., 2010). Przepływ wód podczas zdarzeń powodziowych często miał postać przepływu silnie skoncentrowanego (*hyperconcentrated flow*) (Shulmeister, 1989; Gorrell i Shaw, 1991; Brennand, 1994; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007). Szybka aggradacja żwirów powodowała obciążanie przesiąkniętych wodą osadów i powstawanie struktur ucieczkowych, tak jak miało to miejsce w przypadku ozu opisywanego przez Russella i współautorów (2001). Oszacowana prędkość przepływów na podstawie cech uziarnienia litofacji żwirowych w ozach wynosi $2\text{--}4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a maksymalnie dochodzi do $7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Należy jednak zaznaczyć, że prędkości te należałoby traktować jak prędkości minimalne, których szacunek uzależniony jest od dostępności materiału do transportu. Krytyczne naprężenie ścinające dla litofacji żwirowych mieści się w przedziale od 30 do 400 Pa. Wartości naprężenia ścinającego w zakresie 25–75 Pa charakterystyczne są dla żwirowych sandrów Polski, gdzie akumulacja zachodzi w głębokich korytach (Zieliński, 1993). Natomiast wartości 120–450 Pa typowe są dla wezbrań ablacyjnych (Ashwort i Ferguson, 1986).

W osadach ozów obszaru staroglacjalnego zapisano się przeważnie kilka epizodów wezbraniowych. Świadczy o tym obecność kilku serii osadów gruboziarnistych rozdzielonych osadami drobniejszymi. W osadach stanowiska Muchy pomiędzy jednostką M1a i M1b zapisał się epizod silnej erozji, która ścięła górną część zespołu dolnego. Erozja ta była związana z wystąpieniem nagłego, wysokoenergetycznego przepływu wód roztopowych, możliwe że związanego ze spływem zbiornika subglacjalnego, inglacjalnego lub

supraglacialnego. Takie podwójne rozcięcia rynien subglacialnych stanowią zapis dwóch faz erozji oraz akumulacji i były obserwowane również w innych ozach (Rotnicki, 1960; Michalska, 1971; Mokhtari Fard, 2002). O silnej erozji podczas zdarzeń powodziowych świadczyć może również powszechne występowanie intraklastów (Russell i Knudsen, 1999; Russell i in., 2001). Występowanie powodzi lodowcowej może powodować przekształcenia geometrii tunelu lodowcowego a wręcz doprowadzić do jego zawalenia (Mokhtari Fard, 2002). Shaw i in. (1989) uważają, że skutkować może również wytworzeniem nowych tuneli poprzez istnienie dużego ciśnienia wód i powstaniem ozu o systemie anastomozującym.

6.3. Deformacje w obrębie osadów ozów i form pokrewnych

W osadach ozów obszaru staroglacialnego odnotowano powszechne występowanie deformacji typu SSDS (*soft sediments deformation structures*). Różnorodność deformacji w obrębie osadów ozów dowodzi bardzo zróżnicowanym warunków ich formowania. Badania przeprowadzone w obrębie ozów na obszarze staroglacialnym Polski oraz przestudiowanie dostępnej literatury pozwoliły na wydzielenie kilku kategorii deformacji występujących w ozach:

(1) Zaburzenia w obrębie ozów supraglacialnych i inglacialnych. Powstają na skutek wytopienia lodowego podłoża i przemieszczenia osadów. Należą do nich wielkoskalowe przemieszczenia warstw, struktury z upłynnienia osadów, liczne uskoki a niekiedy całkowite zaburzenie pierwotnej struktury osadów (Bartkowski, 1956; Roszkówna, 1951; Szupryczyński, 1963; Jewtuchowicz, 1962; Fitzsimons, 1990).

(2) Głównie nieciągłe deformacje wynikające z kompaktacji osadów i powstające postsedymentacyjnie. Należą do nich przeważnie niewielkie uskoki normalne, niekiedy odwrócone oraz fleksury. Występują w większości ozów i są powszechnie dokumentowane przez licznych autorów (m.in. Gierszewski, 1990; Łuczak, 1991; Brennand, 1994, Roman, 2016). Są to deformacje typowe również dla innych form glacialnych.

(3) Deformacje związane z wytapianiem się ścian lodowych. W obrębie ozów deformacje powszechne są w ich brzeżnych partiach, gdzie występują liczne uskoki brzeżne (zrzutowe) i ślady zapadania się osadów. Związane jest to z topnieniem ścian lodowych i usuwaniem podparcia lodowego. W formie pozbawionej ścian lodowych osady przemieszczają się w kierunku stoków formy, co widać często w kierunkach orientacji występujących w nich uskoków (Wysota, 1990; Roman, 2016). Zaburzenia tego typu zostały udokumentowane w stanowisku Rzymisko, Łaszczyń i Gnojno. Brak ich w innych

stanowiskach związany być może z ich szybkim częściowym pogrzebaniem przez inne osady np. kemowe, sandrowe (Telaki 2, Jakubowice) czy też glinę lodowcową (Muchy). Niewykluczone, że zaburzenia nie objęły całej strefy brzeżnej i występują w innych fragmentach analizowanych form. Można zaobserwować, że deformacjom tym uległy w największym zakresie formy o najwyższej wysokości względnej, których stoki były najbardziej podatne. Są to deformacje występujące powszechnie w ozach (Gierszewski, 1990; Wysota, 1990; Łuczak, 1991; Ahokangas i Mäkinen, 2014) i uważane za jedną z ich cech diagnostycznych (Mokhtari Fard i Gruszka, 2007). Występują również w strefach krawędziowych kemów (Klajnert, 1978; Jaksa, 2004).

(4) Deformacje, które powstają na skutek różnicy ciśnienia pomiędzy otaczającym lodem a kanałem subglacjalnym (Shoemaker, 1986; Shoemaker i Leung, 1987, Alley, 1991; Gorrell i Shaw, 1991) oraz nacisku lądolodu na obszar wzdłuż rynny (Hansen i Nielsen 1960, Hansen, 1965; Klajnert, 1978). Efektem działania tych procesów jest wdzieranie się osadów podłoża (*squeezing*) w obręb rynny subglacjalnej i powstanie diapirów w jądrze ozu (Rotnicki, 1960; Wasiłowska i Rotnicki, 1962; Brennand, 1994). Podobny proces został również udokumentowany w osadach rozpadlin lodowcowych (Morawski, 2003). Burke i in. (2015) wiążą zachodzenie tego procesu z bardzo niewielką dostawą materiału do kanału, co powoduje niskie tempo sedymentacji osadów. W analizowanych ozach w obrębie jąder ozów nie odnotowano wystąpienia deformacji tego typu.

(5) Zaburzenia wywołane naciskiem wyżej leżących warstw na nasączone wodą osady lub osady o znacznie mniejszej gęstości i ciężarze. Nacisk może być wywołany również obecnością brył martwego lodu w tunelu (Poleshchuk i in., 2018). Powstawaniu deformacji sprzyjała szybka aggradacja osadów i ich duże nawodnienie (Russell i in., 2001; Mokhtari Fard, 2002). Upłynnienie osadów może być związane z wystąpieniem powodzi lodowcowej (Russell i in., 2001; Gruszka i in., 2011). W osadach piaszczysto-żwirowych reprezentują je głównie dajki klastyczne i uskoki odwrócone. Natomiast w utworach piaszczysto-mułkowych są to diapiry, różnego rodzaju struktury ucieczkowe, uskoki typu *step-wise faults* oraz struktury pogrążeńiowe. W dajkach klastycznych występuje warstwowanie oraz ukierunkowanie klastów zgodne z przebiegiem struktur, które jest śladem ruchu uwodnionego materiału (Van der Meer i in., 2009). Niekiedy dochodzi do migracji wody poziomo od osi dajki i utworzenie „aureoli” (Pisarska-Jamroży i in., 2011), tak jak miało to miejsce w stanowisku Telaki 1. W większości dajek ruch wody odbywa się ku górze, co potwierdzają liczne obserwacje m.in. Gruszki i in. (2011). W stanowisku Łaszczyn występują dropstony diamiktonowe, które spowodowały plastyczne zaburzenia drobnoziarnistych osadów

w wyniku pogrążania się w nich. O deformacyjnej działalności dropstonów w osadach ozów donosili również inni autorzy (Gorrell i Shaw, 1991; Jaksza i Rdzany, 2002; Poleshchuk i in., 2018). Zaburzenia wywołane różnicami gęstości oraz pogrążaniem się osadów na dużą skalę zostały udokumentowane z obszaru Szwecji w strukturze *load cast* (Gruszka i in., 2016) oraz *gravifossum* (Gruszka i Van Loon, 2011).

(6) Deformacje związane z wytapianiem się brył martwego lodu. Zaburzenia takie mogą powstawać na różnych etapach akumulacji formy. Bryły martwego lodu dostają się do kanału na skutek obrywów ze ścian lodowych oraz stropu kanału. Związane jest to ze zmianą geometrii kanału a niekiedy zapadania się jego stropu i przekształcenia w rozpadlinę. Duża ilość brył lodowych transportowana jest podczas powodzi lodowcowej (Russell i in., 2001). Bloki lodowe mogą być osadzone i pogrzebane przez osady w miejscu obrywu lub transportowane w warunkach przepływu wysokoenergetycznego. Pogrzebane bryły ulegają z czasem wytapianiu powodując obniżanie pokrywających je osadów. Deformacje tworzą przemieszczone w pionie osady z gęstą siatką uskoków normalnych na granicy struktur. Zaburzenia tego typu udokumentowano w stanowisku Tosie oraz Gnojno. Mogą występować na bardzo różną skalę i związane być również z innymi typami zaburzeń (Mokhtari Fard, 2002; Gruszka i Van Loon, 2011; Gruszka i in., 2016).

(7) Zaburzenia powstające na skutek obrywu stropu kanału lodowego. Jest to jedyna kategoria, która nie występuje w innych formach glacyfluwialnych. Deformacje te obejmować mogą nawet znaczną część profilu, w którym osady bywają silnie wymieszane, przemieszczone, warstwy ulegają rozerwaniu, a struktura części osadów jest zatarta. Widoczne bywają również plastyczne zaburzenia będące efektem upłynnienia osadów. Zaburzenia te mają dużą rozciągłość poziomą, ale nie obejmują całego profilu pionowego osadów. Ten typ deformacji został udokumentowany w stanowisku Gnojno. Zidentyfikowane deformacje z zapadnia się stropu kanału subglacialnego mogą stanowić ważne kryterium w określeniu genezy formy.

(8) Deformacje glacitektoniczne. Silne zaburzenia w obrębie osadów występują gdy dojdzie do ponownego nasunięcia się lądolodu na obszar ozu. Przemieszczające się czoło lądolodu działa wtedy jak buldożer, powodujące deformacje osadów (Hambrey i Glasser, 2003; Morawski, 2003; Guobytė i Satkūnas, 2011; Gruszka, i in., 2016). Gdy nasunięcie to ma charakter szarży, może również dojść do silnego zaburzenia geometrii formy (Knudsen, 1995). Glacitektonika występuje również wtedy, gdy kanał subglacialny zostanie zamknięty pod aktywnym lądolodem, np. w sezonie zimowym (Brennand, 1994). Tego typu zaburzenia nie są wykluczone w północnej części ozu gnojeńskiego. Jest to jedna z hipotez,

której potwierdzenie będzie możliwe dopiero po przeprowadzeniu badań sedimentologicznych na tym odcinku ozu (obecnie brak odsłonieć).

Niektóre deformacje w ozach położonych w strefach uskoków tektonicznych związane są z występowaniem trzęsień ziemi (Poleshchuk i in., 2018), jednak w analizowanych formach nie zaobserwowano struktur typowych dla sejsmitów (por. Van Loon i in., 2016; Pisarska-Jamroży i in., 2019).

6.4. Etapy kształtowania ozów i form pokrewnych na obszarze staroglacjalnym Polski

Opracowanie modeli oraz etapów formowania się ozów było celem wielu autorów jednak przeważnie prace te dotyczą tuneli typu R (Shreve, 1972; Hooke i Fastook, 2007; Brennand, 2000; Boulton i in., 2007a, b; Burke i in., 2015). W przypadku form powstających na nieskonsolidowanym podłożu opracowania tego typu dotyczą przeważnie jedynie pojedynczych form (np. Skompski, 1963; Roman, 2016). Model kształtowania ozów poligenicznych został zaproponowany przez Michalską (1969) jednak wymaga on pewnych rewizji. Przeprowadzone badania w analizowanych ozach oraz dostępna literatura pozwalają wyznaczyć kilka etapów powstawania znacznej części ozów obszaru staroglacjalnego Polski:

(1) Pierwszym etapem było tworzenie się rynny subglacjalnej. Powstało wiele prac dotyczących mechanizmu powstawania rynien subglacjalnych (np. Nye, 1973; Boulton i Hindmarsh, 1987; Piotrowski, 1999; Sjogren i in., 2002). Część autorów zakłada, że inicjujący charakter mogą mieć wody ablacyjne na powierzchni lądolodu czy lodowca, które koncentrują się i tworzą strumienie supraglacjalne. Następnie, poprzez studnie i tunele inglacjalne migrują do jego spągu (Nye i Frank, 1973; Parker, 1975; Fountain i Walder, 1998). Następnie powodują powstanie tuneli subglacjalnych (Willis i in., 1990; Fountain i Walder, 1998), w których płyną pod ciśnieniem hydrostatycznym. Powoduje to intensywną erozję nieskonsolidowanych osadów podłoża i powstanie kanałów typu N (ryc. 69 – 1A). Turbulentny ruch wody, eworsja, przepływ pod ciśnieniem atmosferycznym oraz zróżnicowanie w odporności materiału podłoża wpływały na powstanie ondulowanej linii talwegu rynny z przegłębieniami i wypłycceniami (ryc. 69 – 1B). Zróżnicowany przebieg dna widoczny jest w profilach wierceń ozów, przebijających osady wypełniające rynny.

