

Analiza poglądów na rozwój ozów **Analysis of views on the esker genesis**

Krupa Adam, Hojan Marcin

**Wydział Kultury Fizycznej, Zdrowia i Turystyki, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego w
Bydgoszczy, Polska**

Abstrakt

W niniejszym artykule zaprezentowano historię poglądów na temat ozów, jak również analizę ich obecnego stanu z odniesieniem do własnych badań i obserwacji na obszarze Pojezierza Krajeńskiego.

Słowa kluczowe: ozy, drenaż lądolodu, środowisko subglacjalne, środowisko inglacjalne, środowisko supraglacjalne.

Abstract

This paper presents the history of views on the esker genesis, as well as an analysis of their current state with reference to own research and observations in the area of Krajna Lakeland.

Keywords: eskers, ice sheet drainage, subglacial environment, inglacial environment, supraglacial environment.

1. Wstęp

Problematyka „ozowa” jest znana od dawna i mimo znacznego postępu wiedzy w tej dziedzinie, wciąż pozostaje tu sporo nierozstrzygniętych problemów. Głównymi punktami dyskusji jest morfogenetyczne zróżnicowanie form ozowych, ich powiązań z innymi formami polodowcowymi, oraz wynikające z budowy geologicznej powiązanie dynamiką lądolodu. W najnowsze pracach w sposób bardziej szczegółowy rozważane są zagadnienia sedymentologiczne, na podstawie których wyciągane są wnioski dotyczące ogólnych mechanizmów i środowisk sedymentacyjnych form ozowych. Podejmowane są też próby klasyfikacji ozów w oparciu o ich morfologię i genezę.

Badania ozów na Pojezierzu Krajeńskim są w zasadzie cząstkowe i wymagają uszczegółowienia. Od ostatnich obserwacji na tym terenie minęło już ponad 30 lat

(Murawski, 1973), a stan wiedzy dotyczący ozów uległ znacznemu poszerzeniu. Jak wspomniano formy ozowe są bardzo zróżnicowane, ale ogólnie przyjęło się, że termin oz oznacza wydłużone, niekiedy rozwidlone, wąskie wały i ciągi pagórków o wysokości od kilku do kilkudziesięciu metrów i ciągnące się na przestrzeni od kilkuset metrów do kilkuset kilometrów, o krętym, czasem zakolowym przebiegu i falistej linii grzbietowej. Tworzą one formy symetryczne i asymetryczne pod względem wysokości jak i nachylenia stoków. Mogą mieć zarówno ostro zakończone, jak i rozległe, płaskie grzbiety, a nachylenie stoków sięga do około 35 stopni (Rotnicki 1960b). Ozy uznaje się również za formy zorientowane prostopadle do form czołowomorenowych, a więc mniej więcej zgodnie z kierunkiem ruchu lądolodu na danym obszarze, stąd też są one pomocniczym wyznacznikiem tej cechy podobnie jak orientacja drumlinów, czy też rys lodowcowych (Knight 2003). Znaczą jednak przede wszystkim etapy recesji lądolodu, kiedy to przebieg linii marginalnej lądolodu może lokalnie podlegać dużym zmianom (Meehan 1999).

2. Poglądy na genezę ozów na przestrzeni czasu

Pierwsze teorie na temat powstania ozów były dość oryginalne. Pierwszego opisu ozu, jeszcze nie nazywając go w ten sposób, dokonał Richard Prior w 1699 roku (za: Davies 1970), który opisał budowę wewnętrzną formy (piaski i żwiry), przy czym wskazał również na gwałtowne warunki odłożenia osadów i wysnuł stąd wniosek, że forma ta jest skutkiem biblijnego potopu. Jeszcze w XIX wieku pojawiały się poglądy podobne do przedstawionego, a także już nowocześniejsze, sugerujące jednak powstanie ozów np. u zbiegu prądów przyptywowych (Kinahan 1875, Holmes 1883, za: Levasseur 1995), jako erozyjne pozostałości większych pokryw osadowych (Törnebohm 1872, za: Levasseur 1995) czy też wręcz jako wały brzegowe wyznaczające dawne linie brzegowe mórz (Giles 1918).

Poglądy do dziś aktualne w swoich zarysach zostały przedstawione w końcu XIX wieku (za A. Malickim 1929). Były to teorie badaczy europejskich i amerykańskich, a mianowicie: subglacjalna Strandmarka w Skandynawii (1885) i Davisa w Ameryce Północnej (1892), inglacjalna H. Philippa (Niemcy) (1912) oraz supraglacjalna N. Holsta (Skandynawia) (1876). Bliżej zostały one przedstawione w dalszej części tego rozdziału. Sprecyzowanie tych poglądów na podstawie dokładniejszych badań nastąpiło po II Wojnie Światowej. Tak teorię subglacjalną rozwinęli (jak podaje H.C. Saunderson, 1975): W. V. Lewis (1949) i M. F. Meier (1951), inglacjalną J. C. Stokes (1958), zaś supraglacjalną Price (1966). Wszystkie one dotyczą powstawania ozów w korytach i tunelach glacialnych. Interesujący pogląd zaprezentował G. de Geer (1897; za K. Rotnickim 1960a), według którego liczne ozy

