

**Michał Pasierbski** Adam Krupa

Instytut Geografii Uniwersytetu Kazimierza Wielkiego  
w Bydgoszczy

---

## **Systemy drenażu i odwodnienia lądolodu podczas vistulianu na przykładzie Pojezierza Krajeńskiego**

Drainage systems of the vistulian ice sheet at the example  
of Krajna Lake District

---

**Zarys treści:** Autorzy w oparciu o badania terenowe i analizę map zrekonstruowali system drenażu i odwodnienia lądolodu podczas vistulianu na Pojezierzu Krajeńskim (rys. 2). Z rekonstrukcji tej wynika m.in., że występują tu dwa różne (często krzyżujące się) kierunki rynien subglacjalnych (rys. 3), które funkcjonowały na granicy lądolodu z podłożem. Pierwszy z nich o przebiegu południkowym wyprowadzał wody roztopowe na zewnątrz lądolodu. Rynny drugiego kierunku (równoleżnikowy), znacznie późniejsze od poprzedniego, znalazły swoje ujście w subglacjalnych jeziorach. Konsekwencją tego odpływu był z jednej strony rozwój różnej wielkości i kształtu delt w podlodowych jeziorach, a z drugiej strony jednak spowodował on słaby rozwój sandrów.

**Słowa kluczowe:** Pojezierze Krajeńskie, vistulian, drenaż wewnętrzny, subglacjalne jeziora

**Abstract:** The authors, based on field research and analysis of maps reconstruct drainage system of the ice sheet during vistulian on the Krajna Lake District (Fig. 2). The reconstruction of this result, among others, that there are two different (often intersecting) lines of subglacial channels (Fig. 3), which operated on the ice sheet – substrate border. The first one on the course of meridian rerouted the meltwater outside the ice sheet. Channels of the second direction (latitudinal), much later then the previous one, found their outlet in the subglacial lakes. The consequence of this outflow was on the one hand the development of different sizes and shapes deltas in the subglacial lakes, and on the other hand, however, caused a significant loss of outwash.

**Key words:** Krajna Lake District, vistulian, internal drainage, subglacial lakes

### **Wprowadzenie**

Od czasu, kiedy duński geolog N.V. Ussing (1903) ustalił związek rynien subglacjalnych z sandrami uważano, iż odwodnienie lądolodu miało zawsze

kierunek zewnętrzny. Znalazło to odbicie w podalpejskiej serii glacialnej A. Pencka, a następnie w pracach P. Woldstedta (1923); K. Grippa (1964); R. Galona (1965, 1972, 1982); S. Kozarskiego (1966/67); H. Liedtkego (1975) oraz w bardzo licznych opracowaniach dotyczących przebiegu deglacjacji różnych obszarów zlodowaconych w plejstocenie. Tymczasem odkrycie przez autorów na badanym obszarze śladów podlodowych jezior (Pasierbski, Krupa, 2009) oraz całego systemu sieci subglacialnych tuneli pokazuje, że znaczna część wód roztopowych gromadziła się w podlodowych zbiornikach, gdzie tworzyła swoiste delty. Stąd też obszary takie wykazują zazwyczaj słaby rozwój sandrów (sandry wymuszone) lub są ich całkowicie pozbawione. Ponadto, liczne mniejsze tunele subglacialne zostały wypełnione niesionym osadem i stąd zapisem drenażu lądolodu w tych miejscach są ozy (Krupa, 2010).

