

Analiza sedymentologiczna osadów denudacyjnych w niszy niwalnej w krawędzi Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej

Sedimentological analysis of denudation deposits in nivation niche in the edge of the Toruń-Eberswalde ice-marginal valley

Magdalena Ratajczak-Szczerba, Renata Paluszkiewicz

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, e-mail: magdarat@amu.edu.pl

Zarys treści: W artykule przedstawiono analizę litofacialną osadów budujących niszę niwalną, wykształconą na południowym zboczu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej i dokonano ich interpretacji genetycznej. Cechy morfometryczne formy (długość, szerokość, spadki zboczy) obok cech litofacialnych stanowiły podstawę do zaklasyfikowania badanej niszy do grupy nisz niwalnych. Ponadto wykazano, że procesy soliflukcji i splukiwania uznać można za dominujące w rozwoju analizowanej formy.

Słowa kluczowe: nisze niwalne, niwacja, płyty śnieżne, soliflukcja, splukiwanie

Abstract: This paper shows the result of lithofacial analysis of deposits in nivation niche that was undertaken in the south edge of the Toruń-Eberswalde ice-marginal valley. The structural and textural parameters of the distinguished deposits were examined and interpretation of their genesis was made. The morphometric features of the investigated form (its length, width, gradient of slopes) and the lithofacial characteristic were the basis for its classification as a nivation niche. Besides, it was shown that solifluction and rillwash were the most important processes during its formation.

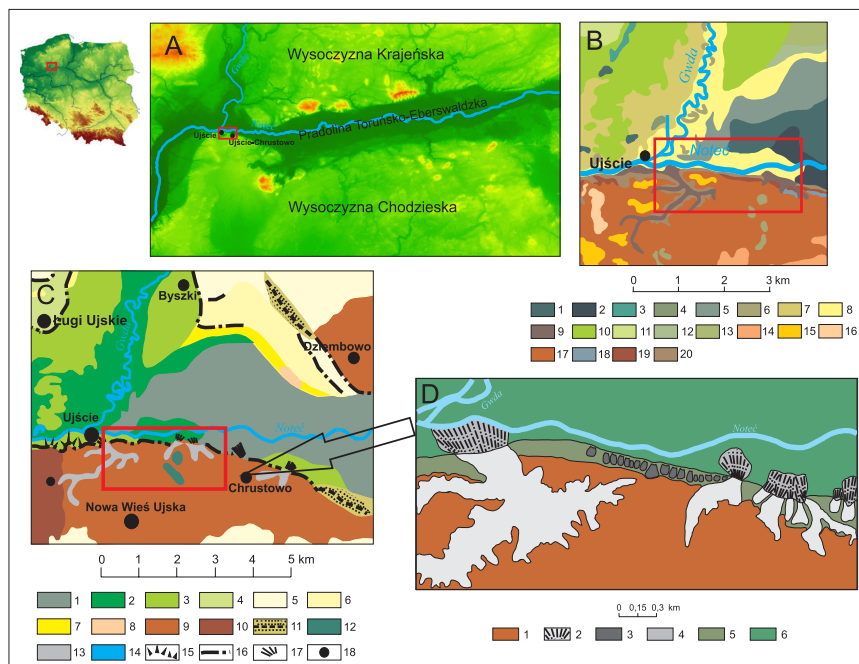
Key words: nivation niches, nivation, snow patches, solifluction, rillwash

Wprowadzenie

Zbocza Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej porożcinane są licznymi formami wklęsłymi. Część tych form była przedmiotem badań prowadzonych przez Churską (1965) na północnym zboczu pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. Autorka ta wykazała, że są to przede wszystkim dolinki erozyjno-denudacyjne, niecki i nisze denudacyjne. Wspomniała również o możliwości występowania niecek wód zmarzlinowych i nisz niwalnych jednak nie wskazała konkretnego przykładu. Od czasu badań cytowanej autorki formy rozwijające się na zboczu pradoliny nie były przedmiotem szczegółowych badań. Niniejsze opracowanie stanowi niewątpliwie uzupełnienie wiedzy na temat procesów denudacyjnych modelujących zbocza dolin po okresie recesji lądolodu zlodowacenia wisły.

Południowe zbocze pradoliny na odcinku pomiędzy Ujściem a Chrustowem urozmaicone jest licznymi suchymi formami wklęsłymi, wśród których wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie dolinki i formy o amfiteatralnym kształcie (ryc. 1). Te drugie stanowią przedmiot opracowania. Są to formy krótkie, o charakterystycznym owalnym kształcie. Na odcinku około 3,5 km zinventaryzowano 18 tego typu form (ryc. 1D, 2). Zaznaczyć należy, że kształt form na mapie topograficznej w skali 1:10 000, ze względu na znaczną generalizację nie jest tak wyraźny jak obserwowany był podczas rekonesansu terenowego. W artykule zaprezentowano wyniki analizy osadów denudacyjnych w jednej z nisz zlokalizowanej na południowym zboczu pradoliny (ryc. 2).

Przeprowadzone do tej pory badania wykazały, że formy te mogą stanowić przykład nisz niwalnych, któ-



Ryc. 1. Charakterystyka obszaru badań

A. Położenie obszaru badań w Dolinie Środkowej Noteci

B. Szkic geologiczny obszaru badań (wg Bartczak 2006, Chmal 2006); Holocen: 1 – torfy; 2 – torfy na gyttjach; 3 – torfy na piaskach i żwirach rzecznych zalewowych 0,5–2,0 m n. p. rzeki; 4 – namuły torfiaste; 5 – namuły torfiaste na piaskach i żwirach rzecznych teras zalewowych 0,5–2,0 m n. p. rzeki; 6 – namuły piaszczyste i piaski humusowe zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych oraz starorzeczy; 7 – iły, mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) na piaskach i żwirach teras zalewowych 0,5–2,9 m n. p. rzeki; 8 – piaski i żwiry rzeczne teras zalewowych 0,5–2,0 m n. p. rzeki; 9 – piaski, mułki i gliny deluwiane; Zlodowacenie wisły: 10 – piaski i żwiry rzeczne teras nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki; 11 – piaski i żwiry rzeczne teras nadzalewowych 7,0–9,0 m n. p. rzeki; 12 – piaski rzeczno-wodnolodowcowe teras pradolinnych 4,0–7,0 m n. p. rzeki; 13 – piaski rzeczno-wodnolodowcowe teras pradolinnych 14,0–17,0 m n. p. rzeki; 14 – piaski i żwiry lodowcowe na glinach zwałowych; 15 – piaski i żwiry lodowcowe na glinach zwałowych z soczewkami piasków śródglinowych; 16 – piaski i żwiry lodowcowe; 17 – gliny zwałowe z soczewkami piasków śródglinowych; 18 – mułki i iły lokalnie piaski zastoiskowe; zlodowacenie warty: 19 – gliny zwałowe; 20 – piaski, mułki i iły zastoiaskowo-wodnolodowcowe;

C. Szkic geomorfologiczny (wg Bartczak 2006, Chmal 2006). 1 – równiny torfowe; terasy erozyjno-akumulacyjne w dolinach rzecznych: 2 – 0,5–2,0 m n. p. rzeki, 3 – 2,0–5,0 m n. p. rzeki, 4 – 7,0–9,0 m n. p. rzeki; 5 – równiny wodnolodowcowe, 6 – terasa pradolinna (akumulacyjna) I; 7 – terasa pradolinna (akumulacyjna) II; 8 – wydmy; 9 – wysoczyzna morenowa płaska; 10 – wysoczyzna morenowa falista; 11 – strefa degradacji i agradacji; 12 – drobne zagłębienia o różnej genezie; 13 – dolinki i młode rozcięcia erozyjne; 14 – wody; 15 – długie stoki; 16 – krawędzie; 17 – stożki napływowe; 18 – obszary zabudowane;

D. Szkic geomorfologiczny analizowanego odcinka zbocza Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej wg Bartczaka (2006) i Chmala (2006), uzupełnione; 1 – wysoczyzna morenowa płaska; 2 – dolinki i młode rozcięcia erozyjne; 3 – nisze (genezy niwalnej); 4 – stożki napływowe; 5 – stromy stok; 6 – równina torfowa