Skandynawii powstawały w efekcie recesji frontальной lądolodu i tworzenia się delt w środowisku ujścia subglacialnych tuneli lodowcowych do terminoglacjalnego zbiornika wodnego. Teoria ta znalazła zastosowanie również na obszarach Ameryki Północnej. Na temat ozów powstało już sporo literatury. Autor pokrótce wymieni tylko prace najważniejsze, podstawowe, mające istotny wpływ na rozwój poglądów. Są to przeważnie badania zachodnie, choć w Polsce również ozy były i są badane, a będące ich pokłosiem publikacje również stanowią ważny głos w dyskusji na temat ozów. W Polsce ozy zostały najwcześniej rozpoznane przez badaczy niemieckich na początku XX wieku (Korn 1913, za: Głodek 1952). W okresie międzywojennym powstają pierwsze polskie prace, m. in. B. Zaborskiego (1926), S. Lencewicza (1927, za: Głodek 1952), a także W. Nechaya (1927), S. Pietkiewicza (1928), W. Okołowicza (1934) czy A. Boratyńskiej (1938). Badania powojenne przyniosły szereg prac: L. Roszkówny (1951), W. Niewiarowskiego (1959), Z. Churskiego (1964). Do ważniejszych należy zaliczyć prace S. Jewtuchowicza (1962), J. Szupryczyńskiego (1963, 1965), które dotyczą ozów powstałych na obszarach współcześnie zlodowaconych; a także Z. Michalskiej (1971), która na podstawie wybranych ozów przedstawiła ich genezę i ważne obserwacje sedymentologiczne, brane pod uwagę w dzisiejszych badaniach ozów, oraz K. Rotnickiego (1960a), który dokonał podsumowania wiedzy na temat tych form.

Do nowszych prac, opierających się na współczesnych poglądach i metodach, należy zaliczyć „Genezę ozu nowodworskiego” W. Wysoty (1990), który rozpoznał niewielki oz uznawany wcześniej za morenę czołową. Oz ten powstał w krótkim tunelu otwierającym się na zewnątrz lądolodu. Kolejną nowszą interesującą pracą są „Ozy i kemy Kotliny Hrubieszowskiej” (1992) oraz „Badania nad litogenezą ozów” Wyżyny Lubelskiej J. Buraczyńskiego i J. Supersona (1995), w której autorzy ukazali ozy powstałe w subglacialnych erozyjnych rozcięciach skał węglanowych. Aktualne, poparte nowoczesną analizą litofacjalną prace prowadzi B. Gruszka (Fard i Gruszka 2008), która wskazuje na istnienie zespołów litofacji wskaźnikowych dla środowiska subglacialnego.

3. Klasyfikacje form ozowych

Głównie w pracach autorów zachodnich można spotkać próby klasyfikacji morfologicznej ozów, w której każdy z typów jest związany z określoną genezą, która jest oparta nie tylko na analizie rzeźby terenu, ale również na geologii tych form. W podstawowej literaturze można znaleźć wydzielenia liczące kilka ich typów (Banerjee i McDonald 1975; Warren i Ashley 1994; Brennand 2000, Delaney 2002). Generalnie ich autorzy wiążą genezę tych form z lądolodem aktywnym o dodatnim bilansie mas lub też zrównoważonym, przy w

miarę stałej linii marginalnej, lub podlegającej stopniowej, rytmicznej recesji. Tak rozumiane formy ozowe są często wykorzystywane do analizy sposobu recesji lądolodu. Powstają one bowiem w tunelach rozwijających się w strefie marginalnej w kierunku krawędzi lądolodu, a więc głównie w warunkach subglacjalnych. Ogólnie można przyjąć, że formy ozowe to:

- a. Długie wały ozowe (do setek km długości, ang. „continuous ridge” lub też „long dendritic eskers”), rozbudowane do postaci dendrytycznej sieci, przypominającej bardzo układ koryt rzecznych z dopływami do 3-go i 4-go rzędu, są zapisem w miarę stabilnego czoła lądolodu, rozwijają się bowiem przez wiele sezonów letnich i są zakończone ujściem w postaci delty bądź stożka sandrowego (Warren i Ashley 1994, Banerjee i McDonald 1975).
- b. Krótkie wały ozowe (ang. „short beads”), występujące w postaci nawet wielokilometrowych ciągów są uważane za zapis dość rytmicznej recesji, kiedy to krótki czas postoju lądolodu w jednym miejscu pozwala na wykształcenie krótkiego tunelu (Warren i Ashley 1994, Banerjee i McDonald 1975, Rust i Romanelli 1975).
- c. Występuje również szereg pośrednich, różnie wykształconych pod względem długości form, z których część określa się jako „long beads”, znaczące również kolejne postoje lądolodu, tyle, że dłuższe czasowo, z lepiej wykształconą proksymalną częścią tunelową względem stożkowej najczęściej partii dystalnej (Warren i Ashley 1994).
- d. Do powyższych sytuacji morfologicznych należy dodać jeszcze jedną, która jest często spotykana na obszarach, gdzie podłoże zbudowane jest z osadów nieskonsolidowanych, czyli na przykład na Niziu Polskim. Chodzi tu o stowarzyszenie ozów i rynien subglacjalnych. Ozy subglacjalne są rynnami wypełnionymi osadem glacyjofluwialnym, jednakże często występują obok lub na dnie większych rynien subglacjalnych, z którymi mają związek genetyczny. Sposób powstawania rynien subglacjalnych wyjaśnił dość prosto G. S. Boulton (Boulton i in., 2001). Wg tego modelu osady nieskonsolidowane są rozcinane pod stopą lądolodu przez wody roztopowe. Rynna ulega stałemu pogłębianiu i poszerzaniu w wyniku wciskania się osadów podłoża w obręb tunelu i ich systematycznemu wynoszeniu. W pewnym momencie, w związku ze zmienną wielkością przepływów ablacyjnych mogą pojawić się warunki sprzyjające sedymentacji osadów i w ten sposób na dnie rynny może zostać ukształtowany oz.