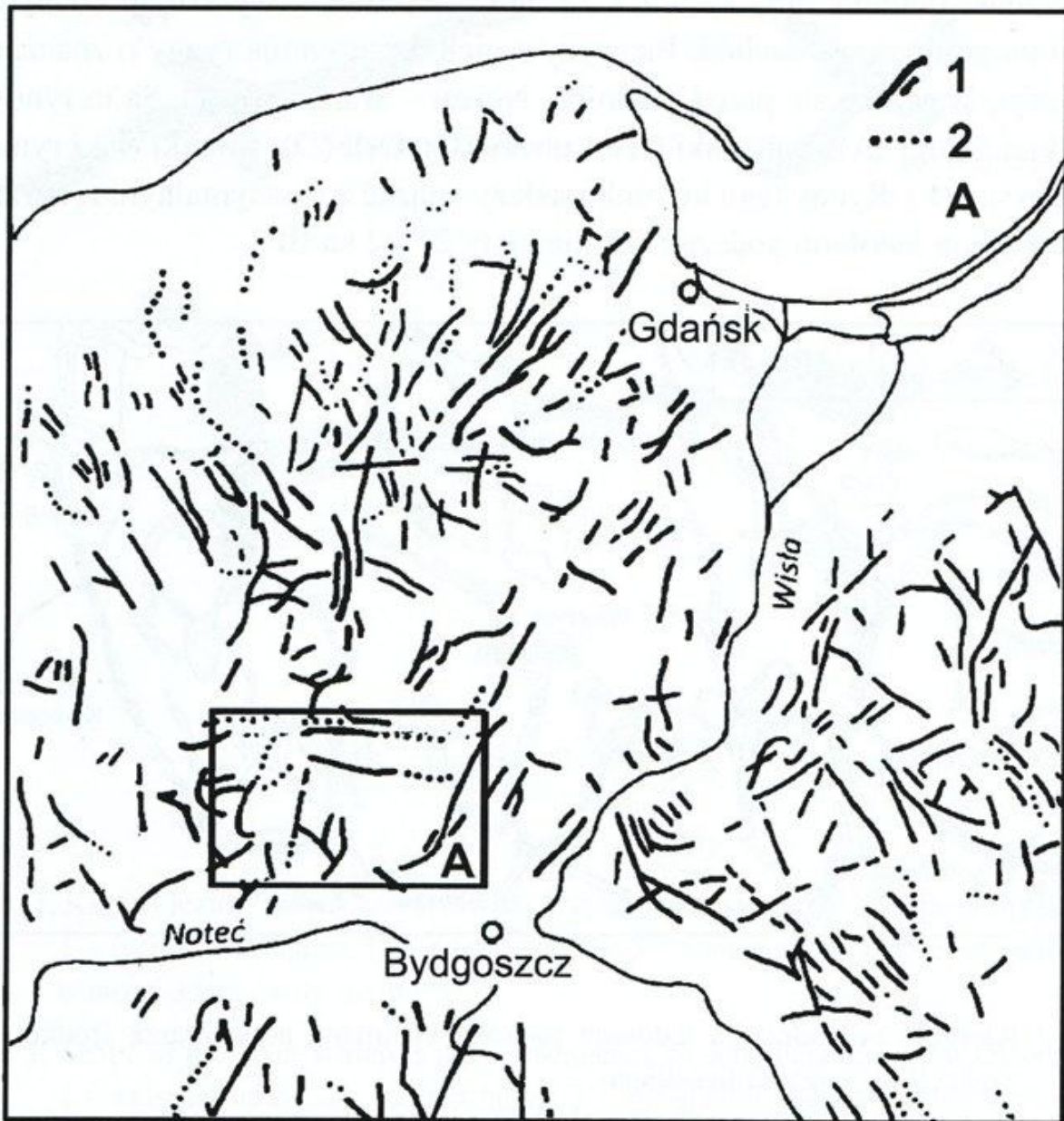
### **Obszar i przedmiot badań**

Obszar badań obejmuje środkową część Pojezierza Krajeńskiego między sandrami Brdy na wschodzie, Gwdy na zachodzie, rynną Kamionki na północy i linią Łobzenica – Mroczka na południu (rys. 1). Przedmiotem badań są natomiast kierunki rynien subglacialnych, ich przestrzenne rozmieszczenie, ujściowe odcinki tuneli i delty powstałe w podlodowych jeziorach. Ponadto autorzy zwracają uwagę na zjawisko krzyżowania się rynien oraz krzyżowania się rynien z ozami, stwarza to bowiem możliwość ustalenia kolejności tworzenia się rynien o odmiennych kierunkach.

### **Kierunki rynien i form ozowych**

Analizując mapy geomorfologiczne, na których występują zarówno rynny subglacialne, jak i wały ozów nie zawsze zdajemy sobie sprawę z faktu, że zarówno jedne, jak i drugie stanowiły integralną sieć rzeczną, która funkcjonowała na granicy lądolodu z podłożem. Ona też decydowała o kierunku odpływu wód roztopowych, tworzeniu się sandrów lub powstawaniu ozów (rys. 2). Po raz pierwszy kartograficzny obraz rozmieszczenia rynien subglacialnych na obszarze ostatniego zlodowacenia w Polsce przedstawił R. Galon (1965). Była to olbrzymia praca, wykonana na mapach topograficznych w skali 1: 100 000, a następnie odpowiednio pomniejszona. Stąd też zaledwie fragment tej mapy widoczny jest na załączonym rysunku (rys. 1). Uzyskany obraz przedstawia sieć linii różnej długości, często równoległych do siebie bądź też rozchodzących się promieniście, a nawet krzyżujących się i do złudzenia przypomina mapę rys lodowcowych G. Glückerta (1974) dla Półwyspu Skandynawskiego. Jak się okazuje, nie tylko rysy lodowcowe odzwierciedlają

kierunki ruchu lądolodu, czynią to również rynny subglacjalne. Było o tym wiadomo już na początku ubiegłego wieku za sprawą N.V. Ussinga (1903) i P. Woldstedta (1923). W późniejszym czasie zagadnienie to rozwinął R. Galon (1965). Jego zdaniem, rynny subglacjalne odzwierciedlają generalny kierunek ruchu lądolodu i często były niezależne od lokalnych linii postojowych. Natomiast zjawisko krzyżowania się rynien wiązało on z oscylacjami krawędzi lodowej.



Rys. 1. Kierunki i rozmieszczenie rynien subglacjalnych na obszarze ostatniego zlodowacenia według Galona (19566) – fragment większego opracowania.

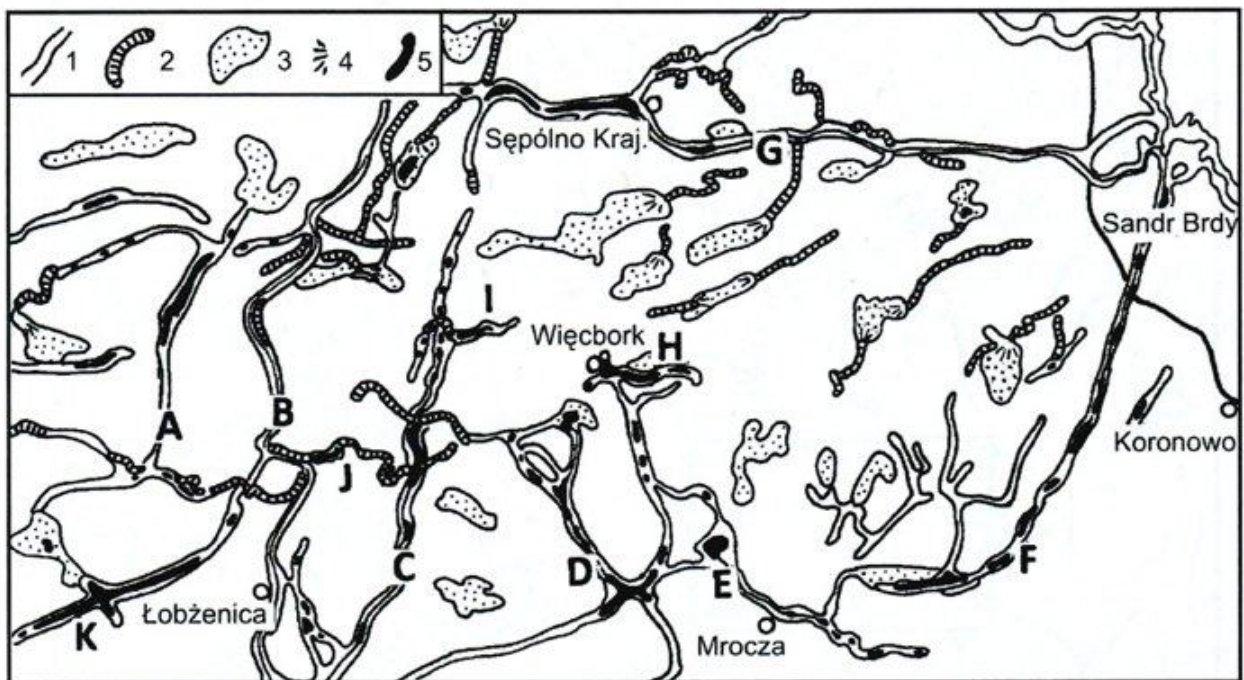
1 – rynny subglacjalne; 2 – rynny subglacjalne przekształcone przez rzeki;  
A – obszar opracowania