(2) Działanie erozji wód ablacyjnych, termoerozji oraz ciśnienia mas lodu (Röthlisberger, 1972; Fard, 2001, 2002) powodowało przekształcanie się geometrii kanału. Przy wykształceniu się odpowiedniej relacji energii przepływu do ilości transportowanego materiału możliwe było rozpoczęcie akumulacji. Problem rozwoju ozów w zależności od

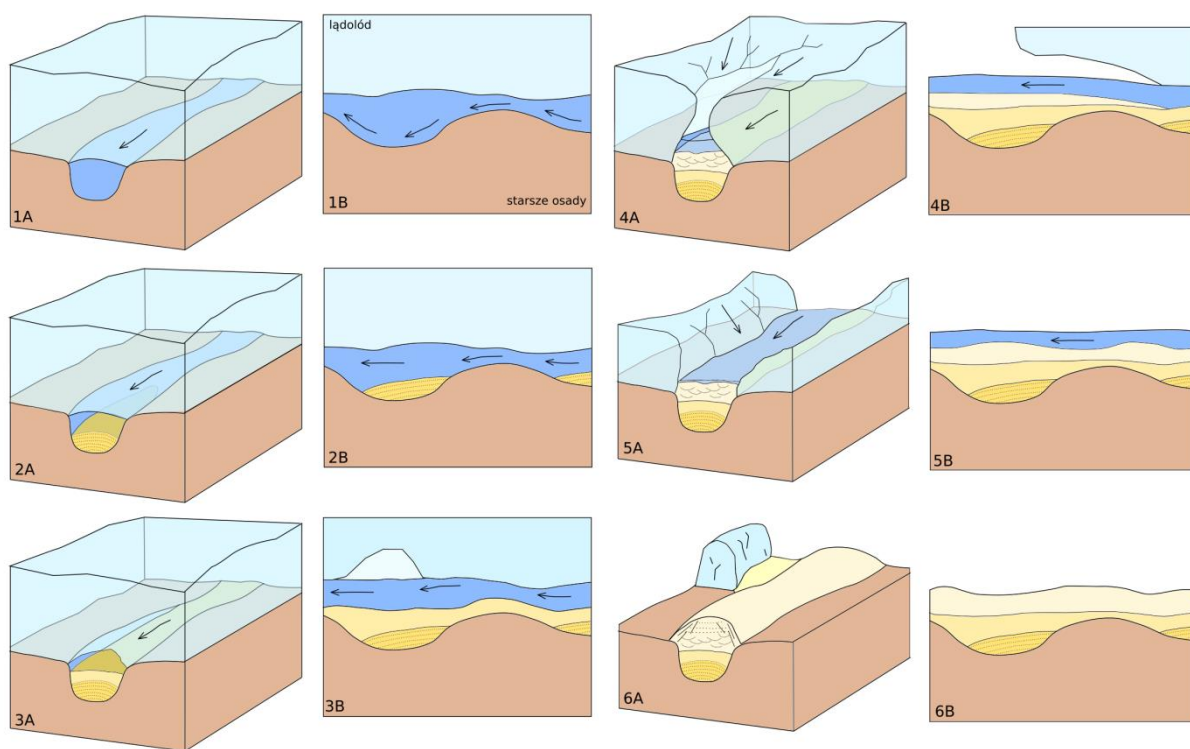
dostępności materiału dla tuneli typu R został szerzej rozwinięty przez Burke i in. (2015). Jednak zaproponowanego modelu nie można całkowicie przenieść na obszar podłoża nieskonsolidowanego i łatwo erodowalnego gdzie ozy rozwijały się w kanałach typu N. Dostawa materiału była przeważnie dość duża, o czym świadczy zapis litologiczny, diagnostyczny dla szybkiej agradacji osadów. Gruboklastyczność osadów oraz wielka skala jednostek warstwowań wskazuje na wysokoenergetyczność przepływów. Poza jednym stanowiskiem nie zaobserwowano jednak akumulacji w górę przepływu tak jak przedstawili to na modelu dla ozów o wysokiej dostawie materiału Burke i in. (2015). Możliwe, że taki rodzaj sedymentacji zachodził jedynie przy dużych powodziach subglacialnych. Drugi model formowania ozów uwzględniający sytuację limitowanej dostawy materiału również nie odpowiada warunkom sedymentacji analizowanych ozów. Uwzględnia on praktycznie jedynie pionową akrecję osadów, która miała duże, jednak nie jedyne znaczenie przy kształtowaniu ozów obszaru staroglacjalnego. Trzeci model zakładający oddolne wciskanie się osadu do tunelu o bardzo ograniczonej dostawie materiału (Burke i in., 2015) może mieć znaczenie jedynie w pojedynczych przypadkach (Rotnicki, 1960). W tunelach inglacjalnych oraz subglacialnych typu R akumulacja rozpoczyna się często w ich poszerzeniach (Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Burke i in., 2008), w których dochodzi do spadku energii przepływu wynikającego ze wzrostu powierzchni przekroju tunelu. Analogiczna sytuacja może występować w kanałach typu N, gdzie przebieg spągu oraz stropu jest nieregularny (ryc. 69 – 2A, 2B). Taka nieregularność mogła zainicjować akrecję osadów i ich późniejsze przyrastanie zarówno wertykalne jak i na skutek migracji form w dół przepływu. Dodatkową rolę w rozpoczęciu sedymentacji odgrywać może występowanie przeszkód w dnie kanału, które warunkują akumulację materiału po ich stronie dystalnej lub proksymalnej. Na rozwój depozycji wpływ mogły mieć również nagromadzenia żwirów typu *cluster bedforms*. Na tym etapie powstawały głównie pokrywy żwirowe oraz rozpoczynało się tworzenie makroform.

(3) Na dalszym etapie powstawania ozu, akumulacja odbywała się na odcinkach o znacznej długości (ryc. 69 – 3A). Na pewnych odcinkach nadal mógł dominować transport i erozja materiału. Akumulacja zachodziła głównie pod ciśnieniem hydrostatycznym, powodując powstanie pokryw żwirowych i makroform. Energia przepływu w kanale była zmienna i odpowiadała wielkości ablacji lądolodu. Jej zapisem jest zmienność cech uziarnienia osadów w profilach pionowych form. Okresowo podczas niewielkiej ablacji lądolodu, gdy dopływ wód był ograniczony, kanał nie był całkowicie wypełniony wodą i zachodziły przepływy o niskiej energii. Natomiast podczas zwiększenia ablacji dochodziło

do wezbrań subglacialnych. Osady akumulowały się głównie w warunkach wysokoenergetycznych. Przemieszczanie się makroform mogło powodować czasowe blokowanie się części kanału (Brennand, 1994) i tworzenie niskoenergetycznych lub wręcz zbiornikowych warunków akumulacji. W miejscach rozszerzeń kanału, wody nie zawsze wypełniały kanał całkowicie a przepływ odbywał się pod ciśnieniem atmosferycznym (ryc. 3B). Do takiej sytuacji dochodziło już po zasypaniu nierówności w przebiegu dna rynny a przepływ wód odbywał się zgodnie ze spadkiem terenu. Przejście z skoncentrowanego przepływu w wąskiej rynnie do rozszerzenia wiązało się z wystąpieniem odskoku hydraulicznego (Fiore, i in., 2002; Burke i in., 2008). Nagła transformacja z przepływu nadkrytycznego do podkrytycznego skutkowałą wystąpieniem erozji a na dalszym odcinku kanału zmianą warunków transportu i akumulacji osadów (Zieliński, 2015). Na odcinkach o swobodnym zwierciadle wód dominowała migracja wielkoskalowych form korytowych oraz sedimentacja w warunkach górnego płaskiego dna. Miejscami mogło dochodzić do obrywów brył lodowych ze stropu lub ścian kanału, co skutkowało zmianą jego geometrii. Pogrzebane bloki lodu powodowały powstawanie deformacji podczas ich roztopienia. Niektóre kanały lub ich odcinki zostały wypełnione a formowanie się ozu zostało zakończone na tym etapie. Fragmenty kanałów, gdzie nie zachodziła sedimentacja stanowią przerwy pomiędzy segmentami we współczesnym obrazie niektórych ozów. Formy powstałe w ten sposób charakteryzują się mocno urozmaiconym profilem podłużnym, fragmentacją oraz dominacją litofacji typowych dla akumulacji w warunkach przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym. Prawdopodobne jest występowanie na nich pokrywy gliny lodowcowej. Spośród analizowanych form jedynie środkowy odcinek ozu w Telakach zakończył swoje formowanie na tym etapie.

(4) W wypadku wszystkich przeanalizowanych form, miał miejsce ich dalszy rozwój po zainicjowaniu powstania rozpadliny. Prawdopodobnie zdecydowana większość ozów obszaru staroglacjalnego także kontynuowała swój rozwój w tym etapie (ryc. 69 – 4A, 4B). O występowaniu takiego etapu donosiło również wielu autorów (Michalska, 1971; Buraczyński i Superson 1992; Jaks i Rdzany, 2002). Miał on miejsce we wczesnej fazie rozpadu lądolodu. Do powstania rozpadliny mogło dojść na skutek powolnego wytapiania się lodu lub gwałtownego obrywu stropu kanału. Zapadnięcie się znacznej masy lodu mogło skutkować powstaniem rozległych deformacji w obrębie osadów. Powstanie rozpadliny ułatwić mogło występowanie obniżenia w powierzchni lodu powyżej kanału subglacialnego, które sprzyjało dalszemu jego cienieniu. Takie obniżenie stanowiło ważną strefę ablacyjną. Brennand i Shaw (1996) określili je jako korytarz deglacacyjny (*deglacial corridor*). Poprzez

rozpadlinę w obręb kanału dostawał się materiał supraglacialny. Warunki w niej panujące były bardzo zróżnicowane i zależały od ilości i energii wód ablacyjnych, ilości transportowanego materiału i ciągłości przepływu. Energia przepływu w rozpadlinie, która nie była ograniczona stropem była na ogół niższa niż w kanale subglacialnym, o czym świadczy drobnienie osadów w górę profilu pionowego ozów. Na tym etapie dochodziło również do przepływów wysokoenergetycznych i występowania zdarzeń powodziowych, ale na mniejszą skalę. Zachodziła migracja form korytowych o wielkiej i średniej skali oraz agradacja pokryw żwirowych i piaszczystych. W niektórych rozpadlinach, gdy ciągłość przepływu wód była utrudniona lub zablokowana dominowały przepływy niskoenergetyczne i powstawały zbiorniki. Taka sytuacja miała miejsce np. w ozie Łaszczyzna. Powstanie rozpadliny w dolnym odcinku kanału nie wykluczało akumulacji pod ciśnieniem hydrostatycznym w jego górnym fragmencie jak miało to miejsce w ozie Telaków.



Ryc. 69. Etapy kształtowania się ozów i form złożonych na obszarze staroglacialnym Niżu Polskiego: 1 – powstawanie rynny subglacialnej na skutek erozji, 2 – początek akumulacji w powiększeniach kanału subglacialnego pod ciśnieniem hydrostatycznym, 3 – akumulacja na znacznej długości kanału pod ciśnieniem hydrostatycznym a miejscowo atmosferycznym, 4 – zapadnięcie się lub wytopienie stropu kanału i akumulacja w rozpadlinie lodowej, 5 – akumulacja w otwartym kanale nawiązującym kształtem do przebiegu rynny subglacialnej; 6 – odstąpienie ścian lodowych i powstanie deformacji brzeżnych, nadbudowa niektórych ozów przez osady kemów

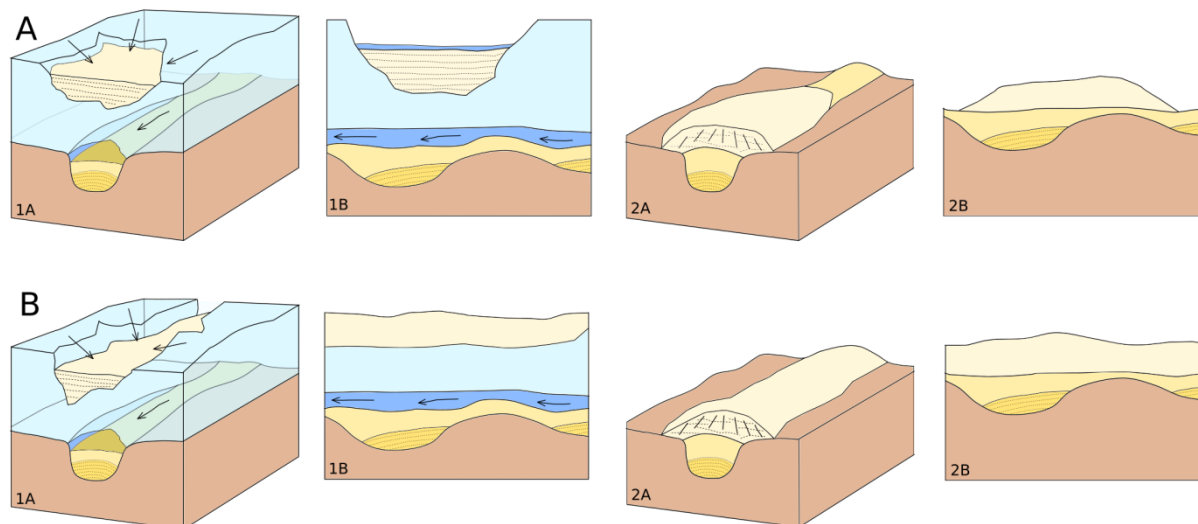
(5) Rozpadliny z czasem się powiększały i tworzyły otwarte kanały (*ice-walled channels*) na linii rynny (ryc. 69 – 5A, 5B). Akumulowały się w nich głównie osady

piaszczysto-żwirowe i piaszczyste. Przepływ odbywał się wzdłuż kanału, o czym świadczy dość duża koncentracja kierunków orientacji warstw i klastów. Jest ona jednak mniejsza niż w wypadku osadów typowych dla tuneli subglacjalnych (Brennand, 1994). Okresowo dochodziło do wezbrań wód ablacyjnych, które skutkowały powstaniem rozcięć erozyjnych wypełnionych żwirami (np. Rzymisko), lub powodzi lodowcowych (np. Łaszczyna). Ze stoków lodowych dostarczany był morenowy materiał supraglacjalny o charakterze spływów gruzowo-błotnych.

