

SESJE TERENOWE

SESJA TERENOWA I

Trasa: Stara Kiszewa – Chwarzno – Wygonin – Boże Pole Szlacheckie – Wieck – Odry – Stara Kiszewa

Stanowisko 1 – Chwarzno

MORFOGENEZA OZU

Mirosław BŁASZKIEWICZ¹, Olaf JUSCHUS², Adam KRUPA³

¹ Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

² Technische Universität, Berlin

³ Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Strefę marginalną fazy pomorskiej w rejonie Starej Kiszewy wyznacza sedimentacyjna krawędź proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego. Będzie ona bliżej przedstawiona przy omawianiu stanowiska 2 – Wygonin. Z krawędzią tą jest związana forma wałowa, która będzie dalej określana jako oz koło Chwarzna wraz ze stanowiskiem 1 – Chwarzno.

Położenie i morfologia

Oz koło Chwarzna znajduje się w strefie bezpośredniego zaplecza fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia (fig. 1). Ma on kształt ciągłego i nieco krętego wału o falistej linii grzbietowej o długości około 1300 m i szerokości wahającej się między 70 a 200 m (fig. 2). Wał ozowy biegnie z kierunku NE na SW. Jest to forma o wysokości względnej sięgającej od około 2 do maksymalnie 15 m, zwłaszcza po stronie północnej, gdzie przylegają do niej zagłębienia wytopiskowe. Północnowschodni kraniec ozu, będący jednocześnie jego początkiem, ginie w osadach sandrowych, które otaczają oz niemal na całej jego długości. Jedynie w części południowozachodniej występują osady glacialne w postaci gliny zwałowej oraz spływowe osady morenowe. W bliskim położeniu od południowo-zachodniego krańca ozu występuje również wzgórze moreny czołowej (Błaszkiwicz, 2005b).

Oz, mający postać wyraźnego i wąskiego wału, w części końcowej przyjmuje kształt o stosunkowo połączonych stokach, przy szerokości dochodzącej do około 200 m. Oś tego odcinka stanowi zaznaczony w topografii dość wąski grzbiet o wysokości 2–3 m, przy czym pozostała część stoków wału jest w stosunku do partii osiowej obniżona, a jego stoki łagodnie opadają w kierunku podstawy formy. Morfologicznie wydaje się być to zakończeniem formy w postaci stożka rozwiniętego w poszerzonym ujściu tunelu lodowego (fig. 2).