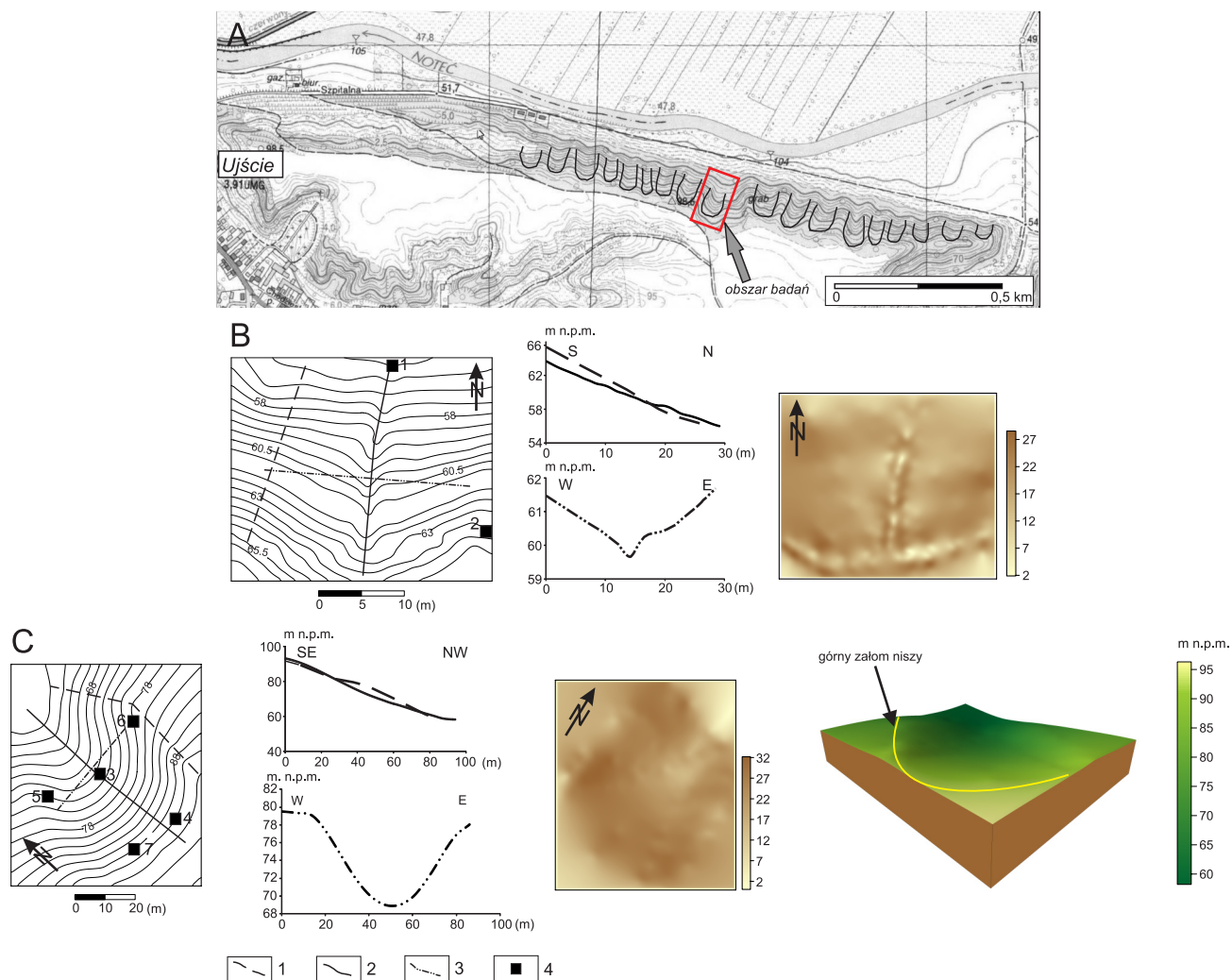
Fig. 1. Characteristic of research area

A. Location of the study area in the Middle Noteć River Valley (a part of the Toruń-Eberswalde ice-marginal Valley);

B. Geological sketch of the study area (acc. to Bartczak 2006, Chmal 2006); Holocene: 1 – peats, 2 – peats on gyttja, 3 – peats on alluvial sands and gravels of floodplains 0,5–2,0 m above river channel level, 4 – peats clay, 5 – peats clay on alluvial sand and gravel of floodplains 0,5–2,0 m above river channel level, 6 – sandy clay and humus sand of depressions without drainage, periodically drained and oxbow lakes, 7 – silt, clay and sometimes with admixture of sand on the alluvial sand and gravels of floodplains, 8 – fluvial sands and gravels on floodplains 0,5–2,0 m above river channel level, 9 – deluvial sands, clays and tills; Vistulian: 10 – fluvial sands and gravels of river terraces 2,0–5,0 m above river channel level, 11 – fluvial sands and gravels of river terraces 7,0–9,0 m above river channel level, 12 – fluvial- and glaciuvial sands of ice-marginal valley terraces 4,0–7,0 m above river channel level, 13 – fluvial – and glaciuvial sands of ice-marginal valley terraces 14,0–17,0 m above river channel level, 14 – glacial sands and gravels on the glacial tills, 15 – glacial sands and gravels on the glacial tills with the sand lenses, 16 – glacial sands and gravels, 17 – glacial tills with the sand lenses, 18 – clays and silts sometimes with sand of proglacial lakes; Wartanian: 19 – glacial tills, 20 – sands, clays and silts of proglacial rivers and lakes;

C. Geomorphological sketch of the study area (acc. to Bartczak 2006, Chmal 2006) 1 – peat plains; erosion-accumulative terraces in river valleys: 2 – 0,5–2,0 m above river channel level, 3 – 2,0–5,0 m above river channel level, 4 – 7,0–9,0 m above river channel level, 5 – fluvioglacial plains, 6 – ice-marginal valley terrace (accumulative) II, 8 – dunes, 9 – flat till plains, 10 – hummocky till plains, 11 – degradation and aggradation area, 12 – small hollows of different genesis, 13 – valleys and small gullies, 14 – aquifers, 15 – long slopes. 16 – edges, 17 – alluvial fans, 18 – built-up areas;

D. Geomorphological sketch of the analysed course of The Toruń-Eberswalde ice-marginal Valley, acc. to Bartczak (2006) and Chmal (2006), modified; 1 – flat till plains, 2 – valleys and young small gullies, 3 – niches (nivation genesis), 4 – alluvial fans, 5 – peat plain



Ryc. 2. Obszar badań

- A. Lokalizacja badanej niszy na tle fragmentu mapy topograficznej w skali 1:10 000 (źródło: Geoportal.pl), ze schematycznie zaznaczonymi niszami;
- B. Hipsometria dolnej części niszy wraz z profilami morfologicznymi i mapą spadków;
- C. Hipsometria górnej części niszy wraz z profilami morfologicznymi i mapą spadków; 1 – linia profilu podłużnego górnej części niszy, 2 – linia profilu podłużnego dna niszy, 3 – linia profilu poprzecznego, 4 – lokalizacja wkopów

Fig. 2. The study area

- A. Location of the investigated niche on the basis of the topographical map in the scale 1:10,000 (source: Geoportal.pl) with schematically shown niches;
- B. Hypsometry of the lower part of the niche with its morphometric profiles and a gradients map;
- C. Hypsometry of the upper part of the niche with its morphometric profiles and a gradients map; 1 – the longitudinal profile of the upper part of the niche; 2 – the longitudinal profile of the niche bottom; 3 – the cross-section profile line; 4 – location of the study sites

rych powstanie warunkowane było oddziaływaniem procesów kongeliflukcji (soliflukcji), splekiwania i wietrzenia przy obecności płatów śnieżnych (Paluszkiwicz, Ratajczak-Szczerba 2013, 2014). Formy niwalne (nisze niwalne) znane są z obszarów górskich bądź polarnych i arktycznych oraz z obszarów, gdzie procesy niwalne zachodzą współcześnie. Formy kopalne, głównie plejstoceniowe opisywane są nielicznie, przede wszystkim na obszarze północnej i południowej Szwecji (Nyberg 1986, 1991), południowej Norwegii (Johnsson 1991), w zachodniej części Płw. Jutlandzkiego (Christiansen 1996), we wschodniej Kanadzie (Henderson 1956). W Polsce tego typu formy zostały rozpoznane w Karakonoszach i G. Izerskich (Traczyk et al., 2008, Kle-

mentowski, 1975) i w Tatrach (Gądek et al. 2010). Na obszarze Nizy Polskiej formy niwalne nie stanowią przedmiotu opracowania.