(6) Ostatnim etapem kształtowania się ozów jest odstępowanie ścian lodowych podczas zaawansowanej deglacjacji. Następuje wtedy częściowe przysypanie form materiałem z wytopionego lodu. W otoczeniu niektórych ozów następował rozpad blokowy lądolodu. Podczas wytapiania brył martwego lodu dochodziło do nadbudowy osadów ozu na pewnych odcinkach osadami kemowymi. Dość powszechnie dochodziło do akumulacji osadów pomiędzy wałem ozu a bryłą martwego lodu i powstawania terasy kemowej (np. oz Komorzna, oz Rzymiska, oz Łaszczyna). W brzeżnych częściach form pozbawionych podparcia lodowego zachodziły procesy grawitacyjno-odciążeniowe. Powstawały uskoki brzeżne i przemieszczenie części materiału w kierunku stoków (ryc. 69 – 6A, 6B).

Odmienne od przedstawionego scenariusza formowania ozów i form złożonych przebiegało powstawanie form pośrednich pomiędzy ozami a innymi formami. Należy zaznaczyć, że rozważania te nie są poparte badaniami terenowymi autorki, ponieważ żadna z analizowanych form nie powstała w podobny sposób. O występowaniu tego typu form donosili jednak inni autorzy (m.in. Jaksa, 2004). Według autorki dwie sytuacje są najbardziej prawdopodobne: (1) Na powstały subglacjalnie oz nakładają się od góry osady powstałe synchronicznie lub subsynchronicznie w supraglacjalnej, nieregularnej przetainie lodowej (ryc. 70A) (*supraglacial crevasse deposits sensu* Brodzikowski i Van Loon, 1987). (2) Na powstały subglacjalnie oz nakładają się od góry osady wydłużonej przetainy lub poszerzającej się szczeliny (akumulacja szczelinowa *sensu* Marks i in., 2006). Podłużne obniżenia w stropie lądolodu, które tworzą korytarze deglacacyjne i nawiązują często do przebiegu tuneli subglacjalnych (Brennand, 1994) mogły być miejscem akumulowania osadów fluwioglacjalnych, ablacyjnych (*sensu* Klatkowa, 1982) czy zbiornikowych (ryc. 70B). Pod względem sedymentologicznym osady supraglacjalne tych form pośrednich mogą mieć podobną charakterystykę, natomiast odmienny wydźwięk morfologiczny. Osady akumulowane w zagłębieniach na powierzchni lodu mają charakter kemów supraglacjalnych (Niewiarowski, 1961). W ten sposób powstają formy pośrednie pomiędzy ozami a kemami tzw. ozo-kemy. Cechami diagnostycznymi takich form mogą być silne deformacje osadów

w górnej części formy, znaczna odmienność osadów ozowych od osadów supraglacialnych, pomiędzy którymi występuje niezgodność kątowna, brak facji pośredniej pomiędzy subsródowniskiem kanału subglacialnego a przetainą supraglacialną oraz odmienne kierunki orientacji warstw oraz klastów w osadach tych dwóch subsródownisk.



Ryc. 70. Powstawanie form pośrednich pomiędzy ozami a wybranymi formami, A: 1 – synchroniczna akumulacja w kanale subglacialnym oraz przetainie supraglacialnej, 2 – powstanie formy pośredniej pomiędzy ozem a kemem, B: 1 – synchroniczna akumulacja w kanale subglacialnym oraz wydłużonej przetainie / szczelinie supraglacialnej, 2 – powstanie formy pośredniej pomiędzy ozem a wałem kemowym / formą szczelinową

Złożony cykl powstawania ozów początkowo w kanale subglacialnym a następnie w rozpadlinie lodowej jest typowy dla form obszaru staroglacjalnego Polski. Oprócz stanowisk przedstawionych w niniejszej pracy udokumentowano go w wielu innych formach (Zaborski, 1926; Balińska-Wuttke, 1960; Michalska, 1969, 1971; Baraniecka, 1980; Ruszczyńska-Szenajch, 1991; Buraczyński i Superson, 1992; Jaksza i Rdzany, 2002; Jaksza, 2004; Mokhtari Fard i Gruszka, 2007; Rdzany, 2009; Frydrych, 2016a, 2018b). Występuje również powszechnie na obszarze młodoglacjalnym (Skompski, 1963; Pietkiewicz, 1977; Murawski, 1985; Klimczak, 1987; Gierszewski, 1990; Wysota, 1990; Ruszczyńska-Szenajch, 1991; Pasierbski i Krupa, 2004; Gruszka i in., 2011; Piotrowski i in., 2011; Roman, 2016). Znacznie rzadziej potwierdzany jest w strukturze ozów na Półwyspie Fennoskandzkim czy obszarze Kanady (Brennand, 2000), jednak ich złożona geneza była tam również analizowana (Brennand, 1994; Brennand i Shaw, 1996; Warren i Ashley, 1990). Można więc wnioskować, że ten sposób formowania się ozów zachodzi znacznie częściej w formach powstających w kanałach typu N. Profil osadów niektórych form jest wręcz w dominującej części złożony właśnie z osadów powstałych w rozpadlinie lodowej (Michalska, 1971).

6.5. Subśrodowiska oraz facje ozów oraz form pokrewnych obszaru staroglacjalnego Polski

Na podstawie analizy sedymentologicznej osadów budujących ozy oraz formy pokrewne obszaru staroglacjalnego wyróżniono 4 subśrodowiska ich akumulacji:

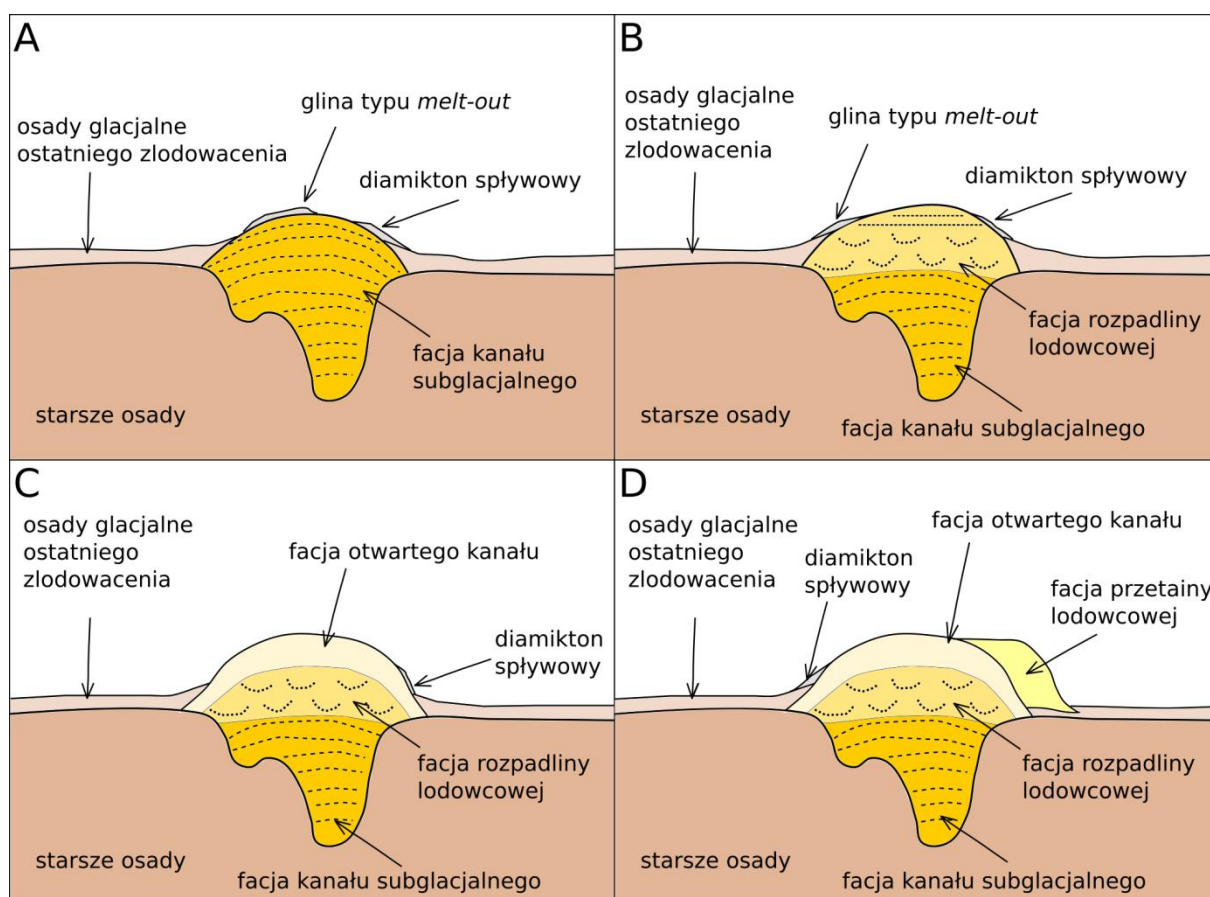
Subśrodowisko kanału subglacjalnego. Obecność facji kanału subglacjalnego jest diagnostyczna dla ozów obszaru staroglacjalnego. Na nieskonsolidowanym podłożu, po którym przemieszczał się lądolód na analizowanym terenie, powstaje ona w rynnach subglacjalnych wyerodowanych w starszych osadach (ryc. 71). Erozja, transport i akumulacja osadów zachodzą przeważnie w warunkach przepływów wysokoenergetycznych pod ciśnieniem hydrostatycznym. Ciśnienie atmosferyczne występuje na odcinkach tunelu blisko jego wylotu oraz w końcowym etapie jego funkcjonowania na odcinkach o większym przekroju, gdzie strop lodowy jest już cienki. W kanałach dominuje przepływ turbulentny wody, często o znacznej prędkości oraz krytycznym naprężeniu ścinającym. Występują okresowe wezbrania wód ablacyjnych oraz niekiedy duże powodzie lodowcowe. Podczas epizodów powodziowych przepływ może mieć charakter skrajnie skoncentrowanego przepływu (*hyperconcentrated flow*). Fację kanału subglacjalnego reprezentują najczęściej litofacje *Gm* i *GBm* o różnej charakterystyce, litofacje *Gp* i *GBp* o dystalnym lub proksymalnym kierunku zapadania warstw oraz litofacje *Gh*. Tworzą one pokrywy żwirowe oraz budują struktury powstałe na skutek migracji makroform. Do typowych cech osadów tego subśrodowiska należy dominacja litofacji gruboziarnistych, obecność głazów w osadach, występowanie klastów o ponadprzeciętnych rozmiarach (*outsized clast*), dominacja słabego wysortowania osadów z obecnością przewarstwień i soczewek osadów *openwork*, silne ukierunkowanie osi długich klastów, częsta imbrykacja klastów, przeważnie brak deformacji oraz znaczny udział skał z lokalnego podłoża lub obecność intraklastów. Wykształcenie osadów tego subśrodowiska zależy w znacznym stopniu od geometrii rynny subglacjalnej oraz stropu kanału, rytmu ablacji lądolodu, ilości dostarczanej wody oraz materiału a także aktywności i miąższości lądolodu. Ozy zbudowane jedynie z facji kanału subglacjalnego są często pokryte płatami glin typu *melt-out* oraz diamiktonem spływowym (ryc. 71A) tak jak np. środkowy segment ozu Telaków. Nie występują powszechnie na obszarze staroglacjalnym Polski. Osady tej facji tworzą przeważnie jądro ozu i są pokryte osadami innych subśrodowisk.

Subśrodowisko rozpadliny lodowcowej. Facja rozpadliny lodowcowej powstaje po gwałtownym oberwaniu się stropu tunelu subglacjalnego lub jego powolnym wytopieniu.

Powstawanie rozpadliny może rozpocząć się od istnienia niewielkich szczelin w stropie lądolodu, które z czasem powiększają się aż do otwarcia się kanału na pewnych fragmentach jego przebiegu. Rozpadliny powstają przeważnie w dolnym odcinku tunelu w niedużej odległości od czoła lądolodu (Michalska, 1971). Dominuje w nich przepływ turbulentny wody o przeważnie wysokiej energii, ograniczony ścianami lodowymi, ale zachodzący pod ciśnieniem atmosferycznym. Okresowo występują również przepływy niskoenergetyczne, a dość rzadko ma miejsce blokowanie wód i akumulacja zbiornikowa. Facja rozpadliny lodowcowej charakteryzuje się często dużym zróżnicowaniem litofacjalnym osadów. Do jej najbardziej typowych osadów należą litofacje *Gt*, *GSt*, *SGt*, *St*, które budują znaczną część profili osadowych ozów, szczególnie w ich środkowej części. Występują w niej również często litofacje *Gh*, *SGh*, *Sh*, *Gm* oraz znacznie rzadziej *Sr*, *SFh*, *SFm*. Często widoczne jest drobnienie frakcji w górę profilu osadów tej facji związane ze zmniejszeniem energii przepływu. W osadach facji rozpadliny lodowcowej dominuje materiał transportowany subglacjalnie na innych odcinkach kanału stąd niektóre jego cechy są podobne to osadów tego subśrodowiska, w tym np. wysoka zawartość klastów z lokalnego podłoża lub obecność intraklastów. Udział materiału supraglacjalnego jest nieznaczny i ma charakter lokalnych spływów błotnych, gruzowych lub mieszanych. Do charakterystycznych cech osadów należy zróżnicowane wysortowanie osadów od bardzo słabego do *openwork*, dobra orientacja klastów, obecność klastów o ponadprzeciętnych rozmiarach, występowanie deformacji związanych z naciskiem nadległych warstw osadów (uskoki normalne i odwrócone, dajki klastyczne, struktury typu *stress pillars*) oraz deformacje związane z zapadaniem się stropu tunelu w tym wywołane bezpośrednio przez obryw oraz przez wytapianie pogrzebanych brył martwego lodu. Znaczna część ozów obszaru staroglacjalnego składa się z jądra zbudowanego z osadów facji kanału subglacjalnego oraz otaczających go osadów facji rozpadliny lodowcowej (ryc. 71B) np. ozy w Jakubowicach, Telakach, Muchach i Tosiach. Na stokach takich form występują często diamiktony spływowe, a niekiedy niewielkie płyty gliny typu *melt-out*.