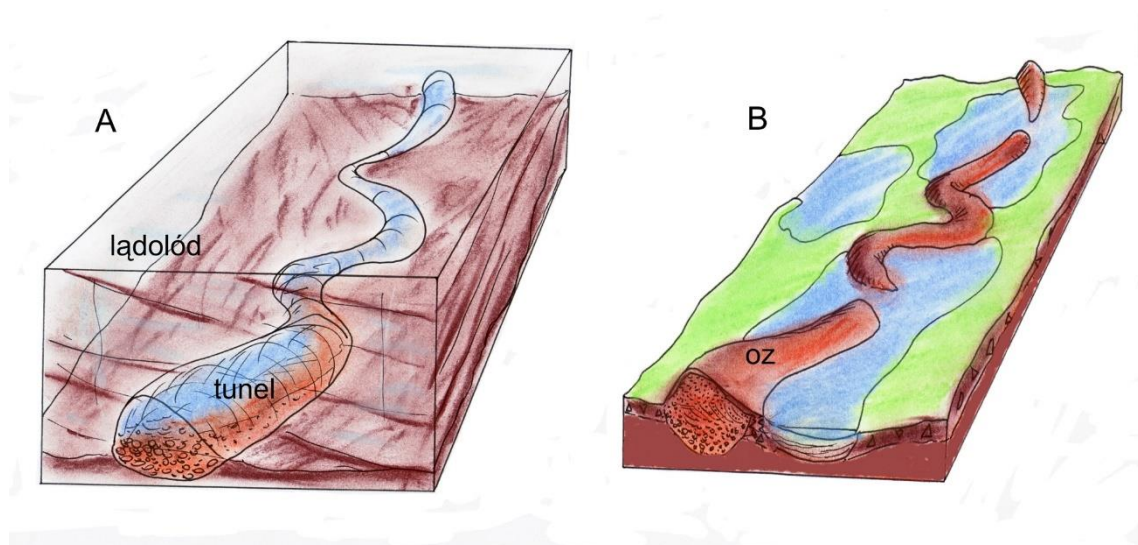
Dokumentowano takie sytuacje, w których wał ozowy przebiega obok rynny i „przeskakuje” na jej drugi brzeg, co może się powtarzać wielokrotnie. Można tu przypuszczać, że tak obserwowana rynna jest starsza lub młodsza od tunelu, w którym zostały

złożone osady tworzące oz. Przykładem ciągów ozowo-rynnowych jest oz gostyniński w Kotlinie Płockiej (Skompski 1963).

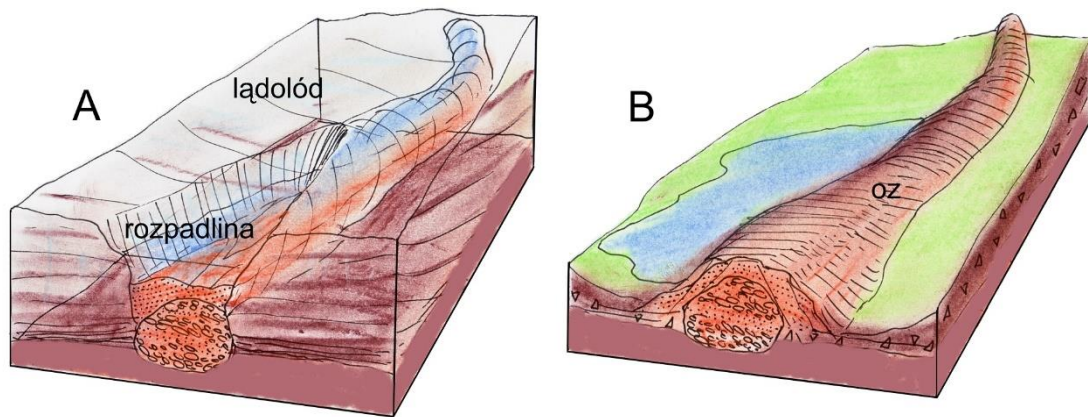
W ramach tak określonych typów morfologicznych wyróżnić można kilka środowisk depozycji osadów:

- Tunele, z przepływem typu „full-pipe”, wypełniającym całą średnicę tunelu lub też przy swobodnym zwierciadle wody (ryc. 1.)
- Kanał otwarty (ang. „open channel”), mogący rozwijać się w rozpadlinie tunelu, głębokiej szczelinie lub supraglacialnie (ryc. 2.)
- Miejsce ujścia tuneli na zewnątrz łądolodu, podwodne (ryc. 3.) lub subaeralne (np. u nasady stożków sandrowych).