Procesy niwalne zachodzące na skutek zalegania w terenie płatów śnieżnych prowadzą do powstania form wklęsłych, o charakterystycznej morfologii. Christiansen (1996 a, b) opisuje nisze niwalne, jako formy łatwe do rozpoznania na mapach topograficznych. Ich kształt przypomina podkowę otwartą i skierowaną w dół stoku, z wyraźnie zaznaczoną ścianą tylną i równoległe do siebie biegnącymi ścianami bocznymi. We wcześniej prowadzone badania wykazały, że procesami zachodzącymi w obrębie płatów śnieżnych, odpowiedzialnymi za powstawanie nisz, są przede wszystkim wietrzenie mrozowe, solifluk-

cja (kongeliflukcja za Dylikiem 1953) i spłukiwanie. Natomiast Thorn (1976, 1988) i Thorn i Hall (2002) wskazują na procesy wietrzenia mrozowego i soliflukcji jako na te, które w głównej mierze odpowiedzialne są za ukształtowanie nisz niwalnych.

Celem opracowania jest szczegółowa analiza litofacyjna osadów wypełniających nisze niwalne zlokalizowane na południowym zboczu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Ponadto podjęto próbę scharakteryzowania głównych procesów odpowiedzialnych za wykształcenie badanych form. Szczegółowe badania przeprowadzono w obrębie jednej z form znajdującej się w odległości około 1,5 km na wschód od miejscowości Ujście (ryc. 2). Określono parametry morfometryczne formy oraz dokonano charakterystyki wykształcenia litologicznego osadów zarówno w obrębie dna jak i jej stoków.

Charakterystyka obszaru badań

Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka powstała i funkcjonowała podczas postoju czoła lądolodu na linii postojowej fazy pomorskiej zlodowacenia wisty. Badana nisza niwalna znajduje się na południowym zboczu pradoliny w jej środkowym odcinku, tzw. Dolinie Środkowej Noteci. Dolina Środkowej Noteci oddziela Pojezierze Chodzieskie od Pojezierza Krajeńskiego. Na badanym obszarze Pojezierze Chodzieskie wykształcone jest w postaci wysoczyzny morenowej płaskiej (Bartczak 2006) (ryc. 1C,D) i zbudowane jest z gliny zwałowej fazy leszczyńsko-poznańskiej (Bartczak 2006) i gliny zwałowej subfazy chodzieskiej (Kozarski 1995). W krawędzi pradoliny na zachód od Ujścia rozpoznano również osady zlodowacenia Warty (Saale), wykształcone w postaci gliny zwałowej, piasków, mułków i ilów zastoiszkowych lub wodnolodowcowych. Wzdłuż Doliny Środkowej Noteci występują pagórki moren czołowych oscylacji wyrzyskiej leżące tuż przy jej północnej krawędzi, wysoczyzny morenowe, równiny i terasy sandrowe oraz rynny subglacjalne (Kozarski 1962, Bartczak 2006, Chmal 2006). W późnym glacie istotną rolę zaczęły odgrywać procesy eoliczne. Ich efektem są pola wałów wydmych i piaski pokrywowe w obrębie równin i teras sandrowych oraz teras pradolinnych. W holocenie intensywniej zachodziły natomiast procesy akumulacji osadów mineralnych i organicznych w dolinach rzecznych i misach jeziornych, głównie w dnie pradoliny. Późny glaciał i początek holocenu to okresy działania procesów denudacyjnych, które odgrywały istotną rolę w przemodelowaniu rzeźby glacialnej i glacialfluwialnej. Do powstania licznie występujących, zwłaszcza wzdłuż północnych zboczy pradoliny form wklęsłych – dolinek i niecek przyczyniły się głównie ruchy masowe (spłazywanie, spłukiwanie, soliflukcja) i procesy stokowe w postaci spłukiwania liniowego oraz jak pokazują prowadzone przez autorki niniejszego artykułu badania – procesy niwalne (Paluszkiewicz, Ratajczak-Szczerba 2013, 2014).

Metody badań

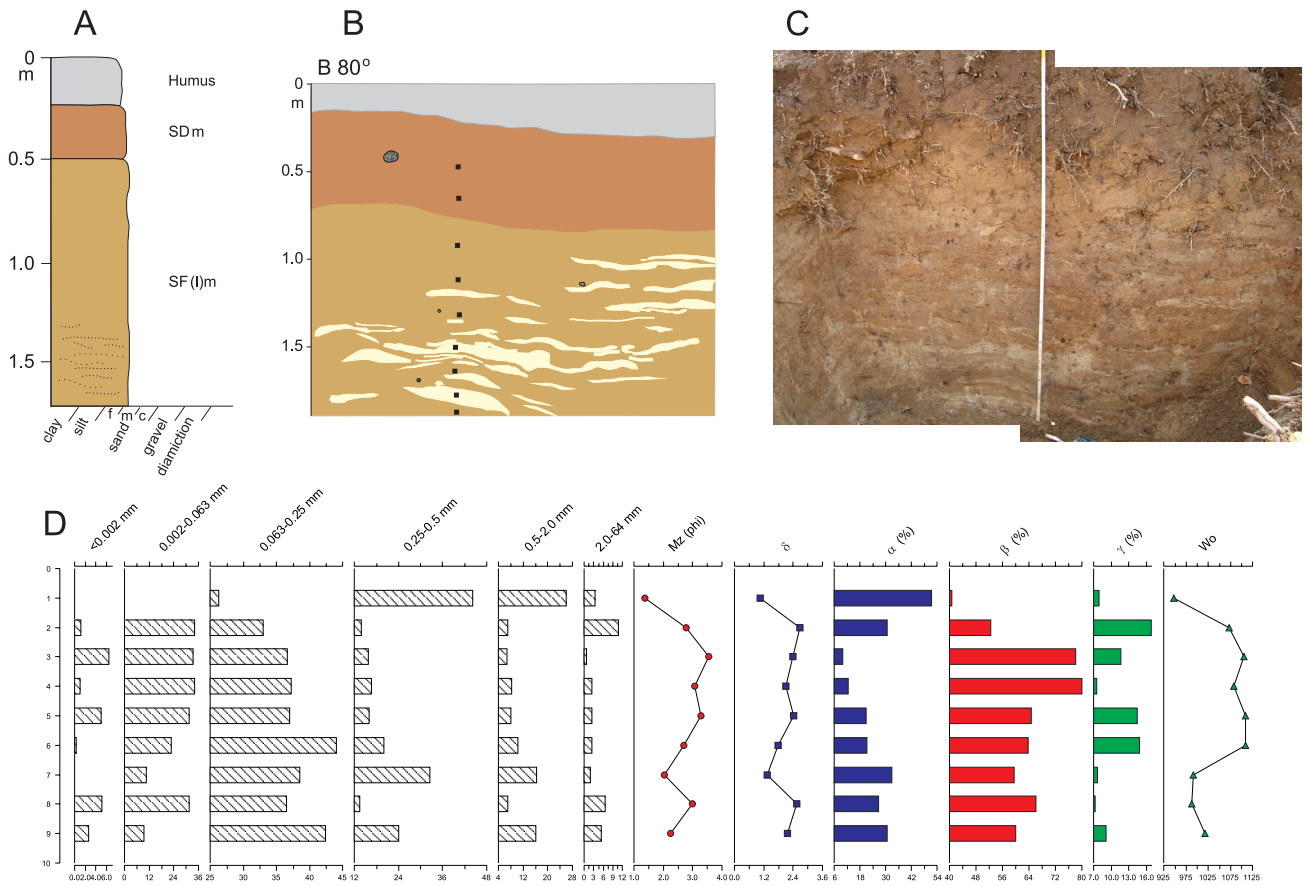
Występujące wzdłuż południowego zbocza Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej nisze zinwentaryzowano, a następnie wykonano w ich obrębie pomiary niwelacyjne przy pomocy odbiornika GPS w celu wyliczenia pochodnych topograficznych, takich jak: długość, szerokość, spadki dna i zboczy form (ryc. 1D, 2). Następnie przeprowadzono szczegółową analizę litofacyjną osadów denudacyjnych w 7 miejscach w jednej z nisz (ryc. 2). Rozpoznano typ osadów, cechy teksturalne i strukturalne, pomierzono biegi i upady warstw i pobrano próbki osadów do analiz laboratoryjnych. Analizy laboratoryjne obejmowały: określenie składu mechanicznego osadów metodą areometryczno – sitową Cassagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego (Racinowski 1973, Dzieciolowski 1980, (58 próbek), stopnia obróbki ziarn kwarcu metodą graniformometrii mechanicznej Krygowskiego (1964) dla frakcji 1,25–1,0 mm i 1,0–0,8 mm, (49 próbek), zawartości węgla wapnia z zastosowaniem aparatu Scheiblera (58 próbek). W opisie teksturalno-strukturalnym osadów zastosowano kod litofacyjny wg Mialla (1985) w modyfikacji Zielińskiego (1992).