Subśrodowisko otwartego kanału. Otwarty kanał ograniczony ścianami lodowymi powstaje po powiększeniu się rozpadliny lodowcowej. Obejmuje znaczną część długości rynny subglacjalnej. Osady facji otwartego kanału leżą na osadach facji rozpadliny lodowcowej. Przepływ wód w obrębie kanału może zachodzić na całej jego szerokości lub mieć postać migrujących koryt roztokowych. Energia przepływu wód jest bardzo zróżnicowana od bardzo niskiej do przepływów o wymiarze katastrofalnym. Dominują jednak przepływy średniej energii. Do typowych litofacji tego subśrodowiska należą: *SGh*, *Sh*, *SGt*,

St, *Sr*, *Sp*, *SFh* oraz *Gm*, *Gh* i *Ge*. W osadach facji otwartego kanału często osady gruboziarniste występują w górnym odcinku profilu pod postacią rozmyć erozyjnych lub pokryw żwirowych. Osady tego subsródowniska charakteryzują się słabszym ukierunkowaniem orientacji warstw oraz klastów. Występują w nich liczne deformacje związane z zanikaniem podparcia lodowego pod postacią uskoków brzeżnych oraz pochylenia warstw w kierunku stoków formy. Część form obszaru staroglacjalnego Polski zbudowana jest z facji tunelu subglacjalnego, rozpadliny lodowcowej oraz otwartego kanału (ryc. 71C), np. oz Rzymska i Łaszczyna. Formy tego typu mogą być czasem mylone z wałami kemowymi, jeżeli badania sedimentologiczne zostaną przeprowadzone jedynie w górnej części formy. W otwartych kanałach może dojść do akumulacji o charakterze kemowej jeśli przepływ wzdłuż tunelu zostanie zastąpiony przez dopływ materiału supraglacjalnego ze stoków lodowych. Według Baranieckiej (1969) granicą pomiędzy akumulacją ozu a kemu jest zanik ciągłego przepływu na całej długości kanału.



Ryc. 71. Facje rozpoznane w ozach oraz formach pokrewnych na obszarze staroglacjalnym Polski. A – forma zbudowana z facji kanału subglacjalnego, B – forma zbudowana z facji kanału subglacjalnego i facji rozpadliny lodowcowej, C – forma zbudowana z facji kanału subglacjalnego, facji rozpadliny lodowcowej oraz facji otwartego kanału, D – forma zbudowana z facji kanału subglacjalnego, facji rozpadliny lodowcowej, facji otwartego kanału oraz facji przetajiny lodowcowej

Subśrodowisko przetainy lodowcowej. Osady tego środowiska występują w formach pokrewnych ozom, w tym w formach złożonych oraz pośrednich. Przetainy tworzą się pomiędzy bryłami martwego lodu, gdzie tworzą nadbudowę kemową ozu, pomiędzy bryłami martwego lodu a wałem ozu, gdzie tworzą terasę kemową oraz supraglacialne ponad rynną subglacialną. W powstawaniu osadów facji przetainy lodowcowej biorą udział głównie zalewy warstwowe, niskoenergetyczne lub średnioenergetyczne przepływy korytowe oraz akumulacja zbiornikowa. Reprezentuje ją bardzo szeroki zakres odmian litologicznych osadów. Charakterystyka osadów facji przetainy lodowcowej została dokładnie przedstawiona w literaturze dotyczącej kemów na obszarze Polski (m.in. Niewiarowski, 1961; Klajnert, 1978; Rdzany, 1997, 2006; Jaksa, 2004). Część form określanych jako ozy na analizowanym obszarze ma złożoną budowę i w całości lub na pewnych odcinkach posiada nadbudowę kemową (ryc. 71D) np. oz Rzymska, Komorzna, Łaszczyna.

7. Podsumowanie i wnioski końcowe

Przeprowadzone badania nad ozami i formami pokrewnymi obszaru staroglacjalnego Niżu Polskiego pozwoliło na potwierdzenie podstawowej hipotezy badawczej. Ozy charakteryzują się wyjątkową w inwentarzu form glacialnych indywidualnością morfologiczną, sedimentologiczną oraz paleogeograficzną. W pracy zweryfikowano postawione hipotezy cząstkowe:

Hipoteza I: Ozy obszaru staroglacjalnego Polski posiadają wspólne cechy morfologiczne wyróżniające je na tle innych form terenu. Przeprowadzona analiza morfologiczna pozwoliła na potwierdzenie tej hipotezy. Dominująca część ozów charakteryzuje się długością >3 km, szerokością od 100 do 300 m, wyraźnym wydłużeniem (>5), niewielką krętością ($<1,2$) oraz orientacją zgodną z kierunkiem nasuwania się lądolodu (NNW–SSE oraz NNE–SSW). Znaczna fragmentacja ozów jest wynikiem przede wszystkim późniejszej erozji oraz nierównomiernego rozwoju form w zróżnicowanych geometrycznie kanałach subglacjalnych. Ze względu na ich morfologię można wydzielić 5 typów ozów:

1. formy w postaci pojedynczego wału o wyraźnym wydłużeniu (>5), niewielkiej ale widocznej krętości ($>1,1$) i średniej szerokości (100–300 m), w tym:
 - a. krótkie (<3 km),
 - b. długie (>3 km),
2. długie ozy (>3 km) zbudowane z kilku odcinków o znacznym wydłużeniu (>10), średniej lub niedużej szerokości (<300 m), w tym:
 - a. widocznie kręte ($>1,1$) zbudowane z 2–5 wydłużonych segmentów,
 - b. proste lub o nieznacznej krętości ($<1,1$), zbudowane z wielu (>5) segmentów o niewielkim wydłużeniu,
3. proste, pojedyncze wały, które charakteryzują się zróżnicowaną długością (>1 km) i znaczną szerokością (>200), wyraźnie wydłużone, na pewnych odcinkach mogą być poszerzone i przyjmować nieregularny kształt,
4. złożone systemy ozowe z długim wałem głównym (>5 km) o znacznym wydłużeniu (>15), obecnymi dopływami, znacznie pofragmentowane (>5), o średniej lub niewielkiej szerokości (<200 m) i widocznej krętości ($>1,1$),
5. niewielkie wały (<1 km) o średniej i niewielkiej szerokości (<200 m), bardzo niewielkiej krętości ($<1,1$), przeważnie wydłużone (<10).

Hipoteza II: Ozy obszaru staroglacjalnego Polski charakteryzuje spójność sedimentologiczna i podobne następstwo subśrodowisk akumulacji osadów, pozwalające na

odróżnienie ich od innych form terenu. Osady ozów są zróżnicowane a na ich wykształcenie silny wpływ miały warunki lokalne jak: dostawa wód ablacyjnych i materiału skalnego, geometria kanału subglacialnego, przebieg linii talwegu, ukształtowanie stropu kanału lodowcowego oraz przebieg deglacjacji. Pomimo tych czynników udokumentowano powtarzalność pewnych sukcesji osadowych, które nie były dokumentowane w innych formach, a więc pozytywnie zweryfikowano postawioną hipotezę. W ozach oraz formach pokrewnych obszaru staroglacjalnego można wyróżnić osady powstałe w 4 subśrodowiskach. Facje powstałe w tych subśrodowiskach następują po sobie w określonej sukcesji (przy czym wystąpienie wszystkich nie jest konieczne):

1. **Facja kanału subglacialnego.** Jej obecność jest diagnostyczna dla ozów obszaru staroglacjalnego. Tworzą ją najczęściej litofacje *Gm* i *GBm* o różnej charakterystyce, litofacje *Gp* i *GBp* o dystalnym lub proksymalnym kierunku zapadania warstw oraz litofacje *Gh*. Osady cechują się często bardzo słabym wysortowaniem, powszechnym występowaniem imbrykacji, dobrą orientacją klastów żwirowych, pseudoantyklinalnym układem warstw w jądrze oraz obecnością intraklastów i toczeńców. Osady akumulowały się głównie podczas przepływu turbulentnego pod ciśnieniem hydrostatycznym jednak duże znaczenie odgrywały również przepływy skrajnie skoncentrowane.
2. **Facja rozpadliny lodowcowej.** Do jej najbardziej typowych osadów należą litofacje *Gt*, *GSt*, *SGt*, *St* natomiast w drugiej kolejności *Gh*, *SGh*, *Sh* i *Gm*. Do charakterystycznych cech osadów tej facji należą: zróżnicowane wysortowanie osadów od słabego do tekstury *openwork*, dobra orientacja klastów, obecność klastów o ponadprzeciętnych rozmiarach, występowanie deformacji związanych z naciskiem nadległych warstw osadów oraz deformacje spowodowane zapadaniem się stropu tunelu w tym wywołane bezpośrednio przez obrywy oraz przez wytapianie pogrzebanych brył martwego lodu. W rozpadlinach dominował przepływ turbulentny wody o przeważnie wysokiej energii, ograniczony ścianami lodowymi, zachodzący pod ciśnieniem atmosferycznym.
3. **Facja otwartego kanału.** Do typowych litofacji należą: *SGh*, *Sh*, *SGt*, *St*, *Sr*, *Sp*, *SFh* oraz *Gm*, *Gh* i *Ge*. Osady tej facji charakteryzują się słabszym ukierunkowaniem warstw oraz klastów oraz obecnością deformacji grawitacyjnych związanych z zanikaniem podparcia lodowego. Przepływ wód w obrębie kanału mógł zachodzić na całej jego szerokości lub mieć postać migrujących koryt roztokowych.

4. **Facja przetainy lodowcowej.** Osady tej facji tworzą nadbudowę kemową ozów i razem z nimi budują formy pokrewne ozom, które można podzielić na formy złożone oraz formy pośrednie. Formy złożone powstają gdy na obecny cokół ozowy nałożą się osady o innej genezie, np. osady terasy kemowej. Natomiast formy pośrednie powstają z nałożenia się na siebie osadów powstających synchronicznie lub subsynchronicznie w tunelu lodowcowym oraz innym subśrodowisku np. przetainy supraglacialnej. Do najbardziej powszechnych form pokrewnych ozom należą ozo-kemy.

W wykształceniu wielu ozów duże znaczenie miały zdarzenia powodziowe, które odpowiadają za akumulację znacznej części osadów. W kanałach dominowały przepływy wysokoenergetyczne, niekiedy o katastrofalnym wymiarze. Często występuje zapis kilku epizodów powodziowych. Pozostawiły one osady litofacji *GBm*, *Gm*, *GBp*, *Gh*, *Gp*, *Gt* wielkiej skali o złym wysortowaniu, struktury makroform migrujących pod prąd, sukcesje osadów opadania fali wezbraniowej, duże powierzchnie oraz koryta erozyjne oraz intraklasty. Przepływy wysokoenergetyczne miały miejsce w kanałach subglacialnych, co jest typowe dla tego środowiska, ale również w rozpadlinach lodowcowych oraz w końcowym etapie akumulacji w otwartych kanałach.

Hipoteza III. Kształtowanie ozów i form pokrewnych obszaru staroglacialnego Polski rozpoczęło się w lodzie żywym i trwało do etapu zaawansowanej deglacjacji, której przebieg uwarunkował w znacznym sposób ich cechy morfologiczne oraz sedimentologiczne. Ozy obszaru staroglacialnego bardzo często mają charakter złożony i powstawały w kilku etapach:

1. powstanie rynny subglacialnej na skutek erozji wód, najprawdopodobniej pod aktywnym lądolodem,
2. rozpoczęcie akumulacji związane ze zmianą geometrii kanału lub wymuszone obecnością przeszkód w dnie rynny pod stagnującym lądolodem,
3. akumulacja na długich odcinkach pod ciśnieniem hydrostatycznym oraz w poszerzeniach kanału pod ciśnieniem atmosferycznym podczas początkowego etapu deglacjacji, powstanie osadów facji kanału subglacialnego, akumulacja synchroniczna na skutek agradacji pokryw żwirowych i migracji form dna,
4. akumulacja w rozpadlinie lodowej podczas deglacjacji, nagłe zapadnięcie się znacznej masy lodu skutkuje powstaniem rozległych deformacji w obrębie osadów, powstanie osadów facji rozpadliny lodowcowej,
5. akumulacja w otwartym kanale lodowcowym w trakcie zaniku lądolodu, powstanie osadów facji otwartego tunelu, poszerzenie strefy akumulacji osadów i powstanie ciągłej i szerokiej formy,

6. akumulacja pomiędzy bryłami martwego lodu i powstawanie nadbudowy kemowej podczas zaawansowanej deglacjacji arealnej, akumulacja facji przetainy lodowcowej, zmiana morfologii formy, powstanie formy złożonej.

Wiele ustalonych prawidłowości rzeźby i budowy wewnętrznej ozów obszaru staroglacjalnego Nizżu Polskiego ma charakter uniwersalny dla ozów powstających w podobnych warunkach, może mieć szersze odniesienie i stanowić model dla ozów powstających w kanałach typu N.