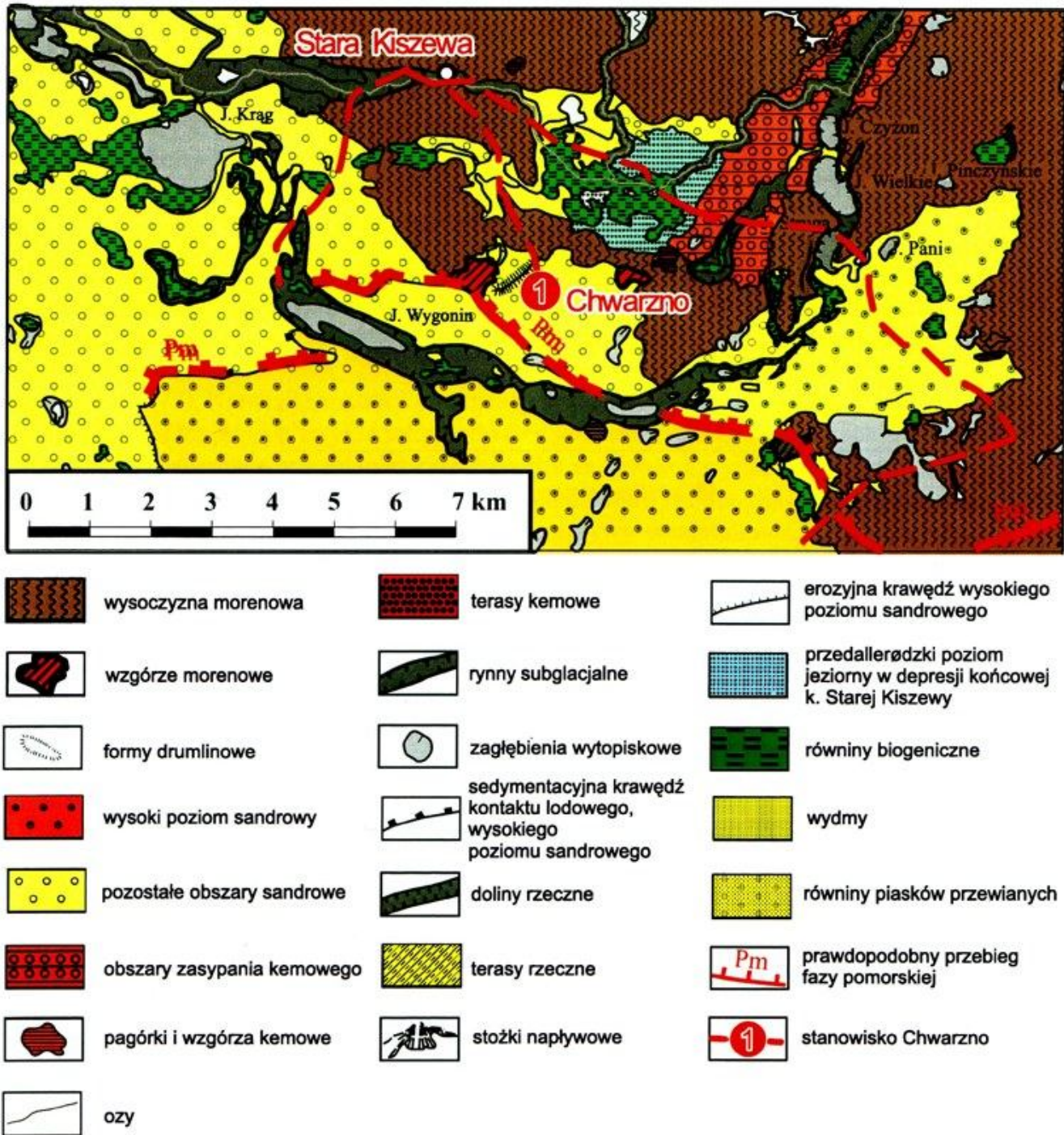


Fig. 1. Fragment szkicu geomorfologicznego rejonu Chwarzno (Błaszkiwicz, 2005b)

Budowa geologiczna

Reprezentatywne dla analizowanej jednostki geomorfologicznej jest prawie 30-metrowe odsłonięcie zlokalizowane na południowy wschód od jeziora Chwarzno. Strop odsłonięcia znajduje się na wysokości około 150 m n.p.m. Cechą charakterystyczną odsłoniętej serii fluwioglacjalnej jest wyraźnie zaznaczająca się ogólna tendencja zmniejszania się frakcji ziaren ku jej stropowi (fig. 3). W partii spągowej serii zdecydowanie dominują masywne litofacje gwałowo-żwirowe i żwirowe o rozproszonym szkielecie ziarnowym w materiale piaszczystym bądź piaszczysto-ilastym – Gm, GDM. Lokalnie, szczególnie w obrębie części stropowych litofacji masywnych, zaznacza się bardzo słabo wyrażone warstwowanie poziome. W górnej części partii stropowej odsłonięcia litofacje masywne tworzą głównie gruboziarniste żwirowe litofacje masywne o zwartym szkielecie ziarnowym. W obrębie członu środkowego odsłoniętej serii fluwioglacjalnej żwirowe litofacje masywne o zwartym szkielecie

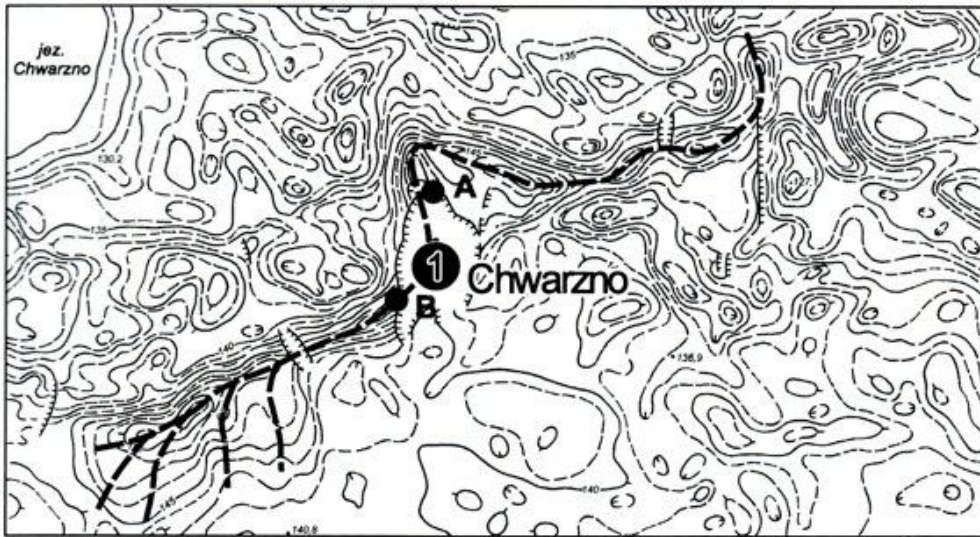


Fig. 2. Lokalizacja stanowiska 1 – Chwarzno

— linia grzbietu ozu z deltowym zakończeniem ① lokalizacja stanowiska
 ● A profile A i B (fig. 2)