Cechy morfometryczne niszy

Na mapie topograficznej w skali 1:10 000 przebieg badanych form wklęsłych w górnej i środkowej części zbocza wyraźnie zaznaczony jest przez układ poziomic w postaci charakterystycznych łuków. Długość dna wybranej do analizy formy wynosi 98 m. Maksymalną szerokość forma osiąga w środkowym odcinku i wynosi ona 15 m. Kulminacyjny punkt znajduje się w obrębie wysoczyzny dennomorenowej lekko falistej na rzędnej 98,6 m n.p.m. Natomiast najniższy punkt zlokalizowano na rzędnej 57 m n.p.m. Omawiana forma posiada charakterystyczny owalny kształt w części górnej z wyraźnie zaznaczoną tylną ścianą. Na podstawie analizy przebiegu profilu podłużnego niszy stwierdzono jej największe nachylenie w części górnej tylnej ściany, dochodzące do 20°. Spadek mierzony wzdłuż dna niszy jest mniejszy i wynosi 15°. Profile poprzeczne stoków niszy charakteryzuje wklęsły zarys i duże zróżnicowanie w stopniu nachylenia. Największe nachylenie stoków zaobserwowano w górnej części niszy, gdzie stoki E nachylone są pod kątem 15°, natomiast stoki W wykazują nachylenie 13°. Nieco niższe nachylenia stoków zaobserwowano w dolnej części formy, gdzie zarówno stoki E jak i W nachylone są pod kątem 8° (ryc. 2).

Charakterystyka osadów denudacyjnych

W ścianie tylnej niszy występują piasek gliniasty masywny i piasek mułkowy z soczewkami piasku drobnoziarnistego, występujące naprzemiennie (stanowisko 4, ryc. 3). Nad nimi leży masywny piasek gliniasty ze żwirem z soczewkami piasku średnio- i gruboziarnistego ze żwirem

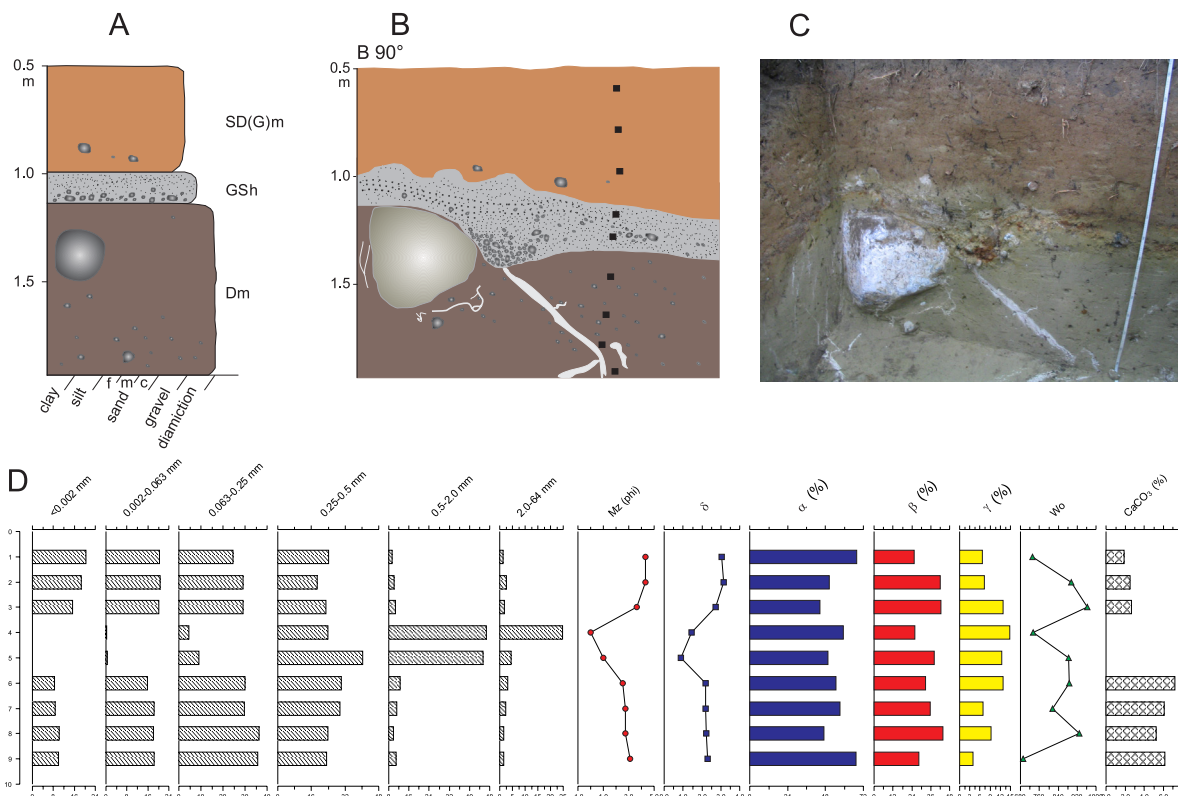


Ryc. 3. Stanowisko 4

- A. Sekwencja osadów, strzałki wskazują kierunek paleoprądów, zastosowano kod litofacjalny wg. Mialla (1985) i Zielińskiego (1992);
 B. Fotografia odsłonięcia;
 C. Przekrój geologiczny odsłonięcia;
 D. Diagram uziarnienia osadów, obróbki ziarna kwarcowego i zawartości węglańu wapnia w osadach; 1 – Próchnica; 2 – mułek piaszczysty, miejscami delikatnie laminowany niskokątowo, brązowy (SFm(l)); 3 – piasek mułkowy, masywny, jasno brązowy (SFm); 4 – piasek z domieszką mułku, masywny, brązowy (SFm); 5 – piasek mułkowy, masywny, brązowy (SFm); 6 – piasek gliniasty (mułkowy) w okopie prawdopodobnie z I lub II wojny światowej; 7 – piasek średnioziarnisty z domieszką frakcji mułkowej, masywny, miejscami laminowany niskokątowo mułkiem szarym (SFm(l)); 8 – piasek średnio- i drobnoziarnisty z domieszką drobnego żwiru i mułku, masywny, brązowy (SFm); 9 – piasek średnio- i drobnoziarnisty, masywny, jasny (Sm); 10 – piasek średnio- i drobnoziarnisty, o laminacji przekątnej riplemarkowej (Sr); 11 – piasek gliniasty, masywny, brązowy, miejscami ze żwirem (SDm, SD(G)m); 12 – piasek gliniasty, masywny, jasno-rdzawy (SDm); 13 – soczewki piasku drobno- i średnioziarnistego, jasne; 14 – mułek ilasty, masywny (Fm); 15 – mułek piaszczysty (FSm); 16 – mułek z piaszczystymi przewarstwieniami, masywny (FSm); 17 – piasek średnioziarnisty, laminowany przekątnie, niskokątowo (Sl); 18 – piasek mułkowy, laminowany przekątnie niskokątowo (SFl); 19 – piasek drobnoziarnisty, laminowany horyzontalnie zdeformowany pogrążami (Sp(d)); 20 – żwir piaszczysty, laminowany horyzontalnie (GSh); 21 – Diamikton masywny (Dm); 22 – głaziki; 23 – miejsca poboru próbek