Literatura

- Ahokangas, E., Mäkinen, J., 2014. Sedimentology of an ice lobe margin esker with implications for the deglacial dynamics of the Finnish Lake District lobe trunk. *Boreas*, 43, 90–106.
- Allen, J.R.L., 1984. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Developments in Sedimentology, 30, 1, Elsevier, Amsterdam, 1–593.
- Alley, R.B., 1991. Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets? *J. Glaciol.*, 37, 67–76.
- Alley, R.B., 1992. How can low pressure channels and deforming tills coexist subglacially? *J. Glaciol.*, 35, 119, 108–118.
- Anderson, S.A., 1931. The Waning of the Last Continental Glacier in Denmark as Illustrated by Varved Clay and Eskers. *The Journal of Geology*, 39, 7, 609–624.
- Andrzejewski, L., 2001. The impact of surges on the ice-marginal landsystem of Tungnaarjökull, Iceland, *Sedimentary Geology*, Elsevier, 438–452.
- Andrzejewski, L., 2005. Historia zlodowaceń Islandii. [W:] *Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii – formy i osady*. Terenowe Warsztaty Geomorfologiczne, Islandia 14-28 sierpnia 2005. UMK, Toruń, 21–26.
- Ashley, G. M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.*, 60, 160–170.
- Ashworth, P.J., Ferguson, R.I., 1986. Interrelationship of channel processes, changes and sediment in a proglacial braided river. *Geogr. Ann.*, 68A, 361–371.
- Ashmore, P.E., 1991. How do gravel rivers braid? *Can. J. Earth Sci.*, 28, 326–341.
- Aylsworth, J.M., Shilts, W.W., 1989. Bedforms of the Keewatin Ice-Sheet, Canada. *Sedimentary Geology*, 62, 407–428.
- Baker, V.R., 1978. Large-scale erosional and deposition features in the Channeled Scabland. w: Baker, V.R., Nummedal, D. (red.), *The Channeled Scabland*, 81–115.
- Balińska-Wuttke, K., 1960. Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 23, 1–93.
- Baliński, W., 1996. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Lututów (696), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baliński, W., 2007. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Błaszki (660), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baliński, W., 2008. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Błaszki (660), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–33.
- Banerjee, I., McDonald, B.C., 1975. Nature of esker sedimentation. [W:] Jopling, A.V., McDonald, B.C. (red.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 23, 132–154.
- Baraniecka, M. D., 1969. Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji, *Kwart. Geol.*, 13, 2, 442–458.
- Baraniecka, M.D., 1979. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Grójec (596), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka, M. D., 1980. Antoniówka – paleogeograficzne warunki deglacjacji lobu Widawki. [W:] *Przewodnik 52 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 11–14 września 1980, Bełchatów, 290–298.
- Baraniecka, M.D., Nowak, J., 1972. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Nowe Miasto (448), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka, M.D., Sarnacka Z., 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Inst. Geol. Biul.*, 254, 157–269.

- Baraniecka, M.D., Sarnacka Z., Skompski, S., 1969. Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta stadial. *Geographia Polonica*, 17, 55–72.
- Bartczak, E., 1997. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Namysłów (766), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bartkowski, T., 1956. Z zagadnień geomorfologicznych okolicy Międzyrzecza. *Bad. Nad Polską Zach.*, 3, 11–74.
- Bartkowski, T., 1964. O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (cz.II). *Bad. Nad Polską Zach.*, 13, 7–76.
- Bartkowski, T., 1965. O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (cz.III). *Bad. Nad Polską Zach.*, 15, 7–70.
- Beaud, F., Flowers, G., Venditti, J., 2018. Modeling sediment transport in ice-walled subglacial channels and its implications for esker formation and proglacial sediment yields. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123, 3206–3227.
- Bergdahl, A., 1953. Marginal deposits in south-eastern Sweden. With special reference to the eses. *Lund studies in Geography, ser. A Phys. Geogr.*, 4.
- Błachowski, R., 1936. Morfologia ozów śremskich. *Pr. Komis. Geogr. Pozn. TPNT*, 1, 1, 1–28.
- Borówka, K.R., 1975. Oz Skocko-Wągrowiecki. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, 27, 7–38.
- Boulton, G.S., 1971. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen. [W:] Goldthwait, R.P. (red.), *Till – a Symposium*. Ohio State Univ. Press, Columbus, 41–72.
- Boulton, G.S., Caban, P., 1995. Groundwater flow beneath icesheets, Part II. Its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quat. Sci. Rev.* 14, 563–587.
- Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B., Zatsepin, S., 2009. Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quat. Sci. Rev.* 28, 621–638.
- Boulton, G.S., Hindmarsh, R.C.A., 1987. Sediment deformation beneath glacier: rheology and geological consequences. *J. Geophys. Res.*, 92, 9059–9082.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007a. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part I – glaciological observations. *Quatern. Sci. Rev.* 26, 1067–1090.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007b. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part II – theory and simulation of a modern system. *Quatern. Sci. Rev.* 26, 1091–1105.
- Brayshaw, A.C. 1984. The characteristic and origin of cluster bedforms in coarse-grained alluvial channels. [W:] Koster, C.H., Steel, R.H. (red.), *Sedimentary of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, 77–85.
- Brennand, T.A., 1994. Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedimentary Geology*, 91, 9–55.
- Brennand, T.A., 2000. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*, 32, 263–293.
- Brennand, T.A., Shaw, J., 1996. The Harricana glaciofluvial complex, Abitibi region, Quebec: its genesis and implications for meltwater regime and ice-sheet dynamics. *Sedimentary Geology*, 102, 221–262.
- Bridge, J.S., Lunt, I.A., 2006. Depositional Models of Braided Rivers. [W:] Smith, G.H., Best, J.L., Bristow, C.S., Petts, G.E. (red.), *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*, International Association of Sedimentologists, 11–50.
- Brodzikowski, K., 1992. Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych we współczesnej geologii i geomorfologii glacialnej., *Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej. Problemy*

- sedymencie glacialnym, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, UŁ, 7–53.
- Brodzikowski, K., Van Loon, A.J., 1985. Inventory of deformational structures as a tool for unravelling the Quaternary geology of glaciated areas. *Boreas*, 14, 175–188.
- Brodzikowski, K., Van Loon, A.J., 1987. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth-Science Reviews*, 24, 297–381.
- Brzeziński, M., Krawczyk, M., 2009. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Mława (328), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bolduc, A.M., 1992. The Formation of Eskers Based on Their Morphology, Stratigraphy and Lithologic Composition, Labrador, Canada (Unpublished Ph.D. thesis). Lehigh University.
- Buraczyński, J., Superson, J., 1992. Ozy i kemy Kotliny Hrubieszowskiej (Wyż. Lubelska), *Kwart. Geol.* 36, 361–374.
- Buraczyński, J., Wojtanowicz, J., 1981. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Kołacze (716), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński, J., Wojtanowicz, J., 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Sawin (752), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Burke, M.J., Brennand, T.A., Perkins, A.J., 2012. Transient subglacial hydrology of a thin ice sheet: insights from the Chasm esker, British Columbia, Canada. *Quat. Sci. Rev.*, 58, 30–55.
- Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J., 2009. Structural controls on englacial esker sedimentation: Skeiðarárjökull, Iceland. *Annals of Glaciology*, 50, 85–92.
- Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J., Bailey, P.K., 2008. Controls on the sedimentary architecture of a single event englacial esker: Skeiðarárjökull, Iceland. *Quat. Sci. Rev.*, 27, 1829–1847.
- Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J., Bailey, P.K., 2010. The sedimentary architecture of outburst flood eskers: a comparison of groundpenetrating radar data from Bering Glacier, Alaska and Skeiðarárjökull, Iceland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 122, 1637–1645.
- Burke, M.J., Brennand, T.A., Sjogren, D.B., 2015. The role of sediment supply in esker formation and ice tunnel evolution. *Quat. Sci. Rev.*, 115, 50–77.
- Butrynowicz, N., Petelski, K., 2009. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Modzele Wygoda (335), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cabaj, W., 1979. Deglacjacja lądolodu środkowopolskiego w północnej części Niziny Nidziańskiej. Praca doktorska. WSP. Kraków.
- Carling, P.A., 1996. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mts, Siberia. *Sedimentology*, 43, 647–664.
- Carling, P.A., 1999. Subaqueous gravel dunes. *J. Sediment. Res.*, 69, 534–545.
- Carling, P.A., Kelsey, A., Glaister, M.S., 1992. Effect of bed roughness, particle shape and orientation on initial motion criteria. [W:] Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R., Tacconi, P. (red.), *Dynamics of Gravel Bed Rivers*, John Wiley and Sons, Chichester, 23–40.
- Carling, P.A., Williams, J.J., Glaister, M.G., Orr, H.G., 1993. Particle Dynamics and Gravel-Bed Adjustments, Unpublished Final Technical Report, Contract No. DAJA45-90-C-00006, European Research Office of the US Army, London, 1–46.
- Carrivick, J.L., Russell, A.J., 2007. Glacifluvial landforms of deposition. [W:] Elias, S.A. (red.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2. Elsevier, Oxford, 909–920.
- Carrivick, J.L., Russell, A.J., Tweed, F.S., 2004. Geomorphological evidence for jökulhlaups from Kverkfjöll volcano, Iceland. *Geomorphology*, 63, 1–2, 81–102.
- Chamberlin, T.C., 1883. Terminal Moraine of the Second Glacial Epoch. *U. S. Geol. Survey*, 291–402.

- Charlesworth, J.K., 1928. The Glacial Retreat from Central and Southern Ireland. *Quart. Journ. Geol. Soc. Of London*, 84, 293–344.
- Charlesworth, J.K., 1957. The Quaternary Era: With Special Reference to its Glaciation, 1, Edward Arnold, London, 1–591.
- Church, M., Gilbert, R., 1975. Proglacial fluvial and lacustrine sediments. [W:] *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 23, 22–100.
- Churski, Z., 1964. Oz kurzętnicki. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Nauki Mat. Przyr.*, 10, Geografia III, 57–70.
- Clark, C.D., Evans, D.J.A., Khatwa, A., Bradwell, T., Jordan, C., Marsh, S., Mitchell, W., Bateman, M., 2004. Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet. *Boreas*, 33, 359–375.
- Clark, P.U., Walder, J.S., 1994. Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 304–314.
- Close, M.H., 1867. Notes on the General Glaciation of Ireland. *Journ. R. Geol. Soc., Ireland*, 1, 207–242.
- Costa, J.E., 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 986–1004.
- Costa, J.E., 1984. Physical Geomorphology of debris flow. [W:] Costa, J.E., Fleisher, P.J. (red.) *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin, New-York, 268–317.
- Costa, J.E., 1988. Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. [W:] Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (red.) *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, 113–122.
- Crosby, W.O., 1902. The Origin of Eskers: Proceedings of the Boston Society of Natural History. 30, 3, 375–411.
- Cutler, P.M., Colgan, P.M., Mickelson, D.M., 2002. Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation. *Quaternary International*, 90, 23–40.
- Czernicka-Chodakowska, D., 1991. Formy ozowe na obszarze Polski. *Polska Akademia Nauk – Muzeum Ziemi, Warszawa*, 1–150.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H., 2004. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Dobra, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H., 2008. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Dobra, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–43.
- Davies, G.L., 1970. Richard Prior's 1699 description of an irish esker. *Journal of Glaciology*, 9, 55, 147–148.
- De Geer, G.J., 1897. Om rullstensåsarnas bildningssät, *Geol. Fören. Stockholm Förhand.*, 19, 366–388.
- Delaney, C., 2001. Esker formation and the nature of deglaciation: the Ballymohon Esker, Central Ireland. *North West Geography* 1, 2, 23–33.
- Delaney, C., 2002. Sedimentology of a glaciofluvial landsystem, Lough Ree area, Central Ireland: implications for ice margin characteristics during Devensian deglaciation. *Sedimentary Geology*, 149, 111–126.
- Dudek, Z., 1966. Ozo-morena Rosochy na tle budowy geologicznej okolic Nowego Miasta nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.*, 16, 3, 261–274.
- Dylik J., 1952. Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 53–113.
- Dylik J., 1953. O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski, *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4, 1–109.

- Dylikowa, A., 1952. O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacjalnej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 3, 1–74.
- Dzieduszyńska, D., Petera-Zganiacz, J., Roman, M., 2020. Vistulian periglacial and glacial environments in central Poland: an overview. *Geological Quarterly*, 64, 1, 54–73.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A., 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, 78, 1–2, 115–176.
- Eyles, N., Boyce, J.I., Barendregt, R.W., 1999. Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology*, 123, 163–174.
- Fiore, J., Pugin, A., Beres, M., 2002. Sedimentological and GPR studies of subglacial deposits in the Joux Valley (Vaud, Switzerland): backset accretion in an esker followed by an erosive GLOF. *Geogr. Physique Quaternaire*, 56, 1, 19–32.
- Fitzsimons, S.J., 1991. Supraglacial eskers in Antarctica. *Geomorphology*, 4, 293–299.
- Flint, R.F., 1928. Eskers and crevasse fillings. *American Journal of Sciences*, 15, 410–416.
- Flint, R.F., 1930. The origin of the Irish eskers. *Geogr. Rev.*, 20, 615–630.
- Flint, R.F., 1947. Glacial geology and the Pleistocene epoch. New York, John Wiley & Sons; London, Chapman & Hall, 1–619.
- Folk, R. L., Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in a significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Fountain, A.G., Walder, J.S., 1998. Water flow through temperate glaciers. *Rev. Geophys.* 36, 299–328.
- Frydrych, M., 2016a. Structural and textural response to dynamics of fluvioglacial processes of the Rzymisko esker sediments, Central Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 42, 4, 411–428.
- Frydrych, M., 2016b. Sediments of high-energy meltwater flows: examples from Central Poland, Saalian Glaciation. *Proceedings book of the Second International Scientific Conference GEOBALCANICA 2016*, 10–12 June 2016, Skopje, Republic of Macedonia, 169–176.
- Frydrych, M., 2017a. Wysokoenergetyczne przepływy subglacjalne i ich zapis strukturalny na przykładach z Polski Środkowej. VI Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej. *Rozwój rzeźby obszarów pływowych*. 24-27 maja 2017, Góry Stołowe.
- Frydrych, M., 2017b. Przejawy ekstremalnych procesów glacyfluwialnych w zapisie form i osadów na przykładach z Polski Środkowej. XI Zjazd Geomorfologów Polskich, *Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania rozwoju rzeźby*, Streszczenia referatów i posterów, Warszawa, 13-15 września 2017 r., s. 51.
- Frydrych, M., 2018a. The problem of identifying eskers and their morphology in Central Poland. [W:] Máčka Z., Ježková J., Nováková E., Kuda F. (red.) *Proceedings of the conference State of geomorphological research in 2018*, Vílanec (Czech Republic), 25–27 April 2018, 30–31.
- Frydrych, M., 2018b. Złożoność genezy ozów na przykładzie wybranych form z Polski Środkowej. [W:] Ludwikowska-Kędzia, M., Wiatrak, M. (red.) *XXV Konferencja Stratygrafii Polski. Plejstocen Gór Świętokrzyskich*. Huta Szklana, 3–7 września 2018 r., Kielce, 126–127.
- Frydrych, M., Rdzany, Z., 2018. Sedimentary record of a late Saalian jökulhlaup: Case study in Siedlątków outcrop, Central Poland. *Sedimentary Geology*, 374, 85–97.
- Frydrych, M., Rdzany, Z., Petera-Zganiacz, J., 2019. The problem of analysing grain size distribution in fluvioglacial coarse-grained sediments. [W:] Börner A., Hüneke H., Lorenz S. (red.) *Field Symposium of the INQUA PeriBaltic Working Group, "From Weichselian Ice-Sheet Dynamics to Holocene Land Use Development in Western Pomerania and Mecklenburg"*. Greifswald University, Germany, 30–31.
- Galon, R., 1952. Formy polodowcowe okolic Więcborka. *Stidia. Soc. Sci. Torun. Sec. C*, 1, 5, 1–29.