Fig. 1. Directions and location of the subglacial channels on the last glaciation area by Galon (1965) – fragment of a larger map.

1 – subglacial channels; 2. subglacial channels transformed by the rivers;  
A – area of research

Równoległe ułożenie rynien w stosunku do kierunku płynięcia lodu, niewyrównany, z licznymi przegłębieniami przebieg profilu podłużnego rynien, mają związek z przepływem wody roztopowej w tunelach pod ciśnieniem hydrostatycznym jak najkrótszą drogą w kierunku krawędzi lądolodu.

Wśród bardzo licznych rynien subglacialnych występujących na badanym obszarze (rys. 2) można zauważyć generalnie dwa różne kierunki, a mianowicie: kierunek północ – południe, przechodzący w części południowej w ułożenie radialne oraz kierunek zachód – wschód, z wyraźnym odchyleniem na południowy zachód. Pierwszy z nich reprezentują rynny o znacznej długości, kończące się przed pradoliną Noteci – Warty (rys. 1). Są to rynny: Skickiej Strugi (A), Łobżonki (B), Lubczy (C), Orli (D), Rokitki (E) i rynna byszewska (F). Rynny tego kierunku należy wiązać z maksymalnym rozprzestrzenieniem lądolodu podczas vistulianu, tj. 21-22 ka BP.



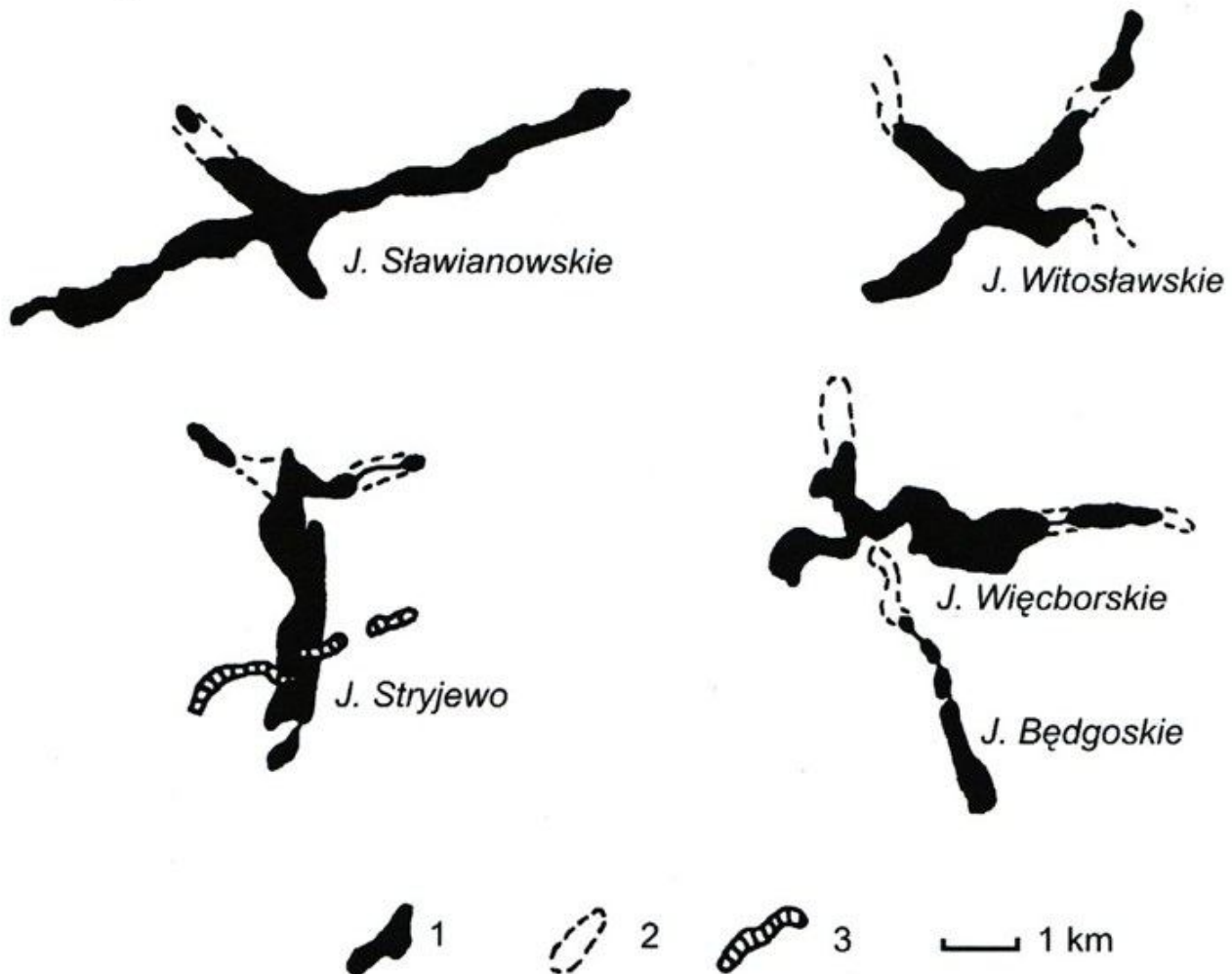
Rys. 2. Kierunki odwodnienia lądolodu podczas vistulianu na obszarze środkowej części Pojezierza Krajeńskiego.