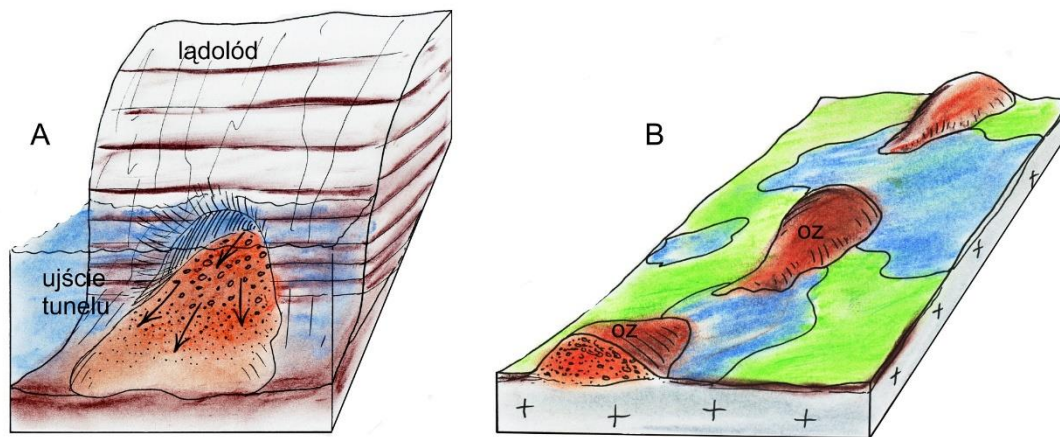
Wymienione powyżej środowiska, poza formami typu „open channel” są najczęściej związane z rozwojem subglacialnej sieci drenażu łądolodu. Jednakże rozróżnianie i jednoznaczne przypisanie konkretnym warunkom (subglacialnym czy też w otwartym kanale) badanych osadów ozów jest nadal sporym problemem. Odnosi się to zwłaszcza do obszaru Europy Środkowej i Wschodniej, gdzie występują mięjsze warstwy osadów polodowcowych, które tworząc pewien skomplikowany układ morfologiczny utrudniają odczytanie sieci odpływu wód roztopowych w postaci ozów. Rozpoznawane litofacje nie są wprawdzie jednoznacznie diagnostyczne dla określonych warunków, jednak litofacje występujące w zespołach są opisywane jako powstające subglacialnie czy też w otwartym kanale (Warren i Ashley 1994, Fard i Gruszka 2007).



Ryc. 1. Środowisko subglacialnego tunelu (A) i forma ozu po wytopieniu lodu (B).



Ryc. 2. Środowisko rozpadliny lodowej (A) i forma ozowa po wytopieniu lodu (B).



Ryc. 3. Środowisko ujścia tunelu subglacialnego do jeziora terminoglacjalnego (A) i ciąg krótkich wałów odsłonięty po recesji lądolodu (B).

We wszystkich przypadkach dystalna część wału czy pagóra ozowego jest też określana jako ujście tunelu lodowego na zewnątrz lądolodu, zarówno subakwalnie (Warren i Ashley 1994), jak i subaeralnie. Prace badawcze skupione na analizie odpływu wód roztopowych pod lądolodami wskazują na to, że tylko aktywny lądolód pozwala na funkcjonowanie tunelowych subglacialnych przestrzeni, ponieważ tylko w takich warunkach jest utrzymywane odpowiednio wysokie ciśnienie kriostatyczne, a drugiej strony zapewniony przepływ wody pod dużym ciśnieniem, co sprzyja kształtowaniu wąskiego tunelu o sinusoidalnym przebiegu. W okresie zimowym, gdy spada tempo ablacji, tunele zamykają się. Mogą się one ponownie uaktywnić w kolejnym okresie roztopowym najprawdopodobniej

dzięki nagromadzonym w nich przepuszczalnym osadom, które spełniają również formę drenu dla lądolodu w okresie niskiej ablacji (Ashley i Warren 1997, Boulton i in. 2001). Natomiast w lądolodzie przechodzącym stopniowo ze stanu aktywnego do pasywnego tunele subglacjalne ulegają degradacji. Otwierają się rozpadliny i w stopniowo poszerzanej przestrzeni gromadzony jest drobniejszy osad, głównie wskutek dużo słabszej siły transportowej wód roztopowych, ale i braku dostępu świeżego materiału morenowego, który w przypadku funkcjonującego tunelu subglacjalnego jest pobierany wzdłuż całej jego długości z podłoża, w tym materiału wciskającego się do niego spod lądolodu (ang. squeezing) oraz osadów wytapianych ze ścian tunelu.

Warto zwrócić uwagę na jeszcze jeden istotny problem. Ozy występują bardzo licznie na obszarach, gdzie praktycznie od powierzchni występuje lite podłoże, odporne na erozję. Do takich obszarów zalicza się szczególnie Skandynawię a także rozległe tereny Ameryki Północnej, na przykład półwysep Labrador. Natomiast na obszarach, gdzie lądolód poruszał się na osadach nieskonsolidowanych, rozmywalnych, ozów jest niewiele. Badacze systemów drenażu lądolodu stwierdzają, że w pierwszym przypadku rolę drenażu lądolodu z wód roztopowych pełniły liczne, długie tunele subglacjalne, rozwijające się w spągu lądolodu, na podłożu skał odpornych, stąd po ich wypełnieniu osadem glaciofluwialnym i ustąpieniu lądolodu pozostały wały ozów (Clark i Walder 1994). W drugim przypadku główną rolę drenażu przejęły zwykle większe rozmiarami rynny subglacjalne, wcięte głęboko w rozmywalne podłoże lądolodu, natomiast ozów w skali zlodowacenia na tych obszarach jest bardzo mało. Ponadto są to z reguły formy (nie licząc wyjątków, takich, jak na przykład oz bukowsko-mosiński) stosunkowo krótkie i niewielkie, porównując je z ich północnymi, młodszymi nieco odpowiednikami. Prawdopodobne jest również to, że glaciofluwialne wypełnienia erozyjnych rynien podlodowych są często niewidoczne na powierzchni terenu, wyrównane osadami ablacyjnymi, stąd trudno mówić w takich sytuacjach o ozie jako formie terenu. Stąd też szczególnie zastanawia obecność wielu form określanych właśnie jako ozy na Pojezierzu Krajeńskim.