- Gierszewski, P., 1990. Geneza zespołu form wałowych pomiędzy Starogardem Gdańskim a Skórczem. *Przegląd Geograficzny*, 62, 1–2, 151–169.
- Gilewska S., 1986, Podział Polski na jednostki geomorfologiczne, *Przegląd Geograficzny*, 58, 1–2, 16–40.
- Glückert, G., Kontturi, O., 1972. On esker formations in Nousiainen, SW-Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 44, 1–7.
- Godlewska, A., 2015. Z jaką dynamiką lodu należy wiązać formy szczelinowe? *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 70, 2, 27–43.
- Godlewska, A., Terpiłowski, S., 2012. Transverse, supraglacially-derived crevasse infillings in Pleistocene ice-sheet: genesis and sedimentary record. *Geomorphology*, 161–162, 73–81.
- Gudmundsson, M.T., Björnsson, H., Pálsson, F., 1995. Changes in jökulhlaup sizes in Grimsvötn, Vatnajökull, Iceland, 1934–91, deduced from in-situ measurements of subglacial lake volume. *J. Glaciol.*, 41, 263–272.
- Gorrell, G., Shaw, J., 1991. Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario, Canada. *Sediment. Geol.*, 72, 285–314.
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A., Unrug., R., 1986. *Zarys sedymentologii*. Wyg. Geol. Warszawa, 1–628.
- Graham, D., Midgley, N., 2000. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an excel spreadsheet method. *Earth Surf. Process. Landforms*, 25, 1473–1477.
- Graham, D.J., Reid, I., Rice, S.P., 2005. Automated Sizing of Coarse-Grained Sediments: Image-Processing Procedures. *Mathematical Geology*, 37, 1–28.
- Gregory, J.W., 1912. The Relations of Kames and Eskers. *The Geographical Journal*, 40, 2, 169–175.
- Gregory, J.W., 1921. The Irish Eskers., *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Containing Papers of a Biological Character*, 210, 115–151.
- Gruszka, B., Dobracka, E., Langer, A., 2011. Polygenetic esker in Kluczkowo near Świdwin, NW Poland. [W:] *Pisarska-Jamroży, M., Dobracki, R. (red.). Osady glacygeniczne fazy pomorskiej od Uckermark po Równinę Białogardzką*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 85–96.
- Gruszka, B., Mokhtari Fard, A., Van Loon, A.J., 2016. A fluctuating ice front over an esker near Ryssjön (S Sweden) as a cause of a giant load cast. *Sedimentary Geology*, 344, 47–56.
- Gruszka, B., Morawski, W., Zieliński, T., 2012. Sedimentary record of a Pleistocene ice-sheet interlobate zone (NE Poland). *Geologos*, 18, 2, 65–81.
- Gruszka, B., Van Loon, A.J., 2011. Genesis of a giant gravity-induced depression (gravifossum) in the Enköping esker, S. Sweden. *Sedimentary Geology*, 235, 304–311.
- Guobytė, R., Satkūnas, J., 2011. Pleistocene Glaciations in Lithuania. [W:] *Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (red.), Quaternary Glaciations, Extent and Chronology. A Closer Look Developments in Quaternary Sciences 15*. Elsevier, Amsterdam, 231–246.
- Haisig, J., 2005. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Działdowo (288), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Haisig, J., 2008. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Działdowo (288), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Haisig, J., Wilanowski, S., 1996. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Wołczyn (768), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Haisig, J., Wilanowski, S., 1998. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Wołczyn (768), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–28.
- Hallet, B., Anderson, R.S., 1980. Detailed glacial geomorphology of a proglacial bedrock area at Castleguard Glacier, Alberta, Canada, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 16, 171–184.

- Hambrey, M.J., Glasser, N.F., 2003. Glacial sediments: processes, environments and facies. [W:] Middleton, G.V. (red.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer, Dordrecht, 316–331.
- Hansen, S., 1965. The Quaternary of Denmark. *The Geologic System. T. Quaternary*, 1, New York–London–Sydney.
- Hansen, S., Nielsen, A.V., 1960. Glacial geology of Southern Denmark. *Guide-Book III. Int. Geol. Congress*, Copenhagen.
- Hättestrand, C., Clark, C.D., 2006. The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent areas in the Murmansk Region, Russia. *J. Maps*, 30, 30–42.
- Hebrand, M., Åmark, M., 1989. Esker formation and glacier dynamics in eastern Skåne and adjacent areas, southern Sweden. *Boreas*, 18, 67–81.
- Henderson, P., 1987. Sedimentation in an esker system influenced by bedrock topography near Kingston, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 987–999.
- Hermańska, A., Smyka, R., 1987. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Żytno (811), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Hermańska, A., Smyka, R., 1991. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Żytno (811), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–54.
- Hershey, O.H., 1897. Eskers indicating stages of Glacial Recession in the Kansan Epoch in Northern Illinois. *Amer. Geol.*, 19, 197–209, 237–253.
- Hewitt, I.J., Creyts, T.T., 2019. A model for the formation of eskers. *Geophysical Research Letters*, 46, 6673–6680.
- Holst, N.O., 1887. Om de glaciala rullstensåsarna. *Geol. For. Förh.*, Stockholm, 3, 97–112.
- Hooke, R. LeB., 1984. On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure. *J. Glacial.*, 30, 180–187.
- Hooke, R. LeB., Fastook, J., 2007. Thermal conditions at the bed of the Laurentide ice sheet in Maine during deglaciation: implications for esker formation. *Journal of Glaciology*, 53, 183, 646–658.
- Hoppe, G., 1952. Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norbotten. *Geogr. Ann.*, 34, 1–71.
- Hubbard, B., Nienow, P., 1997. Alpine subglacial hydrology. *Quat. Sci. Rev.*, 16, 939–955.
- Hummel, D., 1874. Om Rullstenbildningar. K. Svenska Vetenskaps-Akademiens Forhandlingar, 2, 11, 1–36.
- Huddart, D., Bennett, M.R., 1997. The Castairs Kames (Lanarkshire, Scotland): morphology, sedimentology and formation. *Journal of Quaternary Science*, 12, 467–484.
- Huddart, D., Bennett, M. R., Glasser, N. F. 1999. Morphology and sedimentology of a high-arctic esker system: Vegbreen, Svalbard. *Boreas*, 28, 253–273.
- Jaksa, A., 2003. Zmienność sedymentacji w ozie. Stanowisko Rzymosko. [W:] Gruszka B. (red.), *Terenowe warsztaty sedymentologiczne, 08–12 września 2003: Kemy i ozy – stary problem w nowym, sedymentologicznym ujęciu*, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, 40–45.
- Jaksa, A., 2004. Zróżnicowanie środowisk akumulacji osadów kemowych w regionie łódzkim na podstawie analizy litofacjalnej. *Maszynopis pracy doktorskiej*.
- Jaksa, A., 2006. Środowiska sedymentacyjne kemów regionu łódzkiego, *Acta Geogr. Lodz.*, 92, 1–95.
- Jaksa, Z., Rdzany Z., 2002. Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacjacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska, *Acta Univ. Nic. Copernici, Geografia*, XXXII, Nauki Mat.-Przyr., 109, 169–181.
- Jania, J., 1993. *Glacjologia: Nauka o lodowcach*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 1–358.
- Jewtuchowicz, S., 1962. *Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu*. *Acta Geogr. Łódz.*, 11, ŁTN, Wyd. III, 79, Łódź.

- Jewtuchowicz, S., 1965. Description of eskers and kames in Gashamnöyra and on Bungebreen, south of Hornsund, Vestspitsbergen. *Journal of Glaciology*, 5, 719–725.
- Johansson, C.E., 1963. Orientation of pebbles in running water. *Geogr. Ann.*, 45A, 85–112.
- Kinahan, G.H., 1878. *Manual of the Geology of Ireland*. Geological Survey, London, 1–426.
- Klajnert Z., 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu, *Acta Geogr. Lodz.*, 38, 1–149.
- Klatkova H., 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego, *Acta Geogr. Lodz.*, 28, 1–220.
- Klatkova, H., 1982. Utwory ablacyjne w regionie łódzkim, *Acta Geogr. Lodz.*, 45, 1–75.
- Klatkova, H., Załoba, M., 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. [W:] Stankowski, W. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*, Instytut Badań Czwartorzędu, Poznań, 33–44.
- Klimczak, R., 1987. Analiza środowiska sedymentacyjnego szczeliny martwego lodu na podstawie cech strukturalno — teksturalnych osadów budujących oz Dębogóry (Pojezierze Południowopomorskie), *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, 37, seria A, 35–56.
- Klimek, K., 1969. Wpływ rzeźby podłoża lądolodu na wykształcenie i budowę form kemowych w NW części Wyżyny Małopolskiej. *Folia Quaternaria*, 30, 13–16.
- Kłysz, P., 1986. Wybrane problemy genezy ozów na przykładzie Ozu Halinowskiego (SE Wielkopolska). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, 36, 79–94.
- Knudsen, Ó., 1995. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type glacier behaviour. *Quaternary Science Reviews*, 14, 487–493.
- Knudsen, Ó., Russell, A.J., 2002. Jökulhlaup deposits at the Ásbyrgi Canyon, northern Iceland: sedimentology and implications for flow type. [W:] IAHS-AISH publication. International symposium on extraordinary floods. International Association of Hydrological Sciences, 107–112.
- Kozarski, S., 1962. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty. *Pr. Komic. Geogr. Pozn. TPN*, 2, 3, 1–154.
- Kondracki, J., 2001. *Geografia regionalna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Kondracki, J., Pietkiewicz, S., 1967. *Czwartorzęd północno-wschodniej Polski*. [W:] *Czwartorzęd Polski*. Praca zbiorowa. PWN Warszawa.
- Kozłowska, M., 1972. Morfogeneza rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej w okolicach Sierpca. *Acta Geol. Pol.*, 22, 1, 159–167.
- Kozłowski, I., Włodek, M., Krawczyk, M., 2009. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. *Arkusz Szreńsk (327)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Krumbein, W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 11, 64–72.
- Krupa, A., 2005. Morfogeneza ozu obrowskiego (Pojezierze Krajeńskie). [W:] *Środowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej*, *Promotio Geographica Bydgosiensia*, 2, 189–205.
- Krupa, A., 2006a. Oz Wielowicz – Wielowiczek (Oz Galona) geneza formy w świetle aktualnych badań. [W:] *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, *Dokumentacja Geograficzna*, 32, 167–170.
- Krupa, A., 2006b. Ozy okolic Wilcza i Łaska Wielkiego. [W:] *Drogami wędrówek i badań Profesora Rajmunda Galona w 100-ną rocznicę urodzin, przewodnik sesji terenowych*, *Ogólnopolski Zjazd Geografów Polskich*, 55 *Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego*, Toruń, 178–179.
- Krupa, A., 2009. Depozycja i postdepozycyjne deformacje osadów ozu – stanowisko Wielowicz-Wielowiczek, Pojezierze Krajeńskie, [W:] *Pisarska-Jamroży, M., Babiński, Z. (red.)*,

- Plejstocénskie środowiska sedymentacyjne Pojezierza Pomorskiego. Wyd. Uniwersytetu Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz; 84–89.
- Krupa, A., 2016. Budowa i geneza ozu jez. Brzuchowo Kamień Krajeński. *Journal of Education, Health and Sport*, 6, 13, 288–306.
- Krupa, A., Hojan, M., 2015. Analiza poglądów na rozwój ozów. *Journal of Education, Health and Sport*, 5, 12, 717–730.
- Krzemiński, T., 1974. Geneza młodoplejstocénskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty, *Acta Geogr. Lodz.*, 33, 1–171.
- Larsen, E., Mangerud, J., 1992. Subglacially formed clastic dikes. *Geologiska Undersökning Series Ca* 81, 163–170.
- Larson, G. J., Menzies, J., Lawson, D. E., Evenson, E. B., Hopkins, N. R., 2015. Macro- and micro-sedimentology of a modern melt-out till – Matanuska Glacier, Alaska, USA. *Boreas*, 45, 2, 1–17.
- Leclair, S.F., Bridge, J.S., 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *J Sediment Res*, 71, 713–716.
- Lencewicz, S., 1919. Nowe moreny czołowe na Niziu Polskim. *Prz. Geogr.* 1.
- Lewis, W.V., 1949. An Esker in Process of Formation: Böverbreen, Jotunheimen, 1947. *Journal of Glaciology*, 1, 6, 314–319.
- Lindner L., 2005. Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowozachodniej Polski, *Przegl. Geol.*, 53, 145–150.
- Livingstone, S.J., Storrar, R.D., Hillier, J.K., Stokes, C.R., Clark, C.D., Tarasov, L., 2015. An ice-sheet scale comparison of eskers with modelled subglacial drainage routes. *Geomorphology*, 246, 104–112.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157–204.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment-gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity current. *J. Sediment. Petrol.*, 52, 279–297.
- Lundqvist, J., 1979. Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. *Sveriges Geologiska Undersökning* 767C.
- Lundqvist, J., 1999. Scandinavian eskers, global climatic relationships, and solar forcing. *Geological Quarterly*, 43, 2, 149–152.
- Lunt, I.A., Bridge, J.S., 2007. Formation and preservation of open-framework gravel strata in unidirectional flows. *Sedimentology*, 54, 71–87.
- Łuczak, D., 1991. Geneza podwójnego ozu Liksajny (Pojezierze Iławskie). *Przegląd Geograficzny*, 63, 3–4, 379–394.
- Łuniewski, A., 1923. Z geologii okolic Zawichosta. *Spraw. PIG*, 2, 1/2, 49–72.
- Maizels, J. K., 1983. Proglacial channel system: change and thresholds for change over long, intermediate and short time scales, *Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ.*, 6, 251–266.
- Maizels, J.K., 1989. Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *J. Sediment. Petrol.*, 59, 204–223.
- Maizels, J.K., 1991. The origin and evolution of Holocene Sandur deposits in areas of jökulhlaup drainage, Iceland. [W:] Maizels, J.K., Caseldine, C. (red.), *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 267–299.
- Maizels, J.K., 1993. Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristic. *Sediment. Geol.*, 85, 299–325.
- Maizels, J.K., 1997. Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quat. Sci. Rev.*, 16, 793–819.
- Malicki A., 1929. O poglądach na powstanie ozów. *Czasopismo Geograficzne*, 7, 2–3, Lwów, 66–79.