1 – rynny subglacialne; 2 – tunele sub- i inglacialne zasypane rumowiskiem; 3 – subglacialne jeziora; 4 – delty; 5 – jeziora współczesne; A – rynna Skickiej Strugi; B – rynna Łobżonki; C – rynna Lubczy; D – rynna Orli; E – rynna byszewska; G – rynna Sępolenki; H – rynna więcborska; I – rynna Jez. Zakrzewskiego; J – rynna jez. Ostrowitego; K – rynna Jez. Sławianowskiego

Fig 2. Directions of the vistulian ice sheet drainage on the middle Krajna Lake District.

1 – subglacial channels; 2 – sub- and inglacial tunnels filled with sediment; 3 – subglacial lakes; 4 – deltas; 5 – modern lakes; A – Skicka stream subglacial channel; B – Łobżonka river subglacial channel; C – Lubcza river subglacial

channel; D – Orla stream subglacial channel; E – Rokitka river subglacial channel; F – Byszewo subglacial channel; G – Sępolenka river subglacial channel; H – Więcbork subglacial channel; I – Zakrzewskie Lake subglacial channel; J – Ostrowie Lake subglacial channel; K – Sławianowskie Lake subglacial channel



Rys. 3. Kształt jezior będący następstwem krzyżowania się rynien subglacjalnych:  
1 – jeziora istniejące; 2 – jeziora zanikłe; 3 – tunele subglacjalne wypełnione rumowiskiem (wały ozów)

Fig. 3. Shape of the lakes which is the consequence of subglacial channels crossing:  
1 – existing lakes; 2 – extinct lakes; 3 – subglacial channels filled with sediment (eskers)

Drugi kierunek jest przynajmniej częściowo prostopadły do poprzedniego i reprezentują go rynny znane z literatury jako marginalne (Galon, 1952). Rynny te zostały utworzone podczas szybkiego nasunięcia lądolodu (szarża) poprzedzającego fazę pomorską, tj. 16,8 ka BP. Najdłuższą z nich jest rynna Sępolenki (G), a następne to: rynna więcborska (H), Jez. Zakrzewskiego (I), jez. Ostrowitego (J) i Jez. Sławianowskiego (K). Rynny tego kierunku są

generalnie krótsze i kończą się ślepo lub w ich przedłużeniu występują wały ozowe. Tego rodzaju przykład przemiennego występowania rynien i ozów, ułożonych linijnie w jednym ciągu, można znaleźć w kilku miejscach na Pojezierzu Krajeńskim (rys. 2). Występują one zarówno na kierunku równoleżnikowym (częściej), jak i południkowym (rzadziej).

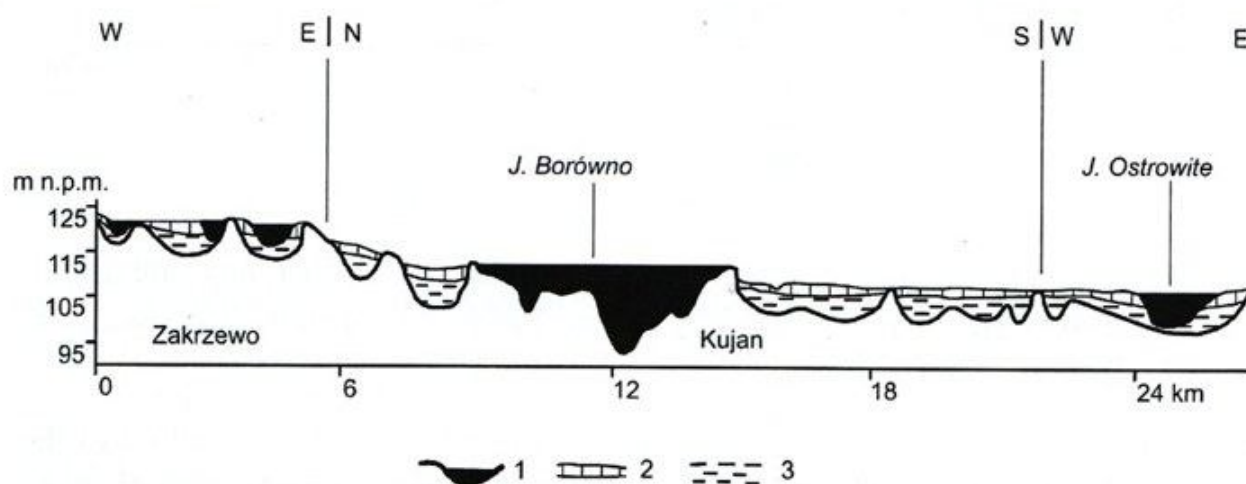
W licznych miejscach na Pojezierzu Krajeńskim występuje zjawisko krzyżowania się tych dwóch kierunków rynien. Jeżeli jednak zachodzi ono w miejscach, gdzie rynny pozbawione są jezior, wtedy zostaje ono niezauważone. Natomiast tam, gdzie rynny krzyżują się w obrębie jezior (rys. 3), wtedy linia brzegowa jeziora jest bardziej urozmaicona i ma to w efekcie wydźwięk krajobrazowy. Wśród przedstawionych tu czterech przykładów krzyżowania się rynien, najbardziej czytelne są niecki jezior Sławianowskiego i Witosławskiego (rys. 3). Przyjmują one kształt nieregularnej litery „X”. Natomiast w przypadku pozostałych jezior, tj. Więcborskiego i Stryjewa, można zaobserwować krzyżowanie się rynien pod kątem prostym (jez. Stryjewa) lub zbliżonym do niego (Jez. Więcborskie). Rynna Jeziora Więcborskiego tylko od strony północnej wykazuje kierunek południkowy, który na tym odcinku jest fragmentem rynny o przebiegu północ-południe, do której od południa nawiązuje rynna Rokitki z częściowo zarastającymi jeziorami leśnymi oraz Będgoskim.