Na Pojezierzu Krajeńskim w świetle aktualnych badań rolę sprawczą powstania tak dużej liczby ozów przypisuje się lądolodowi zamarłemu w efekcie surge'u (Pasierbski 2003). Zdaniem tego badacza tak silne spękanie lądolodu, przy również mało zróżnicowanym podłożu zbudowanym przeważnie z pokładów starszych glin zwałowych było możliwe tylko w wyniku szybkiego awansu lądolodu na tym obszarze. Formy zwane tu ozami występują w dwóch układach, mniej więcej zgodnym z kierunkiem ruchu lądolodu na tym obszarze oraz prostopadłym do niego. Zjawisko to można szczególnie wyraźnie zaobserwować w okolicy

Kamienia Krajeńskiego, gdzie występują formy krzyżujące się ze sobą. W literaturze rzeczywiście formy ukształtowane mniej więcej zgodnie z kierunkiem ruchu lądolodu uznaje się za ozy, natomiast te ułożone do niego prostopadle zwykle kojarzy się z morenami (Warren, Ashley 1994) lub formami kemów poprzecznych (Terpiłowski 2008). Na Pojezierzu Krajeńskim, obok długich, prostych i stosunkowo wąskich grzbietów (oz Jez. Brzuchowo – Kamień Krajeński) występują bardzo wąskie i bardzo kręte wały (oz Wzgórze Grzywa), a także formy o stosunkowo szerokich grzbietach i płaskiej powierzchni. Często można spotkać wszystkie powyższe modele morfologiczne w jednej formie ozowej (oz stryjewski). Podane przykłady to w miarę ciągłe wały, nie brakuje jednak także form nieciągłych, w których przerwy osiągają długości dziesiątek do setek metrów (oz skicki, oz Dziedzinek – Mąkowarsko). Pojawia się tu znany już od dawna problem, czy są to elementy tego samego ozu, czy przynajmniej dwie różne formy. Rozdzielono w ten sposób na dwie formy oz Górowatki – Skic (Pasierbski 2003), opisany przez Murawskiego (1973) jako drugi pod względem długości oz w Polsce (po ozie bukowsko-mosińskim, Rotnicki 1960b), gdyż okazało się, że obie formy są znacznie oddalone od siebie i nie mogą stanowić jednego ciągu.

Ozy powstające w środowisku subglacjalnym.

Są to formy stanowiące glaciofluwialne wypełnienie tuneli wyciętych przez wody roztopowe pod lądolodem, w warunkach nieskonsolidowanego podłoża, co określa się mianem tunelu typu „N” (Nye 1973, Brennand 2000). Niektórzy badacze wskazują na wycinanie tuneli pod lądolodem w skałach litych, choć mało odpornych na czynniki erozyjne (Buraczyński i Superson 1992). Drugi typ tunelu subglacjalnego, typ „R” powstaje przez wcięcie strumienia wody roztopowej w stopę lądolodu, w warunkach słabo przepuszczalnego lub nieprzepuszczalnego podłoża (skały lite), (Röthlisberger 1972, Brennand 2000). Istotnym zagadnieniem jest tu określenie położenia spągu osadów ozowych względem spągu glin glacialnych, stanowiących zapis ostatniego nasunięcia lądolodu. W przypadku, gdy spąg osadów ozu jest położony poniżej, stanowi dno tunelu typu „N”, oz określa się jako “zakorzeniony”. Oz można uznać za subglacjalny, jeżeli spąg jego osadów leży co najmniej na głębokości spągu glin zwałowych nasunięcia związanego z powstaniem ozu. Zwykle odsłonięcia w ozach rzadko sięgają głębiej niż kilka metrów poniżej poziomu otoczenia formy. Dzieje się tak zwykle z powodu wysokiego poziomu zalegania wód gruntowych. Wiercenia wykonywane w celu określenia zasobów złóż kruszywa sięgają zwykle do tej

strefy. Michalska (1971) zwróciła uwagę na to, że odkrywki w formach ozowych są umiejscowione w górnej partii osadów glaciofluwialnych ozu, które mogą osiągać poważne, kilkudziesięciometrowe miąższości. Wobec tego wnioskowanie o genezie ozu z budowy geologicznej wyłącznie widocznej formy rzeźby może być błędne. Tunele subglacjalne bardzo często po zawaleniu się ich stropu lodowego, funkcjonują dalej jako rozpadliny. Wówczas, to co obserwujemy w budowie formy na powierzchni terenu jest już efektem sedymentacji w tym ostatnim środowisku. Stąd nieodzownym jest wykonanie przynajmniej jednego przekroju geologicznego w poprzek formy (w sytuacji braku odpowiednio głębokich odśnieżeń), a następnie przeprowadzenie analizy litofacjalnej.