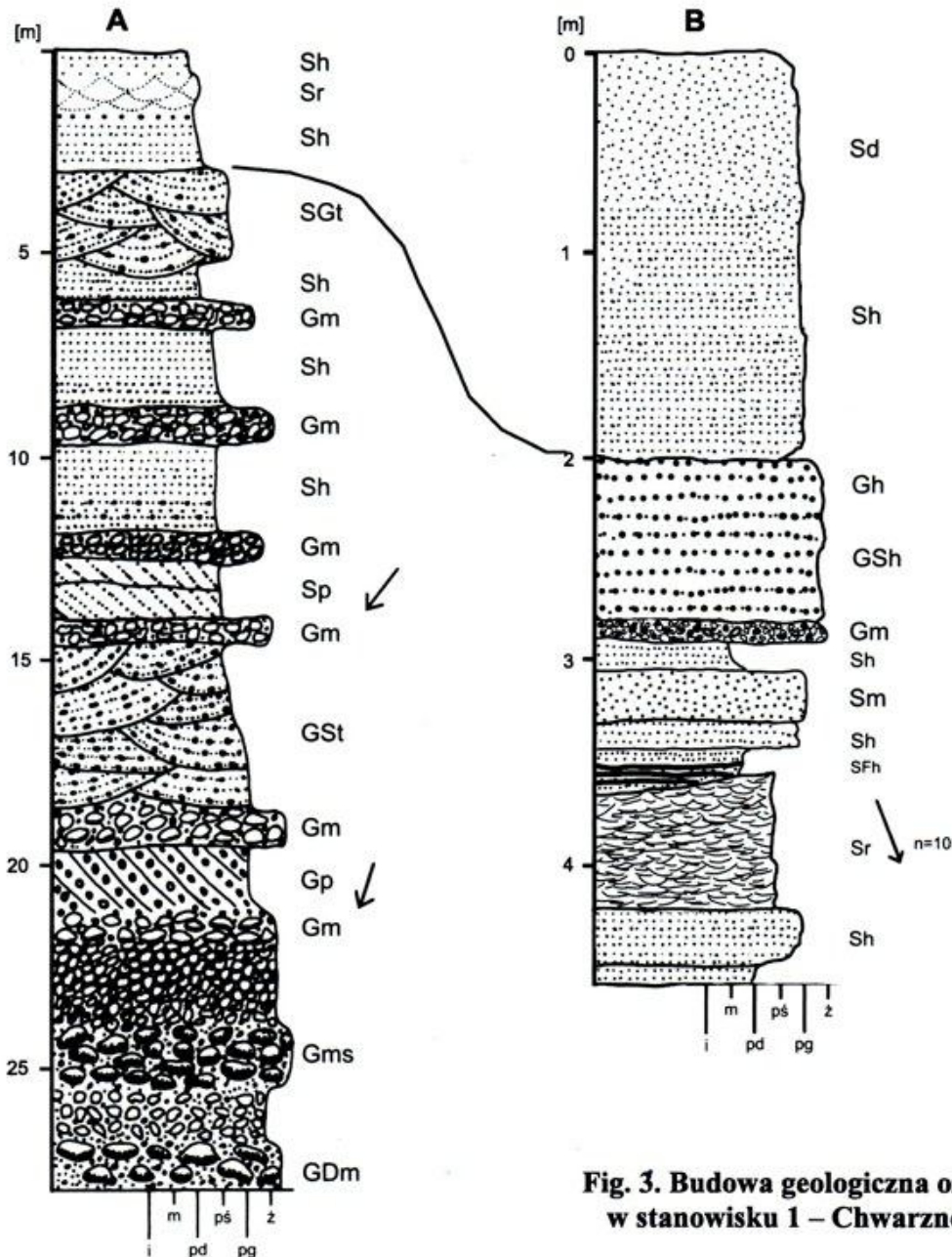


Fig. 3. Budowa geologiczna ozu w stanowisku 1 – Chwarzno

ziarnowym występują już akcesorycznie, natomiast główną rolę przejmują żwirowo-piaszczyste litofacje przekątne – głównie rynnowe, rzadziej tabularne. Z kolei partia stropowa serii jest zdominowana przez litofacje piaszczyste o warstwowaniu poziomym. Obocznie występują także w zestawach rynnowych żwiry drobnoziarniste rozproszone w piaskach drobno- i średnioziarnistych, a także niewielkiej miąższości żwiry masywne.