Niezwykle interesująco przedstawia się natomiast kształt jez. Stryjewa, położonego w rynnie Lubczy (C). Tutaj oprócz krzyżowania się rynien prawie pod kątem prostym – część północna (rys. 3) można zaobserwować także wał ozowy „przekraczający” nieckę jeziorną na podobieństwo nasypu kolejowego (rys. 2, 3). Taki układ wału ozowego w stosunku do rynny subglacjalnej dowodzi, że podczas tworzenia się ozu rynna już istniała, lecz była konserwowana przez lód zimowy. Wytapianie się lodu doprowadziło do częściowej deformacji i przerwania wału ozowego. To spostrzeżenie ma niewątpliwie swój wydźwięk morfogenetyczny, ponieważ pokazuje ono dwa różne nasunięcia lądolodu podczas vistulianu na obszarze Pojezierza Krajeńskiego. Ponadto potwierdza ono słuszność koncepcji R. Galona (1965), który prawie pół wieku temu upatrywał przyczynę krzyżowania się rynien w procesie oscylacji krawędzi lodowej. Jednakże wówczas taki pogląd był nie tylko krytykowany, lecz wręcz źle widziany przez zwolenników tzw. deglacjacji arealnej (Bartkowski, 1972 i in.).

### **Topografia pierwotnego dna rynien subglacjalnych**

Ukształtowanie dna rynien subglacjalnych w znacznym stopniu maskują obecnie osady jeziorne, torfowe, deluwia, jak również istniejące jeszcze

jeziora. Stąd też współczesne dno rynien subglacjalnych jawi się jako powierzchnia w miarę wyrównana, poprzedzielana taflami jezior i niewykazująca spadku, tak charakterystycznego dla dolin rzecznych. Tymczasem po usunięciu z nich osadów torfu i gytii odsłania się wyjątkowo urozmaicona rzeźba dna rynien, którą umownie nazywamy pierwotną. Rzeźbę tę tworzą różnej wielkości niecki i kotły rozdzielone progami (rys. 4, 5, 6). Mają one zazwyczaj kształt owalny, rzadziej okrągły i tylko incydentalnie spotyka się niecki wydłużone, które i tak ujawniają obecność drugorzędnych progów w dnie.

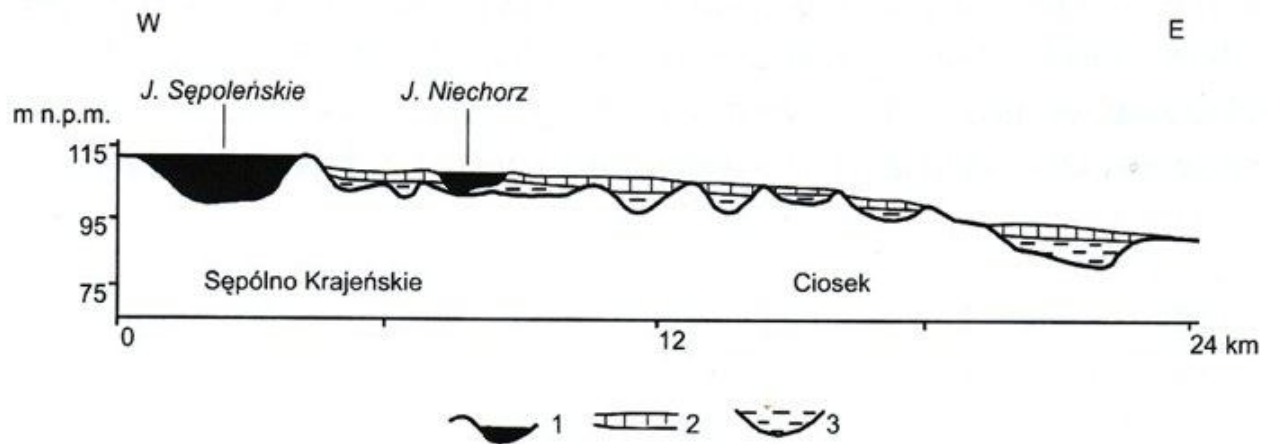


Rys. 4. Profil podłużny subglacjalnej rynny Skickiej Strugi według Prusaka (1989) zmieniony: 1 – dno rynny subglacjalnej utworzonej przez erozję wody płynącej pod ciśnieniem hydrostatycznym; 2 – torf; 3 – gytia

Fig. 4. Longitudinal profile of the Skicka stream subglacial channel by Prusak (1989), revised version: 1 – bottom of the subglacial channel formed by erosion of water flowing under hydrostatic pressure; 2 – peat; 3 – gyttja

W niniejszym opracowaniu ukazano pierwotną rzeźbę den zarówno rynien o kierunku północ – południe, jak i tzw. rynien marginalnych, tj. prostopadłych do nich. Skicka Struga, która stanowiła m.in. przedmiot badań, łączy w sobie obydwa kierunki rynien. Widać to szczególnie dobrze na przekroju podłużnym (rys. 4), gdzie górny odcinek Skickiej Strugi ma początkowo kierunek zachód – wschód, następnie północ – południe i ponownie zachód – wschód. Z tego przekroju wynika ponadto, że na odcinku 25 km występuje aż 14 różnej wielkości niecek i kotłów, wypełnionych w większości gytją i torfem. Poszczególne niecki mają zróżnicowaną głębokość od 8 do 30 m i w niektórych z nich występują jeszcze zanikające jeziora, np. w okolicy Zakrzewa. Odrębny problem stanowi tu jez. Borówno, którego poziom uległ

zmianie w czasie budowy linii kolejowej Więcbork – Złotów (Pasierbski, 1994). Tym niemniej w topografii dna jeziora widoczne są trzy wyraźne przełębienia o charakterze kotłów.