Dotychczasowe badania wskazują na istnienie kilku litofacji, które można identyfikować ze środowiskiem tunelu subglacjalnego (Saunderson 1975; Warren i Ashley 1994; Fard i Gruszka 2008). Najczęściej za wskaźnikowe uznaje się osady stanowiące tzw „jądro” ozu (ang. esker core). Są to przeważnie żwirowe i głazowe ławice o masywnej strukturze, które dowodzą gwałtownych, powtarzających się przepływów wód roztopowych, nasyconych rumoszem skalnym (Brennand 1994; Delaney 2001, 2002). Zawierają one czasem dużą ilość frakcji drobnoziarnistych i wtedy określane są jako tzw „dirty gravels” (Fard i Gruszka 2007). Niesione są w warunkach całkowitego wypełnienia tuneli wodą płynącą pod dużym ciśnieniem (tzw. „full-pipe flow”). W momencie opadania fali wezbrania taki osad jest zrzucony, przez co zyskuje masywną strukturę. Niektórzy autorzy doszukują się takich subglacjalnych elementów wskaźnikowych w osadach diamiktonów spływowych, pochodzących ze stropu i ścian tunelu subglacjalnego. Spotykane są one głównie na bokach form ozowych, gdzie zazębiają się z osadami jądra ozowego. Jednakże osady spływowe można spotkać również w formach subaeralnych. Sądzić można, że kolejnym takim wskaźnikiem mogą być pojedyncze duże głazy, spotykane w ławicach piaszczystych i żwirowych. Prawdopodobnie mogą one pochodzić z obtapianego przez przepływającą wodę stropu lodowego. Wydawało się, że jednym z najpewniejszych wskaźników środowiska subglacjalnego może być obecność zwartej pokrywy gliny zwałowej na grzbiecie formy. Jest ona efektem wytapiania się lodu stanowiącego strop tunelu. Na ozach krajeńskich, z dotychczasowych obserwacji autora wynika, iż jej miąższość wynosi od 0,5 do około 3 m. Jednakże, w przypadku wąskich wałów o ostrej linii grzbietowej, mimo młodego wieku tych form, pokrywa gliniasta może ulec redukcji a nawet całkowitemu usunięciu, głównie w efekcie procesów denudacyjnych. Gлина zwałowa spotykana może być również na formach ozowych powstałych w środowisku inglacjalnym.

Ozy powstające w środowisku inglacjalnym.

Zasadniczym problemem związanym z ozami inglacjalnymi, podkreślanym przez wielu badaczy jest możliwość ich zachowania w morfologii terenu. Z obserwacji S. Jewtuchowicza (1962) wynika, że osad złożony niejako na cokole lodowym nawet tylko kilkumetrowej miąższości, podczas wytapiania się tego lodu, ulega rozplynięciu. Na podobne skutki tego procesu wskazuje J. Szupryczyński (1963, 1965). Z kolei T. Murawski (1985), na podstawie uskokuw zrzutowych o biegu prostopadłym do dłuższej osi ozu, sugeruje powstanie części badanego ozu w warunkach inglacjalnych. Można jednak przypuszczać, że mógł to być jedynie niewielkiej miąższości reliktowy lód "zimowy" na dnie rynny subglacjalnej (Jewtuchowicz 1962). Wówczas wskaźnikiem takich warunków depozycji osadów mogą być uskoki synsedymencyjne. Trzeba zaznaczyć, że współcześnie obserwowane inglacjalne formy ozowe Islandii czy Spitsbergenu, są znacznie mniejsze w porównaniu z powstałymi w czasie plejstocénskich zlodowaceń i są posadowione bardzo nisko w profilu pionowym lodowców, na niewielkiej miąższości lodowej podstawie, bardzo blisko strefy subglacjalnej. Jednoznaczne potwierdzenie genezy inglacjalnej może okazać się trudniejsze, aniżeli w przypadku subglacjalnej. Rozpatrując genezę inglacjalną dla badanej formy musimy szukać dowodów w postaci deformacji pierwotnej struktury osadów. Mogą to być uskoki, ale liczyć się należy z przemieszaniem materiału i utratą charakterystycznych cech strukturalnych, jak warstwowanie czy gradacja ziaren. Ponadto litofacje budujące taką formę mogą nie różnić się zbytnio od form subglacjalnych.

Ozy powstające w środowisku supraglacjalnym.

Środowisko supraglacjalne powstawania form ozowych jest trzecim i najmniej prawdopodobnym, jeżeli chodzi o zachowanie formy. Ewolucja takiego koryta, polegająca na jego wcinaniu się w głąb lodu, może zostać zakończona sedymentacją charakterystyczna dla szczelin subaeralnych i, w związku z tym, może być trudna do rozpoznania. Wartą rozpatrzenia wskazówką może być często bardzo kręta forma koryt supraglacjalnych, wcinających się niemal do spągu lodowca, obserwowana na powierzchni współczesnych lodowców alpejskich, a której podobny styl jest również zaobserwowany w przypadku ozu Wzgórze Grzywa (Krupa 2006a). Trudno sobie wyobrazić powstanie kształtowanie się takiej formy w warunkach subglacjalnych, gdzie obecność lodu z boków i z góry i występujących w

związku z tym naprężen ogranicza możliwość poszerzania tunelu na boki do kształtu meandrów z bardzo wąskimi „szyjami”. Za formę supraglacialną w swojej pracy uznał oz Komierowo – Szywnaład (dziś oz komierowski i oz Szywnaład Przepałkowo) T. Murawski (1973), jednakże wykonane tam wiercenia (Pasierbski 2003) dowiodły złożenia osadów glaciofluwialnych w rynn timer wyciętej subglacialnie.