- Marks, L., Ber, A., Gogołek, W., Piotrowska, K., (red.) 2006. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. PIG, Warszawa.
- Marks, L., Dzierżek, J., Janiszewski, R., Kaczorowski, J., Lindner, L., Majecka, A., Makos, M., Szymanek, M., Tołoczko-Pasek, A., Woronko, B., 2016. Quaternary stratigraphy and paleogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66, 3, 403–427.
- Mäkinen, J., 2003. Time-transgressive deposits of repeated depositional sequences within interlobate glaciofluvial (esker) sediments in Köyliö, SW Finland. *Sedimentology*, 50, 327–360.
- McCabe, A.M., O'Cofaigh, C., 1995. Late Pleistocene morainal bank facies at Greystones, eastern Ireland: an example of sedimentation during ice marginal re-equilibration in an isostatically depressed basin. *Sedimentology*, 42, 647–663.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, 1–62.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, 1–582.
- Michalska, Z., 1969. Problems of the origin of eskers based on the examples from Central Poland. *Geogr. Polonica*, 16, 105–119.
- Michalska, Z., 1971. Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej. *Studia Geologica Polonica*, 36, 1–152.
- Miller, M.C., McCave, I.N., Komar, P.D., 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507– 527.
- Mojski, J. E., 1972. Nizina Podlaska. [W:] Galon, R. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, Niż Polski, PWN, Warszawa, 318–362.
- Mojski, J. E., 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–404.
- Mokhtari Fard, A., 2001. Morphology of subglacial conduit deposits: control of bedrock topography, discharge flow variation, or both? A cautionary case study: Axelsberg, Nynashamn, south central Sweden. *Global and Planetary Change* 28, 145–162.
- Mokhtari Fard, A., 2002. Large dead-ice depressions in flat-topped eskers: evidence of a Preboreal jökulhlaup in the Stockholm area, Sweden. *Global and Planetary Change*, 35, 273–295.
- Mokhtari Fard, A., Gruszka, B., 2007. Subglacial conditions in a branching Saalian esker in northcentral Poland. *Sedimentary Geology*, 193, 33–46.
- Morawski, W., 2003. Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of linear glacial landforms and glaciotectionic deformations near Kronowo (western Mazury, Poland). *Geol. Quart.*, 47, 4, 339–356.
- Murawski, T., 1961. Esker and kames near Wielowiczek (E od Więcbork). VI Congress INQUA Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. Part 1. North Poland, 98–99.
- Murawski, T., 1973. Ozy wysoczyzny Krajeńskiej i ich rola w krajobrazie polodowcowym. Praca doktorska. Maszynopis w Bibl. Uniw. Gdańskiego.
- Murawski, T., 1985. Oz Mąkowsko-Kamionka. *Przegląd Geograficzny*, 57, 4, 621–643.
- Nemec, W., Muszyński, A., 1984, Volcaniclastic alluvial aprons in the tertiory of Sofia district (Bulgaria), *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 52, 1/4, Kraków, 239–303.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. [W:] Koster, E.H., Steel, R.J. (red.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 10, 1–31.
- Niewiarowski, W., 1959. Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmskiej. *Studia. Soc. Sci. Torun. Ser. C*, 4, 1, 1–165.
- Niewiarowski, W., 1961. Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi *Przegląd Geogr.*, 33, 443–467.

- Niewiarowski, W., 1963. Some problems concerning deglaciation by stagnation and wastage of large portions of the ice-sheet within the area of the last glaciation in Poland. [W:] Report VI INQUA Congress (Poland 1961), Łódź.
- Nowak, J., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Przewodowo (410), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak, J., 1962. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Gąsocin (409), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nye, J.F., 1973. Water at the bed of the glacier: Symposium on the Hydrology of Glaciers, International Association of Scientific Hydrology, Publications, Cambridge, 95, 189–194.
- Nye, J.F., 1976. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *J. Glaciol.*, 17, 179–207.
- Nye, J.F., Frank, F.C., 1973. Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier. *Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, Publ. 95, 157–161.
- O'Connor, J.E., 1993. Hydrology, Hydraulics, and Geomorphology of the Bonneville Flood. Special Paper, 274, Geological Society of America, Boulder Co., 1–83.
- Okołowicz, W., 1936a. Oz szeszeński. *Zab. Przyr. Nieoż.*, 3, 169–172.
- Okołowicz, W., 1936b. Ozy miadziolskie. *Zab. Przyr. Nieoż.*, 3, 174–180.
- Paola, C., Mohrig, D., 1996. Paleohydraulics revisited: paleoslope estimation in coarse-grained braided rivers. *Basin Research*, 8, 243–254.
- Parker, G., 1975. Meandering of supraglacial melt streams. *Water Resour. Res.* 11, 4, 551–552.
- Pasierbski, M., 2003. Pasierbski M., 2003, Rzeźba, budowa wewnętrzna i mechanizm przekształceń Więcborskiej strefy marginalnej. *Wyd. Top Kurier*, Toruń.
- Pasierbski M., Krupa A., 2000. Morfologia, budowa wewnętrzna i mechanizm rozwoju ozów koło Kamienia Krajeńskiego. [W:] *Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne Środkowej części Polski Północnej*, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń.
- Pasierbski, M., Krupa, A., 2004. Położenie i budowa ozu Pamiętowo-Kesowo (Pojezierze Krajeńskie). *Przegląd Geograficzny*, 76, 1, 79–94.
- Penck, A., 1894. *Morphologie der Erdoberfläche*. 2, 1–54.
- Perkins, A.J., Brennand, T.A., Burke, M.J., 2016. Towards a morphogenetic classification of eskers: Implications for modelling ice sheet hydrology. *Quaternary Science Reviews*, 134, 19–38.
- Petera-Zganiacz J., 2011. Changes in the development of frost wedges in the middle Warta valley deposits (Central Poland). *Geologija* 53, 1, 73, 15–20.
- Petera-Zganiacz, J., Dzieduszyńska, D.A., 2017. Palaeoenvironmental proxies for permafrost presence during the Younger Dryas, central Poland. *Permafrost and Periglacial Processes* 28, 4, 726–740.
- Philipp, H., 1912. Über eine rezente alpine Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Oser. *Z. d. Deutschen Geol. Gesell.*, Bd. 64.
- Pietkiewicz, S., 1928. Pojezierze Suwalszczyzny zachodniej. *Zarys morfologii lodowcowej*. *Prz. Geogr.*, 8, 168–222.
- Pietkiewicz, S., 1977. Oz turtulski. [W:] *Zagadnienia czwartorzędu*. *Zbiór prac. Stud. Geol. Pol.*, 52, 261–371.
- Piotrowski, J. A., 1994. Tunnel-valley formation in northwest Germany: geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bomhöved tunnel valley. *Sed. Geol.*, 89, 107–141.
- Piotrowski, J. A., 1999. Channelized subglacial drainage under soft-bedded ice sheets: evidence from small N-channels in Central European Lowland. *Geol. Quart.*, 43, 2, 153–162.
- Piotrowski, J.A., Börner, A., Sydor, P., Kotrys, B., Relisko-Rybak, J., 2011. Osady i etapy powstawania glacialmarginalnej formy szczelinowej w Pomellen, Uckermark, NE Niemcy. [W:] *Pisarska-Jamroży, M., Dobracki, R. (red.). Osady glacialne fazy pomorskiej od Uckermark po Równinę Białogardzką*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 5–12.

- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Menzies, J., Wysota, W., 2006. Formation and subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53, 83–106.
- Pisarska-Jamroży, M., 2006. Transitional deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. *Boreas*, 35, 1, 126–141.
- Pisarska-Jamroży, M., 2007. Glacifluwialne facje strumieni przeciążonych zawiesiną na przykładzie plejstocénskich osadów wschodniej Jutlandii i Pomorza Zachodniego. *Przegląd Geologiczny*, 55, 6, 503–510.
- Pisarska-Jamroży, M., 2012. Środowisko depozycyjne osadów spływowych jako wskaźnik zmian warunków hydrologicznych strefy marginalnej lądolodu (plejstocen Pomorza Zachodniego). *Promotio Geographica Bydgostiensia*, 19, 63–79.
- Pisarska-Jamroży, M., Weckwerth, P., Piotrowski, J., Sydor, P., Kotrys, B., 2011. Deformacje osadów nieskonsolidowanych w plejstocénskich osadach deltowych, stanowisko Danowo, Nizina Szczecińska, NW Polska. [W:] Pisarska-Jamroży M. i Dobracki R. (red.). *Osady glacygeniczne fazy pomorskiej od Uckermark po Równinę Białogardzką*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 8, 27–40.
- Pisarska-Jamroży, M., Zieliński, T., 2012. Specific erosional and depositional processes in a Pleistocene subglacial tunnel in the Wielkopolska region, Poland. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 94, 429–443.
- Pisarska-Jamroży, M., Van Loon, A.J., Mleczak M., Roman, M., 2019. Enigmatic gravity-flow deposits at Ujście (western Poland), triggered by earthquakes (as evidenced by seismites) caused by Saalian glacioisostatic crustal rebound. *Geomorphology*, 326, 239–251.
- Poleshchuk, A., Zykov, D., Shvarev, S., 2018. Some features of deformation structures in an esker on the southern margin of the Fennoscandian shield. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 90, 291–300.
- Postma, G., Nemec, W., Kleinspehn, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidities: a mechanism for their emplacement. *Sediment. Geol.*, 58, 47–61.
- Powell, R.D., 1990. Glacimarine processes at the grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. [W:] Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (red.): *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, Geological Society of London, Special Publication, 53, 53–74.
- Price, R.J., 1966. Eskers near the Casement Glacier, Alaska, *Geogr. Ann.*, Ser. A, 48, 111–125.
- Prior, R., 1699. A description of the ridge of Mary Burrow in the Queens County in Ireland
- Ramsay, A. C. 1872. *Physical Geology and Geography of Great Britain*. 1–160.
- Rdzany Z., 1997. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego, *Acta Geogr. Lodz.*, 73, 1–146.
- Rdzany, Z., 2006. Osady deglacacyjne zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego, *Przegl. Geol.*, 54, 4, 343–351.
- Rdzany Z., 2009, Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wydawnictwo UŁ, Łódź, 1–310.
- Rdzany, Z., 2012. Formy glacialne złożone i przejściowe na przykładach z regionu łódzkiego. [W:] Czynniki różnicowania rzeźby Niżu Polskiego. Konferencja Jubileuszowa Profesor Krystyny Turkowskiej. Uniejów, 13-15 czerwca 2012, WNG UŁ, Łódź, 69–70.
- Rdzany, Z., Frydrych, M., Szmidt, A., (w druku). Rozwój rynny Miazgi-Wolbórki (Polska Środkowa) w świetle analizy jej wypełnienia. *Przegląd Geologiczny*.
- Rdzany, Z., Frydrych, M., Szmidt, A., Szubert, M., 2018. Morfogeneza rynien subglacialnych i ozów na przykładach z obszarów staroglacialnych. [W:] Kostrzewski, A., Stach, A., Majewski, M.