Rys. 5. Profil podłużny subglacialnej rynny Sępolenki: 1 – dno rynny subglacialnej utworzonej przez erozję wody płynącej pod ciśnieniem hydrostatycznym; 2 – torf; 3 – gytja

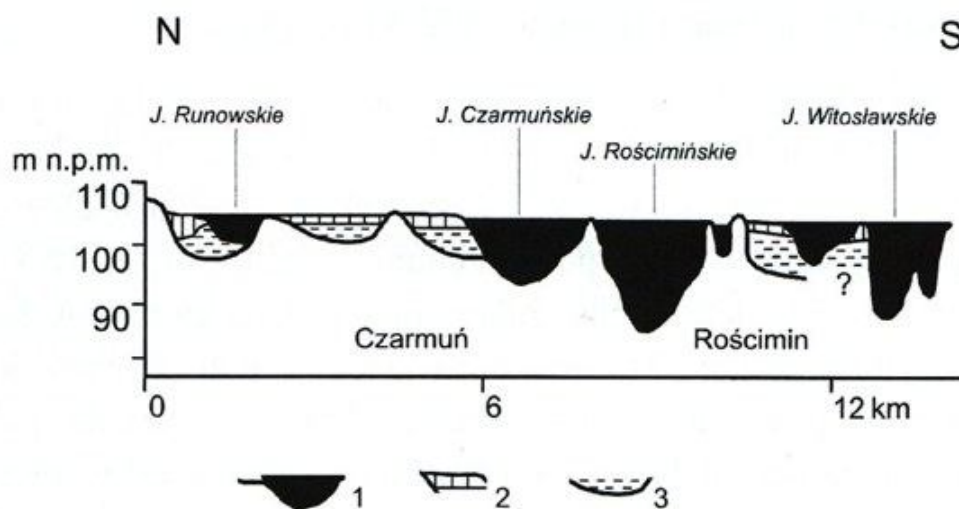
Fig. 5. Longitudinal profile of the Sępolenka subglacial channel: 1 – bottom of the subglacial channel formed by erosion of water flowing under hydrostatic pressure; 2 – peat; 3 – gyttja

Następną z analizowanych form jest rynna Sępolenki (rys. 2), która jest jednocześnie najdłuższą rynną o przebiegu równoleżnikowym (zachód – wschód) na Pojezierzu Krajeńskim. Z jej przekroju podłużnego (rys. 5) wynika, że oprócz istniejących w niej jeszcze dwóch jezior (Sępoleńskie i Niechorz), było tam także 7 innych. O ich obecności świadczą nie tylko nieckowate zagłębienia widoczne na przekroju (rys. 5), lecz przede wszystkim obecność gytii, na której zalega torf. Osady te maskują owe zagłębienia, dając wyrównaną współczesną powierzchnię rynny. Przeciwnieństwem dla marginalnej rynny Sępolenki jest górny odcinek rynny Orli poniżej Jez. Więcborskiego. Rynna ta ma około 14 km długości, kierunek południkowy oraz wyjątkowo urozmaicone dno (rys. 6). W jej dnie daje się zauważyć 7 zmiennej wielkości niecek. Aż w sześciu z nich występują jeszcze jeziora, tj. Runowskie, Czarmuńskie, Rościmińskie Duże, Rościmińskie Małe i Witosławskie. Kształt Jez. Witosławskiego jest wynikiem krzyżowania się dwóch różnych kierunków rynien (rys. 2, 3).

Porównując ukształtowanie pierwotnego dna rynien o kierunku południkowym (północ – południe) i równoleżnikowym (tzw. rynny marginalne) trudno dostrzec w ich rzeźbie jakąkolwiek różnicę. Może to nasuwać przy-



puszczenie, że proces, który uformował zarówno jedne, jak i drugie był tożsamy, a rynny o kierunku równoleżnikowym lub do niego zbliżonym tworzyły się w strefie marginalnej lądolodu, a nie bezpośrednio u jego krawędzi.



Rys. 6. Profil podłużny subglacialnej rynny Orli według Mizery (1992) zmieniony:  
1 – dno rynny subglacialnej utworzonej przez erozję wody płynącej pod ciśnieniem hydrostatycznym; 2 – torf; 3 – gytia

Fig. 6. Longitudinal profile of the Orla stream subglacial channel by Mizera (1992), revised version: 1 – bottom of the subglacial channel formed by the water flowing under hydrostatic pressure; 2 – peat; 3 – gyttja

## Ujściowe odcinki tuneli i delty subglacialne

Analiza rzeźby den zanikłych jezior ujawniła, że w miejscach kończących się wałów ozowych niecki jezior wykazują znaczne wypłylenia, o czym autorzy sygnalizowali już wcześniej (Pasierbski, Krupa, 2009). Natomiast jest pewnego rodzaju regułą, że w pobliżu tych dawnych jezior wały ozowe tracą swoją wyrazistość, stają się niższe, często spłaszczone, z tendencją do łukowatych wygięć, przypominających meandry. Zdarza się również i tak, że ich zakończenia przyjmują kształt nieregularnego wachlarza, składającego się z kilku krótkich wałów.

## Delta w dnie subglacialnego jeziora Las Mesy

Wał ozowy Niechorz – Świdwie, który przylega do niecki zanikłego jeziora od wschodu, z wyraźnej formy o wysokości 18 m staje się niepozornym, krętym grzbietem, który miejscami osiąga zaledwie 4 m i stopniowo wtapia się w powierzchnię o charakterze terasy. Terasa ta jest widoczna na odcinku około 800 m w miejscowości Świdwie. Natomiast jej przedłużeniem jest

wypłylenie w niecce subglacjalnego jeziora Las Mesy, które ma kształt asymetrycznego stożka o długości 1300-1500 m, szerokości 700 m i nachyleniu w kierunku zachodnim, tj. zgodnym z dłuższą osią zanikłego jeziora.