e. Podsumowanie

Z dotychczasowej literatury wynika, że większość zachowanych ozów to właśnie formy subglacialne, których geneza wiąże się ściśle z ładłodem aktywnym bądź stagnującym, lub też podlegającym recesji frontalnej, w czasie której ciągła dostawa rumoszu skalnego powoduje nadbudowywanie kolejnych sekwencji rdzeni ozowych czy też centrów (w myśl teorii G. de Geera, 1897). Problemem jest istnienie form poligenetycznych. Tutaj często powierzchniowa budowa formy sugeruje sedimentację w szczelinie otwartej. Często w ich budowie występują dużo drobniejsze, piaszczyste osady zamiast typowych dla subglacialnych litofacji żwirowych rdzeni, które mogą przypominać nawet osady kemów. Natomiast wykonane wiercenia ukazują często niewielkie ilości lub też brak gruboziarnistych osadów również w partiach „korzeniowych” badanych form, co nie znaczy, że nie mogą one być składane w środowisku subglacialnym, jeśli sprzyjają ku temu warunki hydrodynamiczne. Przyczyną może być brak wysokoenergetycznych przepływów, poza momentem wycięcia tunelu subglacialnego, co sugeruje istotną zmianę w stanie dynamicznym ładłodu. W takich sytuacjach należy też rozważyć małą dostępność grubszego źródła materiału pobieranego przez wody roztopowe do tunelu.

Literatura

- Ashley G. M., Warren W. P., 1997, The ice – contact environment, *Quaternary Science Reviews*, vol. 16, nr 7, str. 629-634.
- Banerjee I. B., McDonald B. C., 1975, Nature of esker sedimentation, [w:] Jopling A. V. i McDonald B. C. [red.], *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation: SEPM Special Publication 23*, str. 132-154.
- Przedsiębiorstwo Poszukiwania i Badań Torfu „Geotorf”, Warszawa.
- Boratyńska A., 1938, Oz wrzesiński, *Prace Kom. Geogr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk* (4).
- Boulton G. S., Zatsepin S., Maillot B., 2001, Analysis of groundwater flow beneath ice sheets, *SKA Technical Report TR-0106*.
- 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*, vol. 91, nr 1–4, str. 9-55.
- Brennand T. A., 2000, Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada, *Geomorphology*, vol. 32, nr 3–4, str. 263-293.
- Buraczyński J., Superson J., 1992, Ozy i kemy Kotliny Hrubieszowskiej (Wyż. Lubelska),

- Kwart. Geol. 36, str. 361-374.
- Buraczyński J., Superson J., 1995, Litogeneza ozów Wyżyny Lubelskiej, [w:] Sympozjum: Formy, Osady i Procesy Subglacjalne, str. 11-12, Toruń.
- Churski Z., 1964, Oz kurzętnicki, Zeszyty Naukowe UMK, Geogr. III, str. 57-71, Toruń.
- Clark P. U., Walder J. S., 1994, Subglacial drainage, eskers, and deforming beds under the Laurentide and Eurasian ice sheets, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, str. 304 – 314.
- Davies J. D., 1970, Early discoverers XXVIII: Richard Prior's 1699 description of an Irish esker, *Journal of Glaciology*, 9 (55), str. 147-148.
- Davis W. M., 1892, The subglacial origin of certain eskers, *Proceedings of the Boston Society of Natural History*, 25, str. 477-499.
- De Geer G., 1897, Om rullstensåsarnas bildningsätt, *Geol. Fören. Stockholm Förhand.*, 19, str. 366-388.
- Delaney C., 2001a, Morphology and sedimentology of the Rooskagh Esker, Co. Roscommon, *Irish Journal of Earth Sciences*, vol. 19, str. 5-22.
- Delaney C., 2001b, Esker Formation and the Nature of Deglaciation: the Ballymahon Esker, Central Ireland, *North West Geography*, vol. 1, nr 2, Manchester Geographical Society, str. 23-33.
- Delaney C., 2002, Sedimentology of a glaciofluvial landsystem, Lough Ree area, central Ireland, *Sedimentary Geology*, vol. 149, nr 1-4, str. 111-126.
- Fard A. M., Gruszka B., 2007, Subglacial conditions in a branching Saalian esker in north-central Poland, *Sedimentary Geology* nr 193, str. 33-46.
- Giles A. W., 1918, Eskers in the vicinity of Rochester, New York, *Proceedings of the Rochester Academy of Science*, 5, str. 161-240.
- Głodek J., 1952, Badania czwartorzędu Polski w latach 1900-1950, *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. 2, Warszawa.
- Holmes T. V., 1883, On eskers or kames, *The Geological Magazine*, 10, str. 438-445.
- Holst N. O., 1876-77, Om de glacial rullstensåsarne, *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 3 (31), str. 97-112.
- Jewtuchowicz S., 1962, Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu, *Acta Geogr. Lodz.* 11, ŁTN, Wydz. III, 79, Łódź.
- Kinahan G. H., 1864, The eskers of the central plain of Ireland, *The Dublin Quarterly Journal of Science*, 4, str. 109-112.
- Knight J., 2003, Geomorphic evidence for patterns of late Midlandian ice advance and retreat in the Omagh Basin, *Irish Geography*, vol. 36 (1), str. 1-22.
- Korn J., 1913, Über ein den Wongrowitz – Schockener Os, *Jb. D. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. 31 (1).
- Krupa A., 2006a, Oz Wielowicz – Wielowiczek (Oz Galona) geneza formy w świetle aktualnych badań, [w:] *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN, Dokumentacja Geograficzna nr 32, str. 167-170.
- Lencewicz S., 1927, Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla, *Prace PIG*, t.2, z.2., str. 66-226.
- Lewis W. V., 1949, An esker in process of formation: Böverbreen, Jotunheimen, 1947, *Journal of Glaciology*, 1 (6), str. 314-319.
- Levasseur D., 1995, Les Eskers: Essai de synthèse bibliographique, *Geographie physique et Quaternaire*, vol. 49, no. 3, str. 459-479.
- Malicki A., 1929, O poglądach na powstanie ozów, *Czasop. Geogr.*, t. 7, z. 2-3, Lwów, str. 66-79.
- Meier M. F., 1951, Recent eskers in the Wind River Mountains of Wyoming, *Proceedings of the Iowa Academy of Science*, 58, str. 291-294.
- Meehan R.T., 1999, Directions of ice flow during the last glaciation in counties Meath,