- (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. VII, IGIG UAM, Poznań, 165–169.
- Ringrose, S., 1982. Depositional processes in the development of eskers in Manitoba. [W:] Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (red.), *Research in Glacial, Glacio-fluvial and Glaciolacustrine Systems. Proceedings of the 6th Guelph Symposium on Geomorphology* (1980). GeoBooks, Norwich, 117–137.
- Roman, M., 2016. Sukcesja osadowa i etapy formowania ozu gostynińskiego, Równina Kutnowska, centralna Polska. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 71, 1, 9–27.
- Roman, M., Dzieduszyńska, D., Petera-Zganiacz, J., 2014. Łódź Region and its northern vicinity under Vistulian Glaciation conditions. *Quaestiones Geographicae*, 54, 55–68.
- Roszkówna, L., 1951. Oz chełmżyński. *Studia. Soc. Sci. Torun. Sec. C*, 1, 1, 1–14.
- Rotnicki, K., 1960. Przegląd zagadnień dotyczących ozów, *Czasopismo Geograficzne*, 31, 1, 191–218.
- Rotnicki, K., Wasiłowska, K., 1962. Oz Lubaski. *Bad. Fiz. Nad Pol. Zach.*, 9, 95–120.
- Röthlisberger, H., 1972. Water pressure in intra and subglacial channels. *J. Glaciol.*, 11, 177–203.
- Rudoy, A.N., 2002. Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains. *Quaternary International*, 87, 1, 119–140.
- Rudoy, A.N., Baker, V.R., 1993. Sedimentary effects of cataclysmic lake Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mts, Siberia. *Sediment. Geol.*, 85, 53–62.
- Russell, A.J., 1994. Subglacial jökulhlaup deposition, Jotunheimen, Norway. *Sedimentary Geology* 91, 131–144.
- Russell, A.J., 2005. Catastrophic floods. [W:] *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Oxford, 628–641.
- Russell, A.J., Arnott, R.W.C., 2003. Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: Oak ridges moraine, Southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 6, 887–905.
- Russell, A.J., Knudsen, O., 1999. An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeidarárjökull, Iceland. *Sedimentary Geology* 127, 1–10.
- Russell, A.J., Knudsen, O., 2002. The effect of glacier-outburst flood flow dynamic on ice-contact deposits: November 1996 jökulhlaup, Skeidarársandur, Iceland. [W:] *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*. Int. Ass. Sediment., Spec. Publ., 32, 67–83.
- Russell, A.J., Knudsen, O., Fay, H., Marren, P.M., Heinz, J., Tronicke, J., 2001. Morphology and sedimentology of a giant supraglacial, ice-walled, jökulhlaup channel, Skeidarárjökull, Iceland: implications for esker genesis. *Global and Planetary Change*, 28, 193–216.
- Russell, A.J., Marren, P.M., 1999. Proglacial fluvial sedimentary sequences in Greenland and Iceland: a case study from active proglacial environments subject to jökulhlaups. [W:] *The Description and Analysis of Quaternary Stratigraphic Field Section*. Techn. Guide 7. Quatern. Res. Ass., London, 171–208.
- Russell, A.J., Roberts, M. J., Fay, H., Marrend, P.M., Cassidy, N.J., Tweed, F.S., Harris, T., 2006. Icelandic jökulhlaup impacts: Implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology*, 75, 2, 33–64.
- Rust, B.R., 1972. Structure and processes in a braided river. *Sedimentology*, 18, 221–245.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1991. Sedimentary environments of glaciofluvial uplands and glaciofluvial crevasse fillings against the the general background of other glacioaquous environments. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 6, 1, 3–35.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1998. Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. [W:] *Mycielska-Dowgiałło, E. (red.), Struktury Sedymentacyjne i Postsedymentacyjne*

- w Osadach Czwartorzędowych, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, 13–40.
- Sadłowska, A., 1982. Rozwój rzeźby międzyrzeczna Pilicy, Czarnej i Drzewiczki. *Acta Geogr. Lodz.*, 47, 1–108.
- Salamon, T., 2009. Subglacialne pochodzenie przełomowych dolin zachodniej części progu środkowotriasowego i ciągu pagórów okolic Gogolina. *Przegląd Geologiczny*, 57, 3, 243–251.
- Saunderson, H.C., 1975. Sedimentology of the Brampton esker and its associated deposits: an empirical test of theory. [W:] Jopling, A.V., McDonald, B.C. (red.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 23, 155–176.
- Saunderson, H.C., 1977. The sliding bed facies in esker sands and gravels: a criterion for full-pipe (tunnel) flow? *Sedimentology*, 24, 623–638.
- Saunderson, H.C., 1982. Bedform diagrams and the interpretation of eskers. [W:] Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (red.), *Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*. Proc. 6th Guelph Symposium on Geomorphology. GeoBooks, Norwich, 139–150.
- Saunderson, H.C., Jopling, A.U., 1980. Palaeohydraulics of a tabular, cross-stratified sand in the Brampton esker. *Ontario Sed Geol* 25, 169–188.
- Shaler, N.S., 1884. On the origin of kames. *Proceedings Boston Society of Natural History*, 23, 36–44.
- Sharp, M., 1985. Crevasse fill ridges – a landform type characteristic of surging glaciers? *Geografiska Annaler*, 67A, 3–4, 213–220.
- Shaw, J., 1972. Sedimentation in the ice-contact environment, with examples from Shropshire (England). *Sedimentology*, 18, 23–62.
- Shaw, J., Kvill, D., Rains, B., 1989. Drumlins and catastrophic subglacial floods. *Sediment. Geol.*, 62, 188–202.
- Shields, A., 1936. Anwendung der Ahnlichkeitsmechanik und der Turbulenz-forschung auf die Geschiebebewegung. *Mitteil. Preuss. Versuchsaustalt für Wasserbau und Schiffbau*, Berlin, 26, 1–26.
- Shilts, W.W., 1984. Esker sedimentation models, Deep Rose Lake map area, District of Keewatin. [W:] *Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B*, 217–222.
- Shoemaker, E.M., 1986. Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. *J. Glaciol.*, 32, 20–30.
- Shoemaker, E.M., Leung, H.K.N., 1987. Subglacial drainage for an ice sheet resting on a layered deformable bed. *J. Geophys. Res.*, 92, 4935–4946.
- Shreve, R.L., 1972. The movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*, 11, 205–214.
- Shreve, R.L., 1985. Esker characteristics in term of glacial physics, Katahdin esker system, Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 639–646.
- Shulmeister, J., 1989. Flood deposits in the Tweet esker (southern Ontario, Canada). *Sediment. Geol.*, 65, 153–163.
- Sjogren, D.B., Fisher, T.G., Taylor, L.D., Jold, H.M., Munro-Stasiuk, M.J., 2002. Incipient tunnel channels. *Quaternary International*, 90, 41–56.
- Skompski, S., 1963. Ozy Kotliny Płockiej. *Przegląd Geograficzny*, 35, 3, 363–381.
- Skompski, S., 1971. Zarys stratygrafii czwartorzędu i rozwoju rzeźby przedpola moren czołowych stadiu mazowiecko-podlaskiego (Warty) między Radomskiem a Działoszyńcem, *Biul. Inst. Geol.*, 254, 271–305.
- Skompski, S., Słowański, W., 1964. Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka. *Acta Geol. Pol.*, 14, 3, 437–455.
- Skompski, S., Mamowska, A., Jakubicz, B., 2006. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Nowe Miasto n. Pilicą (669), Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained and nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional processes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 1–10.
- Smith, N.D., 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse river, a braided outwash stream. *J. Geol.*, 81, 205–223.
- Smith, N.D., 1985. Proglacial fluvial environment. [W:] G.M. Ashley, J. Shaw and N.D. Smith (red.), *Glacial Sedimentary Environments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course, 16, 85–135.
- Smith, S.A., 1990. The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sediment. Geol.*, 67, 199–219.
- Sneed, E.D., Folk, R.L., 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas: A study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, 66, 114–150.
- Sollas, W.J., 1896. A Map to show the Distribution of Eskers in Ireland. *Scientific Transactions of the Royal Dublin Society*, 2, 5, 13, 785–822.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, R., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, I., Jodłowski, M., Kistowski, M., Kot, R., Kraż, P., Lechnio, J., Macias, A., Majchrowska, A., Malinowska, E., Migoń, P., Myga-Piątek, U., Nita, J., Papińska, E., Rodzik, J., Strzyż, M., Terpiłowski, S., Ziaja, W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographica Polonica*, 91, 2, 143–170.
- Steel, R.J., Thompson, D.B., 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (“Bunter” Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, N Staffordshire, England. *Sedimentology*, 30, 341–367.
- Steer, B.L., Abbott, P.L., 1984. Paleohydrology of the Eocene Ballena gravels, San Diego County, California. *Sediment. Geol.*, 38, 181–216.
- Stoiński, A., Wiczeorek, 2009. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Gószczyn (633), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Stokes, J.C., 1957. An esker like ridge in process of formation, Flatisen, Norway, *Journal of Glaciology*, 3, 24, 286–290.
- Stone, G. H., 1899. The Glacial Gravels of Maine and their Associated Deposits. *Monographs of the U.S. Geol. Surv.*, 34, 1–499.
- Synge, F.M., 1950. The Glacial Deposits around Trim, Co. Meath. *Proceedings of the Royal Irish Academy. Section B: Biological, Geological, and Chemical Science* 53, 99–110.
- Storrar, R.D., Evans, D.J.A., Stokes, C.R., Ewertowski, M., 2015. Controls on the location, morphology and evolution of complex esker systems at decadal timescales, Breiðamerkjökull, southeast Iceland. *Earth Surf. Process. Landforms*, 40, 1421–1438.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A., 2014a. Increased channelization of subglacial drainage during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Geology*, 42, 239–242.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A., 2014b. Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 105, 1–25.
- Straszewska, K., 1968. Stratygrafia plejstocenu i paleogeografia rejonu dolnego Bugu. *Stud. Geol. Pol.*, 23.
- Szmańda, J., 2010. Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwialnego na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. *Landform Analysis*, 12, 109–125.
- Szmańda, J., 2011. Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwów pozakorytowych. *Landform Analysis*, 18, 1–97.
- Szupryczyński, J., 1963. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców Południowego Spitsbergenu. *Prace Geograficzne, IGiPZ PAN*, 39, 1–162.

- Szupryczyński, J., 1965. Eskers and kames in the Spitsbergen area. *Geographia Polonica*, 6, 127–140.
- Teisseyre, A.K., 1977. Pebble cluster as a directional structure in fluvial gravels: Modern and ancient examples. *Geol. Sudet.* 12, 2, 79–97.
- Terpiłowski, S., 2001. Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacyjnej, UMCS, Lublin, 1–98.
- Terpiłowski S., 2008. Kemy jako wskaźnik deglacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia Warty. Wyd. UMCS, Lublin, 1–107.
- Turkowska, K., 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego, Wyd. UŁ, Łódź, 1–238.
- Turkowska, K., Wieczorkowska, J., 1994. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Tuszyn (665), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–36.
- Twardy, J., Klimek, K., 2008. Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Niziny Polskiej. [W:] Starkel, L., Kostrzewski, A., Kotarba, A., Krzemień, K. (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Kraków, 229–270.
- Tweed, F.S., Russell, A.J., 1999. Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. *Progress in Physical Geography*, 23, 1, 79–110.
- Quin, E. G., 1983. Dictionary of the Irish language: based mainly on Old and Middle Irish materials, compact ed., Dublin: Royal Irish Academy, 1–632.
- Van der Meer, J.J.M., Kjær, K.H., Krüger, J., Rabassa, J., Kilfeather, A.A., 2009. Under pressure: clastic dykes in glacial settings. *Quaternary Science Reviews*, 28, 708–720.
- Van Loon, A.J., 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, 15, 1, 3–55.
- Van Loon, A.J., 2019. A new type of slumping-induced soft-sediment deformation structure: the envelope structure. *Geologos*, 25, 2, 111–124.
- Van Loon, A.J., Pisarska-Jamroży, M., Nartišs, M., Krievāns, M., Soms, J., 2016. Seismites resulting from high-frequency, high-magnitude earthquakes in Latvia caused by Late Glacial glacio-isostatic uplift. *J. Palaeogeography* 5, 363–380.
- Wadas, S., 1962. Oz gostyniński. *Acta Geogr. Lodz.*, 14, 1–70.
- Walczak-Augustyniak, M., Kural, S., Cwojdzinski, S., 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Jordanów Śląski (800), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Walder, J.S., Fowler, A., 1994. Channelized subglacial drainage over a deformable bed. *J. Glacial.*, 40, 134, 3–15.
- Warren, W.P., Ashley, G.M., 1994. Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *Journal of Sedimentary Research. Section A, Sedimentary Petrology and Processes* 64, 433–449.
- Wasiłowska, K., Rotnicki, K., 1962. Oz lubaski. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 9: 95–125. nad Pol. Zach., 9, 95–125.
- Wągrowski, A., 1983. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Rzejowice (774), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wągrowski, A., 1987. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Rzejowice (774), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–66.
- Weckwerth, P., 2017. Fluvial responses to the Weichselian ice sheet advances and retreats: implications for understanding river paleohydrology and pattern changes in Central Poland. *Int. J. Earth Sci.*, 107, 1407–1429.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377–392.
- Więckowski, R., 1961. Grójec: fluvioglacial accumulation in the vicinity of Warsaw. VI Congress INQUA. Guide-book of excursion in the vicinity of Warsaw. The Warsaw Basin, 27–29.

- Wilanowski, S., 2005. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Narzým (289), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–66.
- Williams, G.E., 1983. Palaeohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments: I. Cobble and boulder deposits. *Geogr. Ann.*, 65A, 227–243.
- Willis, I.C., Sharp, M.J., Richards, K.S., 1990. Configuration of the drainage system of Midtdalsbreen, Norway, as indicated by dye-tracing experiments. *J. Glaciol.* 36, 89–101.
- Włodek, M., 2009. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Rawa Mazowiecka (631), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Włodek, M., 2012. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Rawa Mazowiecka (631), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–34.
- Wright, W.B., 1914. *The Quaternary Ice Age.*, London, 1–464.
- Wrotek, K., 1998. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Kosów Lacki (454), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wrotek, K., 2002. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Kosów Lacki (454), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–36.
- Wysota, W., 1990. Geneza ozu nowodworskiego, w świetle analizy strukturalnej jego osadów, *AUNC, Geogr.* 22, Toruń, 3–22.
- Wysota, W., 2002. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Lidzbark Welski (287), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–44.
- Wyżga, B., 1993. Present-day changes in the hydrologic regime of the Raba River (Carpathians, Poland) as inferred from facies pattern and channel geometry. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 17, 305–316.
- Wyżga, B., 2012. Cechy teksturalne żwirowych osadów korytowych jako odzwierciedlenie dynamiki przepływu wody i transportu rumowiska w ciekach z różnych stref klimatycznych. [W:] Łajczak, A. (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego 77, Sosnowiec, 461–469.
- Zaborski, B., 1926. Ozy między Grójcem i Odrzywołem, *Przegl. Geogr.*, VI, 129–133.
- Zieliński, T., 1989. Lithofacies and paleoenvironmental characteristics of the Suwałki outwash (Pleistocene, NE Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59, 249–270.
- Zieliński, T., 1992a. Proglacial valley facies of the Silesian Upland – genetic factors and their sedimentological effects. *Geologia Sudetica*, 26, 1–170, 83–118.
- Zieliński T., 1992b. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji, *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, 1325, 1–95.
- Zieliński, T., 1993. Sandry Polski północno-wschodniej: osady i warunki sedymentacji. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Zieliński, T., 1997. Cykliczność w osadach rzek roztokowych. *Geologia*, 14, Katowice, 68–117.
- Zieliński, T., 2015. *Sedymentologia. Osady rzek i jezior.* Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–594.
- Zieliński, T., Pisarska-Jamroży, M., 2012. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny*, 60, 7, 387–397.
- Zieliński, T., Van Loon A., 2003. Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32, 4, 590–611.
- Zingg, T., 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 15, 39–140.
- Złonkiewicz, Z., 1992. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Ożarów (819), Państw. Inst. Geol., Warszawa.