Interpretacja

Występujące w dolnej części serii litofacje masywne o rozproszonym szkielecie ziarnowym są efektem szczególnie wysokoenergetycznych przepływów. Osady tzw. „brudnych żwirów” (litofacje GDm), są charakterystyczne dla przepływów hiperkoncentrycznych w warunkach całkowitego wypełnienia średnicy tunelu wodą i niesionym materiałem (tzw. *full-pipe flow* – Nemec, Steel, 1984; Saunderson, 1977). Niewielki spadek kompetencji prądu spowodował „zamrożenie” osadu w postaci litofacji Gm i GDm. Są one zwykle interpretowane jako utworzone w warunkach subglacjalnych.

Litofacje występujące w nadległej części profilu są również wynikiem sedymentacji prądowej. Masywne żwiry gruboziarniste o zwartym szkielecie ziarnowym oraz żwirowo-piaszczyste litofacje przekątne charakteryzują wysokoenergetyczne przepływy wezbraniowe. Charakterystyczna przemienność tych litofacji w profilu pionowym była odbiciem zmieniających się w czasie warunków ablacji. Górna część profilu jest już związana ze stabilizacją warunków hydrodynamicznych odpływu sandrowego, a następnie jego stopniowym zamieraniem.

W północnej części odsłonięcia, w strefie zboczowej wału ozowego, na kontakcie z obniżeniem końcowym, w trakcie eksploatacji kruszywa obserwowano występowanie uskoków normalnych o wielkościach zrzutu dochodzących do 3 m. W wyniku tak dużego przemieszczenia nastąpiło prawie całkowite przemieszanie materiału w zrzuconych, północnych skrzydłach. Bieg płaszczyzn uskoko- wych jest prawie zgodny z przebiegiem linii grzbietowej ozu w miejscach obserwacji.

Przedstawiona budowa ozu pozwala na określenie prawdopodobnych etapów jego powstania. Wraz z postojem lądolodu rozwinęła się sieć odpływu wód roztopowych, których śladem są obserwowane dzisiaj rynny subglacjalne i ozy, jak również powierzchnie sandrów. Pierwszym etapem formowania się ozu było powstanie subglacjalnej rynny, którą woda roztopowa odpływała na zewnątrz lądolodu, na co wskazuje zakorzenienie formy, co najmniej 15 m poniżej obecnej powierzchni terenu. O wysokoenergetycznych przepływach świadczą osady nagromadzone w części rdzeniowej formy, zwłaszcza masywne diamiktyty żwirowe, zdeponowane w wyniku gwałtownego spadku energii płynącej wody w tunelu subglacjalnym. Taka sytuacja mogła powtarzać się częściej, co miałyby związek z rytmem ablacji lądolodu, jednak mógł to być jednorazowy epizod spływu wody roztopowej nagromadzonej w kavernach subglacjalnych czy nawet supraglacjalnych jeziorach (Nye, 1976; Walder, 1986). W ten sposób nadbudowywane było tzw. jądro ozowe zarówno w profilu pionowym, jak i wzdłuż tunelu.

Stopniowa degradacja strefy krawędziowej lądolodu wpłynęła na zmiany warunków hydrodynamicznych w tunelu, który najprawdopodobniej uległ częściowemu lub całkowitemu zasypaniu osadami. Strop tunelu mógł ulec wytopieniu i/lub zawaleniu i w końcowym etapie aktywności lądolodu sedymentacja osadów fluwioglacjalnych odbywała się już w otwartej szczelinie (etap 2). Na taką zmianę wskazują osady piaszczystych litofacji, zdeponowanych w warunkach wysokoenergetycznych, ale płytkich przepływów warstwowych, które funkcjonowały w poszerzającej się szczelinie. O przepływach o małej energii świadczą piaski zdeponowane w formie ripplemarków. Serię osadów fluwioglacjalnych ozu wieńczą litofacje Sh i Sr. Na powierzchni ozu nie stwierdzono osadów morenowych, a opisane uskoki normalne o dużych zrzutach wskazują na stopniowe wytapianie się ścian wspierających osad nagromadzony w części szczelinowej formy (etap 3).

W dalszej kolejności oz odsłonięty spod lodu podlegał nieznacznym przekształceniom w warunkach peryglacjalnych. Dotyczyło to zwłaszcza powierzchni grzbietowej, gdzie napotkano stosunkowo liczne graniaki z dość wyraźnie wykształconą jedną krawędzią.

Przedstawiony model powstania badanego ozu wykazuje podobieństwo do form ozowych z obszaru Pojezierza Krajeńskiego, szczególnie tych o złożonej genezie (Krupa, 2010).