- Westmeath and Cavan, *Irish Geography*, vol. 32 (1), str. 26-51.
- Michalska Z., 1971, Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej, *Studia Geologica Polonica*, vol. XXXVI, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Murawski T., 1985, Oz Mąkowarsko - Kamionka, *Przegl. Geogr.*, t. LVII, z. 4, str. 621- 642.
- Nechay W., 1927, Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej, *Spraw. PIG*, 112, Warszawa, str. 124-177.
- Niewiarowski W., 1959, Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej, *Stud. Soc. Sci. Torun.*, vol. 4, nr 1, Toruń.
- Nye J. F., 1973, Water at the bed of the glacier: Symposium on the Hydrology of Glaciers, International Association of Scientific Hydrology, Publications, Cambridge, v. 95, str. 189-194.
- Okołowicz W., 1934, Oz szeszkiński, *Zabytki Przyr. Nieożywionej*, Warszawa.
- Pasierbski M., 2003, Rzeźba, budowa wewnętrzna i mechanizm przekształceń wiećborskiej strefy marginalnej (Relief, internal structure and mechanisms of transformations of the Więcbork marginal zone), *Top Kurier*, Toruń.
- Philipp H., 1912, Über eine rezente alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Oser, *Z. d. Deutschen Geol. Gesell.*, Bd. 64.
- Pietkiewicz S., 1928, Pojezierze Suwalszczyzny zachodniej, *Przegl. Geogr.*, t. VIII.
- Price R. J., 1966, Eskers near Casement Glacier, Alaska, *Geografiska Annaler*, section A, 48 (3), str. 111-125.
- Roszkówna K., 1951, Oz chełmżyński, *Stud. Soc. Sci. Torun.*, vol. 1 nr 1, str. 1-16.
- Rotnicki K., 1960a, Przegląd zagadnień dotyczących ozów, *Czasop. Geogr.*, t. 31, z.2, Poznań, str. 191 – 218.
- Rotnicki K., 1960b, Oz bukowsko-mosiński, *Prace Kom. Geogr. Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, t. 2, z. 2, Poznań.
- Rust B. R., Romanelli R., 1975, Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada, [w:] Jopling A. V. i McDonald B. C. [red.], *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation: SEPM Special Publication 23*, str. 177-192.
- Skompski S., 1963, Ozy Kotliny Płockiej, *Przegl. Geogr.*, t. XXXV, z. 3-4, str. 363-386.
- Saunderson H. C., 1975, Sedimentology of the Brampton esker and its associated deposits: an empirical test of theory, [w:] Jopling A. V. i McDonald B. C. [red.], *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation: SEPM Special Publication 23*, str. 155-176.
- Stokes J. C., 1958, An esker-like ridge in process of formation, Flatisen, Norway, *Journal of Glaciology*, 3 (24), str. 286-290.
- Strandmark P. W., 1885, Om rullstenbildningarne och sättet, hvarpå de blitvit danade, *Läroverket Helsingborg läsåret*, str. 3-28.
- Szupryczyński J., 1963, Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców Południowego Spitsbergenu, *Prace Geograficzne nr 39*, Inst. Geogr. PAN, PWN, Warszawa.
- Szupryczyński J., 1965, Eskers and kames in the Spitsbergen areas, *Geogr. Pol.*, 6, str. 127-140.
- Terpiłowski S., 2008, Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia Warty, *Wyd. UMCS*, Lublin.
- Törnebohm A. E., 1872, Några anmärkningar med anledning af Dr P. A. Levins uppsats "Tankar om de skandinaviska sandåsarnes bildning", *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 1 (4), str. 55-60.
- Warren W. P., Ashley G. M., 1994, Origins of the ice – contact stratified ridges (eskers) of Ireland, *Journal of Sedimentary Research A: Sedimentary Petrology and Processes*, vol. A64, nr 3.
- Wysota W., 1990, Geneza ozu nowodworskiego, w świetle analizy strukturalnej jego osadów,

AUNC, Geogr.22, Toruń, str. 3-22.
Zaborski B., Ozy między Grójcem i Odrzywołem, Przegl. Geogr., t.VI. str. 129-133.