### **Delta w dnie subglacjalnego jeziora Łąki Mazurskie**

Oz Szynwałd – Przepańkowo (Pasierbski, 2003) jako jednolity, wyraźnie zaakcentowany wał, kończy się na zachód od miejscowości Borówki, a następnie w jego przedłużeniu pojawia się kilka krótkich grzbietów ułożonych radialnie i wtapiających się w płaską powierzchnię o charakterze terasy. Wspomniane grzbiety tworzyły deltę o nieregularnym kształcie, która powstawała w subglacjalnym jeziorze Łąki Mazurskie. Świadczy o tym obecność kredy jeziornej, znalezionej pod cienką warstwą ilastej gliny zwałowej, zalegającej na poszczególnych grzbietach. Przedłużeniem tych grzbietów jest wypłylenie w niecce subglacjalnego jeziora, które można prześledzić na odcinku około 1400 m.

### **Delta w dnie subglacjalnego jeziora Błota Roztoki**

Prawdopodobnie nieistniejący już ostatni segment wału ozowego Sucho-  
rączek lub jego końcowy fragment stanowił deltę w subglacjalnym jeziorze Błota Roztoki. Wynika to m.in. z topografii dna niecki zanikłego jeziora, które jest najpłytsze w części wschodniej. Ponadto występują tam piaski drobnoziarniste, które nie nadawały się do celów budowlanych, dlatego zaprzestano ich eksploatacji. Delty o podobnym charakterze występują jeszcze w kilku innych jeziorach subglacjalnych (Pasierbski, Krupa, 2009; rys. 2). Świadczą o tym końcówki ozów, które urywają się lub są zatopione w płaskiej powierzchni przylegającej do dawnych niecek. Wśród nich na szczególną uwagę zasługuje subglacjalne jezioro Bagno Głusza i oz Wzgórze Grzywa.

### **Dyskusja i wnioski**

Rynny subglacjalne są często spotykane na obszarach położonych poza tarczami krystalicznymi, a zbudowanych z osadów nieskonsolidowanych, przepuszczalnych bądź słabo przepuszczalnych (Boulton i in., 2009). Są one zapisem funkcjonowania tuneli subglacjalnych typu „N”, wcinających się w osady pod lądolodem (Nye, 1973). Z kolei uważa się, że tunele typu „R” były głównymi drogami odwodnienia lądolodów na obszarach tarczowych, natomiast np. na Niżu Europejskim rolę taką spełniały właśnie rynny subglacjalne, wcięte czasem bardzo głęboko w podłoże (Pasierbski, 1973; Piotrow-

ski, 1994; Stackebrandt, 2009). Podobnie głęboko rozcinające podłoże rynny występują w Ameryce Północnej, czego przykładem jest Jezioro Górne (Regis i in., 2003).

Poza tunelami subglacjalnymi, woda pod łądolodem występowała powszechnie w postaci filmu wodnego, tworzącego powierzchnię poślizgu na kontakcie łądolodu i jego podłoża. Przepływała również w systemie połączonych odspojeń, a także zasilała wody podziemne w miejscach występowania osadów przepuszczalnych (Brennand, 2000).

Najnowsze wyniki badań nad kształtowaniem się odpływu subglacjalnego wskazują właśnie na rynny jako główny sposób odwodnienia łądolodu na obszarze ostatniego zlodowacenia w północnej części Polski (Piechota i Piotrowski, 2010). Wynika z nich, że podłoże łądolodu nie było w stanie wchłonąć i odprowadzić poza krawędź łądolodu całej wody zbierającej się pod łądolodem. Załedwie od 15 do 25% wnikało w podłoże i odprowadzane było jako wody gruntowe. Sprzyjała temu budowa geologiczna i duży w niej udział osadów słabo przepuszczalnych, jak gliny morenowe i iły. Powodowało to kumulowanie się wody pod stopą łądolodu i powstawanie rynien subglacjalnych.

Prawdopodobnie tworzeniu się rynien subglacjalnych mogło sprzyjać występowanie trwałej zmarzliny pod łądolodem, pochodzącej z fazy anaglacjalnej rozwoju łądolodu (Błaszkiwicz, 2005). Powodowała ona dodatkowe „uszczelnienie” podłoża łądolodu w strefie jego czoła i zwiększenie retencji wody pod łądolodem nawet w formie jezior subglacjalnych.

Rzeźbę pierwotnego dna rynien subglacjalnych tworzą linijnie układające się kotły i niecki, widoczne na załączonych przekrojach podłużnych (rys. 4, 5, 6). Z przedstawionych uprzednio przekrojów podłużnych rynien wynika ponadto, że nie istnieją różnice w kształcie pierwotnego dna pomiędzy rynnami o kierunku południkowym i równoleżnikowym (tzw. rynny marginalne). Może to oznaczać, że proces, podczas którego one powstawały był taki sam, a rynny marginalne są jedynie z nazwy.

Niecki jezior subglacjalnych, do których spływały wody roztopowe i tworzyły w nich różnej wielkości i kształtu delty, zostały następnie wysłane kredą jeziorną, którą z kolei przykryła glina zwałowa, wytapiająca się ze stopy łądolodu (Pasierbski, Krupa, 2009). Stały się one ponownie jeziorami na początku allerödu, a potwierdzają to badania osadów w profilu Wysoka (Noryśkiwicz, 1997). Stąd też we wszystkich tego typu nieckach egzystowały dwie generacje jezior, tj. subglacjalne i współczesne.

Jeziora subglacjalne są znane z obszarów współcześnie istniejących lądolodów, np. Antarktydy (Siegert, 2005). Okazuje się, że niektórzy badacze wskazują na możliwość ich powstawania także pod lądolodami plejstoceniowymi (Shoemaker, 1991, 1992; Lesemann i in., 2010), z którymi właśnie związana jest sieć rynien subglacjalnych, będących drogami odprowadzającymi wodę roztopową. Na obszarze Pojezierza Krajeńskiego istnienie takich zbiorników wymaga dalszych, pogłębionych badań, w tym analizy sedymentologicznej osadów, które są jednak trudno dostępne. Podejmuje się próby określenia kryteriów diagnostycznych służących rozpoznawaniu takich kopalnych, subglacjalnych jezior, w tym hipotetyczne profile facji osadów i ich zespołów, których należałoby oczekiwać w takich środowiskach (Livingstone i in., 2012).