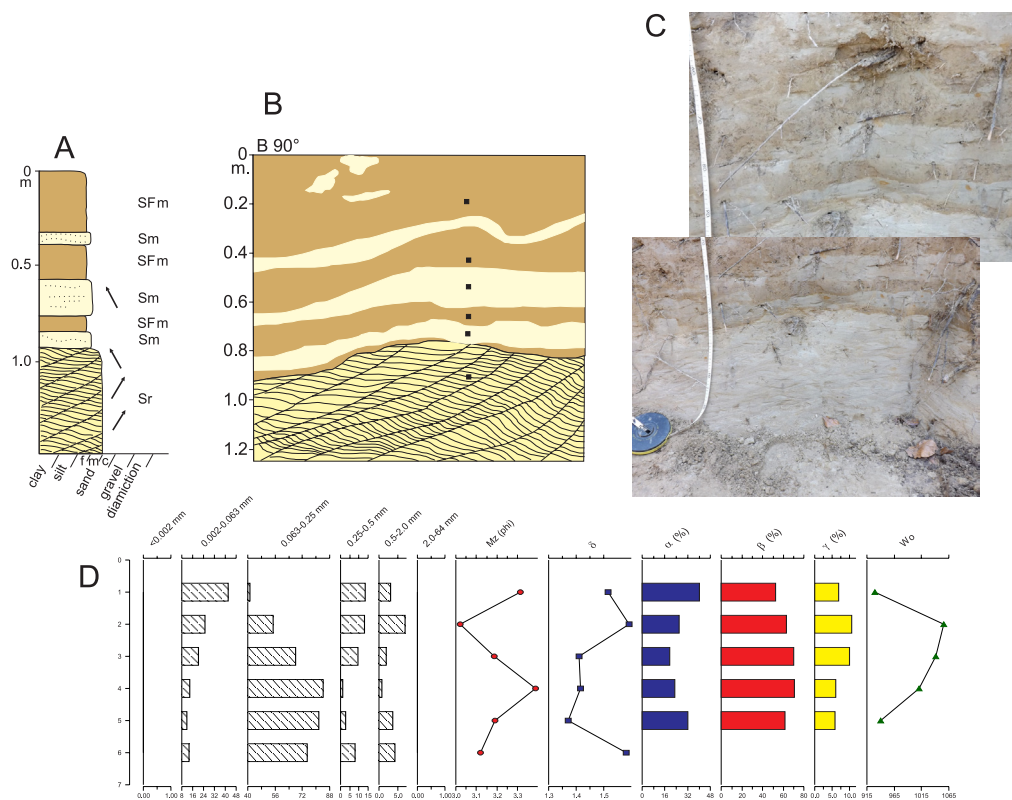
Fig. 3. Site 4

- A. Sedimentological log of the site 1 deposits, arrows show the direction of the palaeocurrent, lithofacial code acc. to Miall (1985) and Zieliński (1992);
 B. Photograph of the outcrop;
 C. Geological cross-section of the outcrop;
 D. Diagram of the deposits granulation, quartz-grain abrasion, content of carbon dioxide; 1 – Humus, 2 – sandy clay, sometimes low-angle laminated, brown (SFm(l)); 3 – clay sand, massive pale brown (SFm); 4 – sand with the admixture of clay, massive, brown (SFm); 5 – clay sand, massive, brown (SFm); 6 – clay sand in the trench probably from the I or II world war; 7 – middle-grained sand with the admixture of clay, massive, sometimes with grey clay low-angle laminated (SFm(l)); 8 – middle- and fine-grained sand with admixture of fine gravel and with clay, massive, brown (SFm); 9 – middle- and fine-grained sand, massive, light (Sm); 10 – middle- and fine-grained sand with ripple cross-lamination (Sr); 11 – clay sand, massive brown, sometimes with gravel (SDm, SD(G)m); 12 – clay sand, massive, light rusty (SDm); 13 – lenses of fine- and middle-grained sand, light; 14 – silty clay, massive (Fm); 15 – sandy clay (FSm); 16 – clay with sandy layer, massive (FSm); 17 – middle-grained sand, low-angle cross-bedding (Sl); 18 – clay sand, low-angle cross-bedding (SFl); 19 – fine-grained sand deformed by sinking structures (Sp(d)); 20 – sandy gravel with horizontal bedding (GSh); 21 – massive diamicton (Dm); 22 – stones; 23 – positions of sediment samples



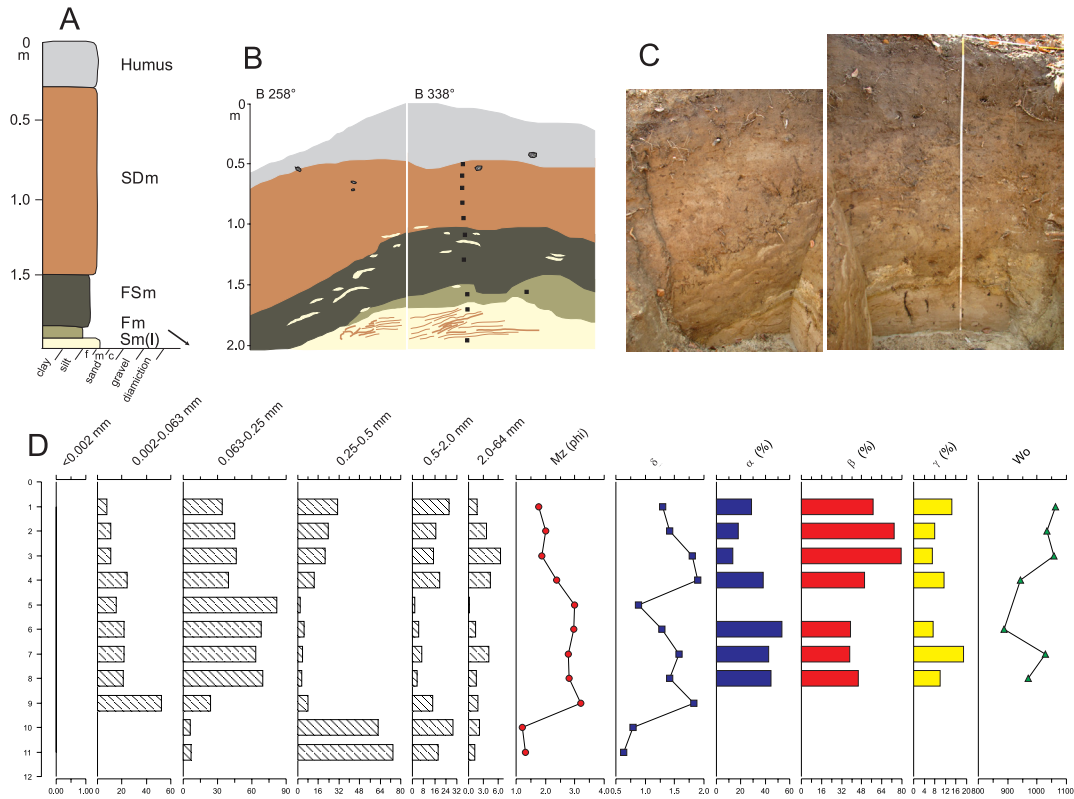
Ryc. 4. Stanowisko 7
Objaśnienia jak na ryc. 3

Fig. 4. Site 7
Description the same as on the Fig. 3



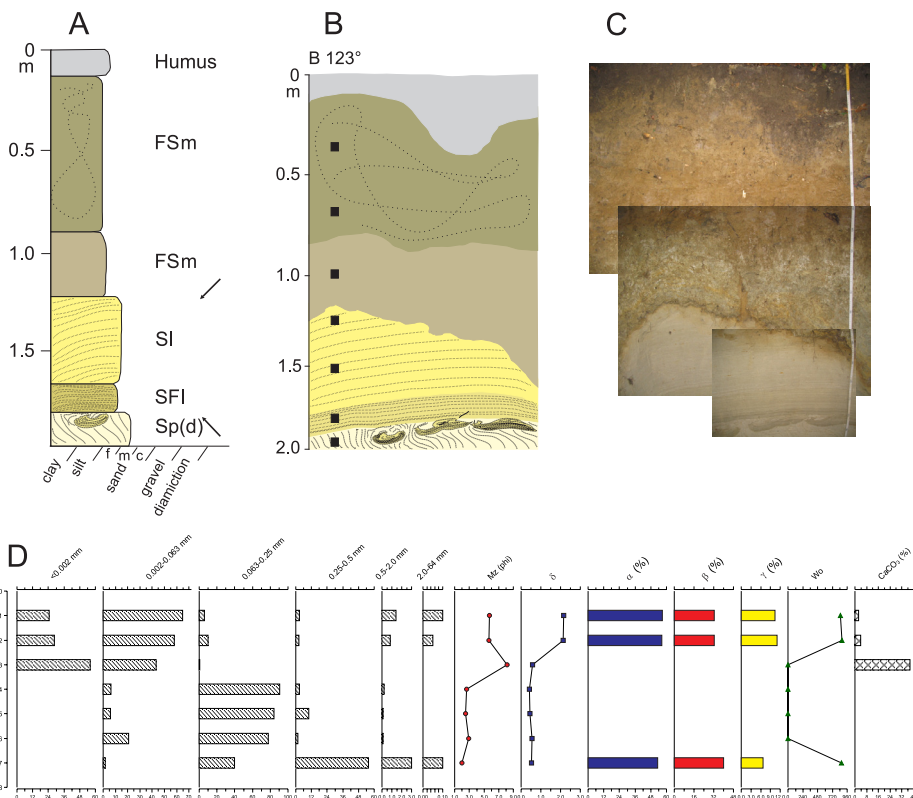
Ryc. 5. Stanowisko 2
Objaśnienia jak na ryc. 3

Fig. 5. Site 2
Description the same as on the Fig. 3



Ryc. 6. Stanowisko 5
Objaśnienia jak na ryc. 3

Fig. 6. Site 5
Description the same as on the Fig. 3



Ryc. 7. Stanowisko 6
Objaśnienia jak na ryc. 3

Fig. 7. Site 6
Description the same as on the Fig. 3

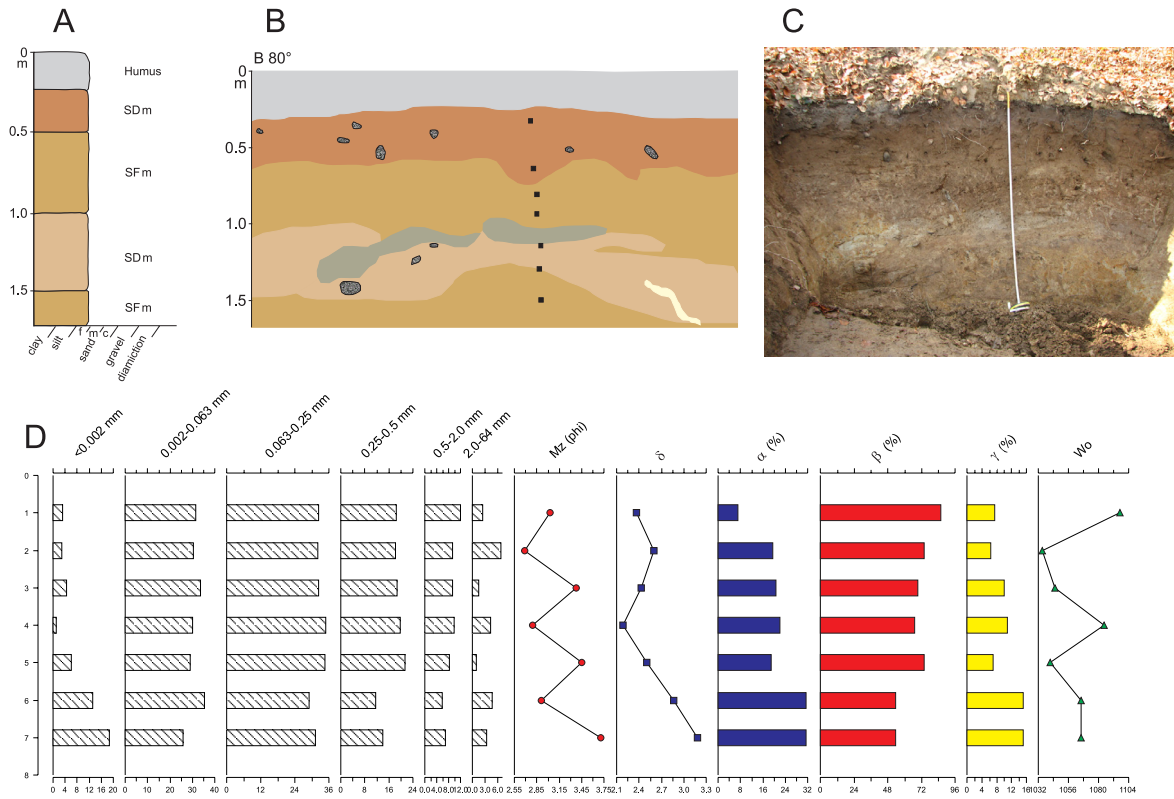
(stanowisko 7, ryc. 4). Badane osady składają się głównie z frakcji piaszczystej (60–90%). Największy udział mają piaski drobnoziarniste (24–45%). W piaskach gliniastych znaczny jest dodatek frakcji mułkowej (średnio 20%) i ilastej (18%), której obecność wskazywać może na wytapianie materiału drobnego z pokrywy śnieżnej i przemieszczanie go w wyniku działania procesów kongeliflukcji po zboczu ściany tylnej formy. Zawartość frakcji ilastej zmniejsza się ku stropowi analizowanych osadów. Wysortowanie osadu jest różne: umiarkowane w stropie piasków gliniastych (1,05 phi) i bardzo słabe (2,98 phi) dla piasków mułkowych. Analiza stopnia obróbki ziarna kwarcowego w osadach stanowiska 4 wskazała na dominację ziaren półgraniastych typu β (ziaren typu α jest tylko średnio 16%). Wskaźnik W_o zawiera się w granicach 988–1110. Natomiast w piasku gliniastym w stanowisku 7 przeważają ziarna kwarcowe typu α (54%), nad zianami typu β (27%). Wskaźnik obróbki w obu osadach jest mniejszy (w granicach 831–863). W stanowisku 7 występuje niewielka struktura kanału. Dno kanału wypełnione jest żwirem, przypominającym bruk korytowy, będący efektem rozmywania poniżej leżącego diamiktonu. Struktura ta może być efektem zorganizowanego spływu w górnej części badanej niszy. Nagromadzone żwiry mogą pochodzić z gliny morenowej, która to leży na powierzchni dennomorenowej sąsiadującej od południa z niszą. Żwiry wypełniające koryto są dobrze wysortowane, tworząc strukturę typu openwork. Do powstania tej struktury przyczynił się proces splukiwania. Według Dylaka (1953) zmienność warstw wymytych o teksturze openwork oraz drobnych, mułkowych osadów wynikała z nieregularnego rozwoju płatów śnieżnych. Natomiast wyraźny rytm warstwowy: występowanie warstw, warstewek i smug piaszczystych i mułkowych, jak np. w stanowisku 4, bądź nieregularne wytrącenia osadów piaszczystych w osadach wielofrakcyjnych jest charakterystyczny dla procesów nazwanych przez Dylaka (1953) kongeliflukcją. Według Dylaka (1953) pokrywy kongeliflukcyjne (soliflukcyjne) wskazują na obecność zmarzliny w podłożu.

Stoki wschodni i zachodni niszy zbudowane są z osadów masywnych, drobnych i bardzo drobnych. Są to głównie piaski średnio- i drobnoziarniste z domieszką żwiru i mułku, leżące na przemian z piaskiem średnio- i drobnoziarnistym (stanowisko 2, ryc. 5), piaski gliniaste, mułki piaszczyste, mułki ilaste (stanowisko 5, ryc. 6), mułki piaszczyste (stanowisko 6, ryc. 7). Wszystkie warstwy osadów zapadają zgodnie z kierunkiem nachylenia dna badanej niszy, pod kątem około 20°. W tej części niszy dominują w warstwach piaszczystych frakcje piasku drobno- i średnioziarnistego (75–90% udziału), natomiast w mułkach piaszczystych udział frakcji mułkowej wynosi około 40%, a nawet do 60% (stanowisko 6). W stanowisku 6 stwierdzono najdrobniejsze osady denudacyjne w całej badanej niszy. Są one słabo i bardzo słabo wysortowane. Mogą one być efektem procesów niwalnych, a obserwowane znacznie większe ich miąższości na zboczu wschodnim a niżeli zachodnim niszy, wskazywać mogą na intensywniejszą działalność

procesów we wschodniej części zbocza niszy. Ujemną skośność odnotowano w mułkach piaszczystych (–0,02 phi) i w piaskach gliniastych (–0,2 i –0,01 phi) jedynie w stanowisku 5. W pozostałych osadach wskaźnik Sk ma wartości dodatnie. Wśród ziaren kwarcu dominują ziarna półgraniaste typu β , jednak ich przewaga nad pozostałymi typami jest mniejsza. Zawartość ziaren typu β waha się od 41 do 65%. Otrzymano niższe wartości wskaźnika obróbki W_o , tj. od 930 do 1964. W stanowiskach 5 i 6 kontakt mułku ilastego i mułku piaszczystego z podścielającymi je piaskami jest nierówny, nieerozyjny. Ponadto w stanowisku 6 w osadach podłoża tj. w piasku drobnoziarnistym $Sh(d)$ występują deformacje w postaci pogrązków. Zostały one wykształcone, jako izolowane zagłębienia, o skrzydłach zagiętych w charakterystyczny sposób ku środkowi. Szczególnie skrzydła lewe są mocniej zagięte. Natomiast skrzydła prawe są rozciągnięte, rozmyte na zewnątrz. Może to sugerować, że w trakcie ruchu pionowego, zachodziły również w niewielkim stopniu ruchy poziome, odbywające się w kierunku zgodnym z nachyleniem ówczesnej powierzchni depozycyjnej. Kierunek przemieszczania z południa na północ jest zgodny z kierunkiem nachylenia zbocza pradoliny i całej badanej niszy. Wewnątrz struktur zachowała się częściowo pierwotna laminacja budujących je osadów. Czynnikiem inicjującym mogło być topnienie warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny. Wzrost zawartości wody w osadzie mógł pochodzić również z tajania pokrywy śnieżnej. Odprowadzana w dół stoku woda przyczyniła się do zaistnienia procesu termokrasu, co przyspieszyło proces przesuwania się frontu odmarzania w warstwie czynnej. Przykrycie piasków drobnoziarnistych osadami piaszczysto-mułkowymi nastąpiło szybko, na co wskazuje erozyjny kontakt między tymi osadami. Trzeba jednak podkreślić, że proces formowania pogrązków nie potrzebuje występowania zmarzliny, ani aktywnej warstwy gruntu, jednak tego typu struktury są powszechne w strefie peryglacjalnej.