Subglacjalne jeziora były ponadto przyczyną zmiany kierunku odwodnienia, ponieważ wody roztopowe zamiast odpływać na zewnątrz, gromadziły się pod lodem. Miało to swoje konsekwencje przede wszystkim w rozwoju sandrów, bowiem jak się okazuje, obszary o dośrodkowym (wewnętrznym) drenażu charakteryzują się nikłym rozwojem sandrów (tzw. sandry wymuszone<sup>1</sup>) lub mogą być ich pozbawione całkowicie.

## Literatura

- Bartkowski T., 1972, *Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niziu Polskim*, [w:] *Stud. z geogr. fiz.*, Prace Kom. Geogr.-Geol., PTPN, 13.
- Błaszkiwicz M., 2005, *Późnoglacialna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, Prace Geogr. 201.
- Boulton G. S., Lunn R., Vidstrand P., Zatsepin S., 2009, *Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets*, *Quaternary Science Reviews* 28, str. 621-638.
- Brennan T. A., 2000, *Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers*, Canada, *Geomorphology*, vol. 32, nr 3-4, str. 263-293.
- Galon R., 1952, *Formy polodowcowe okolic Więcborka*, *Stud. Soc. Sci. Torun.*, 1, Toruń. Galon R., 1965, *Some new problems concerning subglacial channels*, *Geogr. Pol.*, 6, s. 19-16, Warszawa.

<sup>1</sup>Brak śladów erozji na kontakcie osadów piaszczystych z podłożem.

- Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się Nizy Polskiego*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 2, PWN.
- Galon R., 1982, *Zagadnienie genezy i wieku rynien polodowcowych na Nizy Polskim na przykładzie rynny strzyżyńskiej w Borach Tucholskich*, AUNC, Geogr., 17.
- Glückert G., 1974, *Map of the glacial striation of the Scandinavian ice sheet during the last (Weichsel) glaciation in northern Europe*, Bull. Geol. Soc. Finland 46.
- Gripp K., 1964, *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*, Neumünster.
- Kozarski S., 1966/67, *The origin of subglacial channels in the Nord Polish and German Plain*, Bull. de la Soc. des Amis d. Sci. et des Lettres, 20, str. 21-36, Poznań.
- Krupa A., 2010, *Geneza i mechanizm powstawania ozów na Pojezierzu Krajeńskim*, rozprawa doktorska, kopia pracy w archiwum Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.
- Livingstone S. J., Clark C.D., Piotrowski J.A., Tranter M., Bentley M.J., Hodson A., Swift D.A., Woodward J., 2012, *Theoretical framework and diagnostic criteria for the identification of palaeo-subglacial lakes*, Quaternary Science Reviews 53, str. 88-110.
- Lesemann J.E., Alsop G.I., Piotrowski J.A., 2010, *Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark*, Quaternary Science Reviews 23-24, str. 3212-3229.
- Liedtke H., 1975, *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa*, Fors Deutsch. Sandeskunde, Bonn – Bad Godesberg.
- Mizera M., 1992, *Morfologia rynny i doliny Orlej*, masz. pracy magisterskiej, IG UMK.
- Noryśkiewicz B., 1997, *Analiza palinologiczna osadów w profilu Wysoka*, Arch. Państw. Inst. Geol.
- 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.
- Pasierbski M., 1973, *Przebieg deglacjacji i formy terenu północnej części Wysoczyzny Krajeńskiej*, Stud. Soc. Sci. Torun, v.8, nr 1, 99 str., Warszawa.
- Pasierbski M., 1994, *Stopień zaniku jezior w zależności od kształtu i genezy niecki na przykładzie środkowej części Pojezierza Krajeńskiego*, AUNC, Geogr., 27.

- Pasierbski M., 2003, *Rzeźba, budowa wewnętrzna i mechanizm przekształceń wieńcowskiej strefy marginalnej*, Top Kurier.
- Pasierbski M., Krupa A., 2009, *Morfologia den zanikłych jezior na obszarze Pojezierza Krajeńskiego*, Prom. Geograph. Bydgost., 4, s. 49-85, Bydgoszcz.
- Piechota A. M., Piotrowski J. A., 2010, *Drenaż subglacjalny lądolodu skandynawskiego (Polska NW) w świetle modelowania numerycznego*, Landform Analysis Vol. 13, str. 91-106.
- Piotrowski J. A., 1994, *Tunnel-valley formation in northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley*, Sed. Geol., 89, str. 107-141.
- Prusak Z., 1989, *Morfologia rynny i doliny Skickiej Strugi*, masz. pracy magisterskiej, IG UMK.
- Regis R.S., Patterson C.J., Wattrus N., Rausch D., 2003, *Relationship of deep troughs in the eastern Lake Superior basin and large-scale glaciofluvial landforms in the central Upper Peninsula of Michigan*, North Central Geological Society of America Abstracts with Program, Paper 19-10.
- Siegert M.J., 2005, *Lakes beneath the ice sheet: the occurrence, analysis, and future exploration of Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes*, Annual Reviews of Earth and Planetary Science 33, str. 215-245.
- Shoemaker E.M., 1991, *On the formation of large subglacial lakes*, Canadian Journal of Earth Sciences 28, str. 1975-1981.
- Shoemaker E.M., 1992, *Water sheet outburst floods from the Laurentide Ice Sheet*, Canadian Journal of Earth Sciences 29, str. 1250-1264.
- Stackebrandt W., 2009, *Subglacial channels of Northern Germany – a brief review*, Z. dt. Ges. Geowiss. Vol. 160 (3), str. 203-209.
- Ussing N.V., 1903, *Om Jyllands Hedesletter og Theorierne om deres Dannelse*, K. dansk. Vidensk. Selsk. Forhandl., 2, s. 99, København.
- Woldstedt P., 1923, *Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschlands*, Jb. Preuss. Geol. L.-Anst., 42, s. 780-820, Berlin.