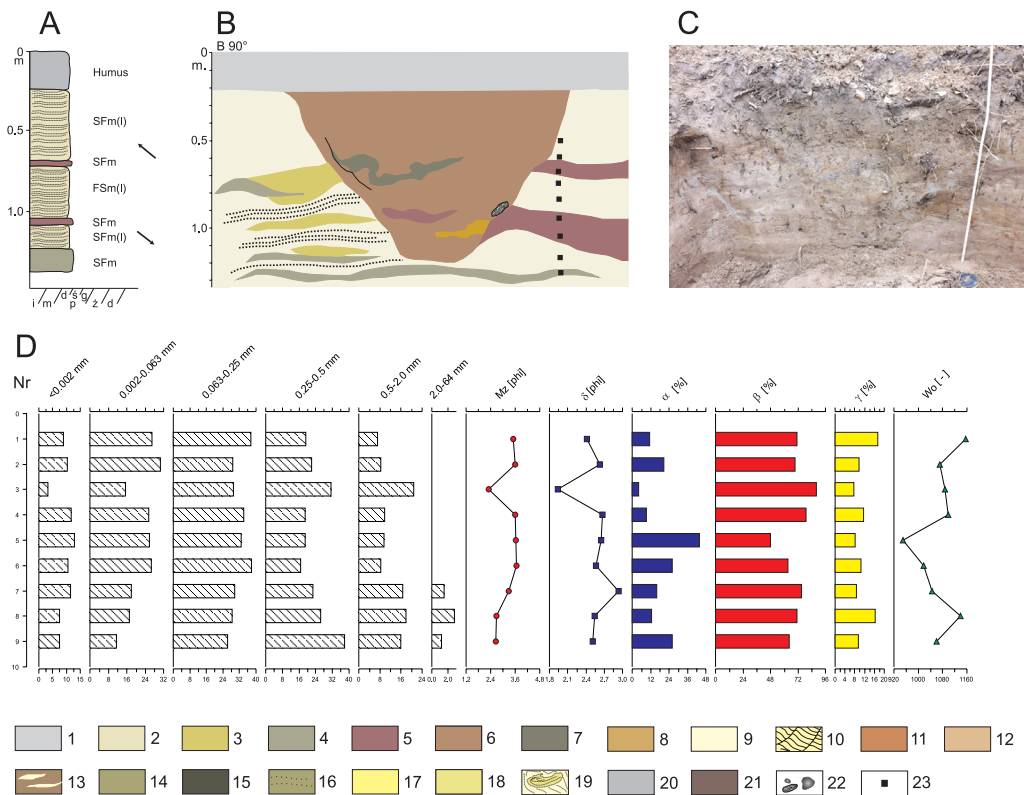
W dnie niszy naprzemiennie występują masywne piaski gliniaste i piaski drobno- i średnioziarniste z mułkiem (stanowisko 3, ryc. 8). Wysortowanie osadu jest słabe. Na uwagę zasługuje fakt zmniejszającego się udziału ziaren drobnych (frakcji ilastej) w górę profilu, stąd wzbogacanie osadu w piasek gruboziarnisty i żwir. Ma to potwierdzenie w ujemnych wartościach wskaźnika Sk dla piasku gliniastego. W środkowej części dna niszy, podobnie jak u jej wylotu, dominują ziarna półgraniaste typu β .

Wylot niszy budują głównie piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste z mułkiem oraz mułkami piaszczystymi, masywne, miejscami laminowane niskokątowo (stanowisko 1, ryc. 9). Osady składają się w przewadze z piasków średnio- i gruboziarnistych (60–79%), udział mułków stanowi od 10% w piaskach leżących na głębokości 0,6 m, do 30% w piaskach z przewarstwieniami mułków na głębokości poniżej 0,7 m. Wartości średniej średnicy ziarna (Mz) w całym analizowanym profilu nie spadają poniżej 2 phi (0,25 mm) i mogą wskazywać na dominujący transport w postaci zawiesiny. Wartości odchylenia



Ryc. 8. Stanowisko 3
Objaśnienia jak na ryc. 3

Fig. 8. Site 3
Description the same as on the Fig. 3



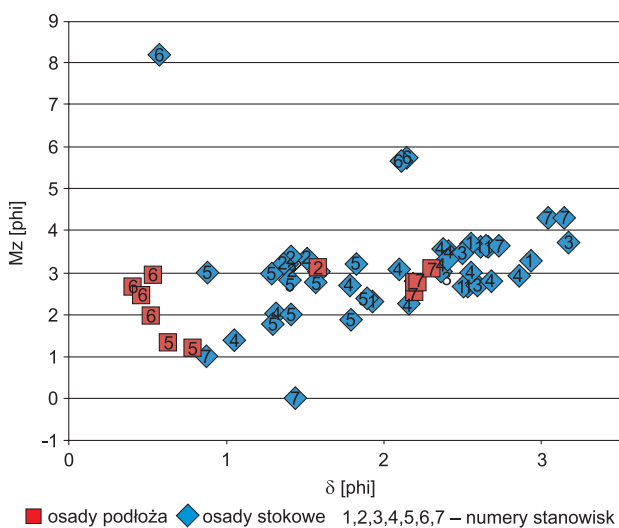
Ryc. 9. Stanowisko 1
Objaśnienia jak na ryc. 3

Fig. 9. Site 1
Description the same as on the Fig. 3

standardowego (δ), wskazują na słabe i bardzo słabe wysortowanie osadów. Natomiast wartości skośności (Sk od 0,3 do 0,5) wskazują na przewagę frakcji drobnoziarnistych w osadzie. Dominujące ziarna półgriaste typ β (średnia zawartość wynosi 70%, w granicach od 48,2% do 88,1%) i griaste typ α (średnia zawartość wynosi 19%, minimalna 4,3% a maksymalna 43,6%) spotykane są w środowisku glacialnym w glinach morenowych, a także w klimacie peryglacialnym, jako efekt procesów wietrzenia mrozowego. Pomiaru biegu i upadu warstw w piaskach laminowanych niskokątowo wskazują na południowo-wschodni kierunek transportu dla piasku średnioziarnistego z domieszką mułków, masywnych, miejscami laminowanego SFm(l) (ryc. 3) i północno-zachodni w przypadku osadów drobniejszych – mułku piaszczystego, miejscami laminowanego FSm(l).

Dyskusja

Relacje między średnią średnicą ziarna (Mz) a odchyleniem standardowym (δ) są dobrym wskaźnikiem do rekonstrukcji procesów transportu i depozycji (ryc. 10) (Mycielska-Dowgiało, Ludwikowska-Kędzia 2011). Osady budujące ścianę tylną niszy (ryc. 10, stanowiska 4 i 7) wykazują trend zmniejszania się średnicy ziarna i pogarszania się stopnia wysortowania. Jest to układ charakterystyczny dla środowisk o przewadze procesów sortowania w obrębie grubszej frakcji i okresowej dostawie źle wysortowanego materiału transportowanego w zawieszaniu w ośrodku transportującym (za Mycielska-Dowgiało 1992). Proces sortowania dominował w przedziale frakcji żwirowej i piaszczystej, z okresowo dostarczonymi drobnymi osadami. Transport odbywał się głównie w postaci zawiesziny (Mycielska-Dowgiało, Ludwikowska-Kędzia 2011). Akumulacja następowała w wyniku nagłego spadku siły transportującej. Podobnym trendem charaktery-



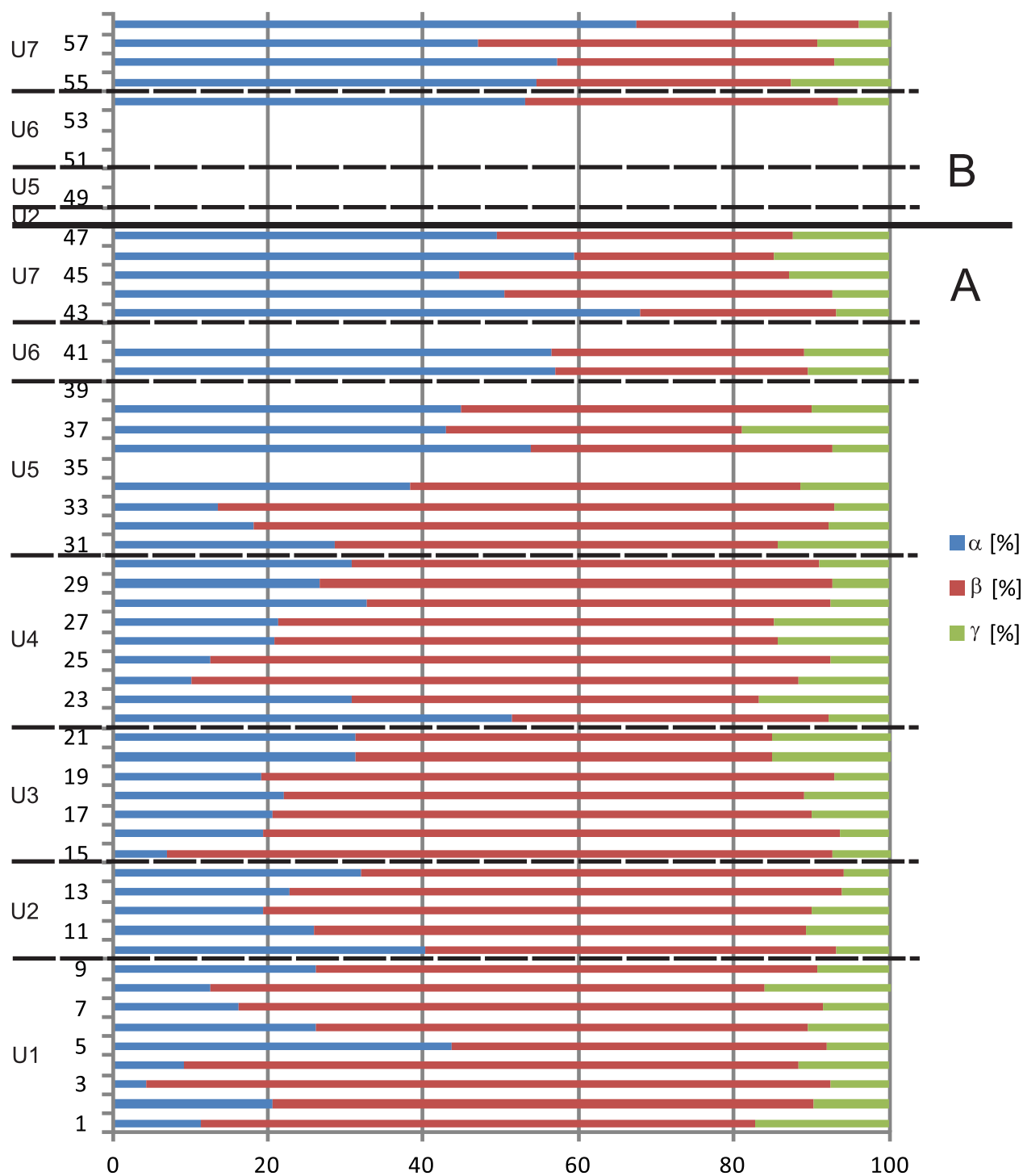
Ryc. 10. Średnia średnica ziarna (Mz) a odchylenie standardowe (δ) w badanych osadach niszy

Fig. 10. Mean grain size (Mz) vs. standard deviation (δ) in the study denudation deposits

zują się osady budujące dno niszy (ryc. 10, stanowisko 3). Natomiast stoki wschodni i zachodni niszy (ryc. 10, stanowiska 2, 5, 6) i wylot niszy (ryc. 10, stanowisko 1) zbudowane są z osadów, które na wykresie tworzą skupiska punktów w postaci chmury. W obu tych lokalizacjach dominuje ziarno o średnicy około 3 phi. Osady stoków niszy: wschodniego i zachodniego są lepiej wysortowane niż osady pozostałych części niszy (ściany tylnej, dna i wylotu niszy). Osady podłoża na wykresie tworzą trzy chmury punktów (ryc. 10). Rozmieszczenie punktów osadów podłoża stanowisk 5 i 6 (ryc. 10) świadczy o depozycji korytowej, natomiast stanowiska 6 wskazują (ryc. 10) – na depozycję w wodzie stojącej. Osady podłoża stanowiska 7 (ryc. 10) to diamikton, deponowany przez stopę lądolodu.

Wśród ziaren kwarcu dominują ziarna półgriaste typu β (ryc. 11). Jednak można zauważyć trend wskazujący na wzrost udziału ziaren griastych typu α w osadach ścian bocznych i w ścianie tylnej (stanowiska 4, 5 i 7, ryc. 11). Obecność płatów śnieżnych mogło potęgować intensywność wietrzenia mechanicznego (mrozowego) na krawędzi niszy i w obrębie jej stoków.

Badane formy mogły powstać w warunkach występowania wieloletniej zmarzliny. Świadczą o tym powstanie kongelifkcyjne, które wg Dylika (1953), powstawały na przemarzniętym podłożu. Na nieprzepuszczalnej warstwie przemarzniętego gruntu zachodziły procesy soliflukcji (kongeliflukcji), jak i procesy splukiwania. Śladem po splukiwaniu jest kanał, wyerodowany w osadach podłoża (w diamiktonie) widoczny w tylnej ścianie badanej niszy. Płaty śnieżne zalegające w zagłębieniach na zboczu pradoliny mogły być źródłem wody, oprócz warstwy czynnej i wody opadowej. Formy te powstawały w zimnych fazach późnego glacjału. Na znacznych obszarach Nizy Polskiego funkcjonowała wtedy wieloletnia zmarzlina. Istnieją dwa poglądy o czasie jej ostatecznej degradacji: pierwszy wskazuje na okres Bölling-Alleröd (Liedtke 1993, Böse 1995, Kozarski 1995, Marks 1996), a drugi na okres preborealny (Gołębiewski 1981, Florek 1991, Błaszkievicz 2005, 2011). Zakładając, że badana nisza rozwijała się w oparciu o wieloletnią zmarzlinę, można wnioskować, że kształtowanie niszy zakończyło się na przełomie późnego glacjału i holocenu. W okresie najstarszego, starszego dryasu i młodszego dryasu panowały dogodne warunki dla intensywnej działalności eolicznej. Z tych przedziałów czasowych pochodzą wydmy na polach wydmych w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej. Najbliżej niszy znajdują się zbadane pola wydmy na wschód od Kotliny Ujskiej, w Kotlinie Toruńskiej (Jankowski 2012, Weckwerth 2004, 2005a, b). Również młodszy dryas to okres bardzo intensywnie działających procesów eolicznych. Z tego okresu pochodzą wydmy w zachodniej części Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, w Kotlinie Gorzowskiej (Kozarski, Nowaczyk 1991). Jak sugerują najnowsze badania (Płóciennik et al. 2011, Jurochnik, Nalepka 2013) minimalne temperatury lipca w najstarszym dryasie wynosiły 8°C a maksymalne 16°C, z ko-



Ryc. 11. Stopień obróbka ziarna kwarcowego (α , β , γ) w badanych osadach niszy
1–57 numery próbek, U1 – 7 – numery stanowisk, A. osady stokowe, B. osady podłoża

Fig. 11. Quarz-grain abrasion (α , β , γ) in the study denudation deposits
1–57 sample numbers, U1–7 – research sites, A. conglifluction covers, B. ground sediments

lei w starszym dryasie minimalne 8°C a maksymalne 15,5°C. Temperatury kształtujące się na takim poziomie oraz zawietrzny, zimny, o północnej ekspozycji stok mogły przyczynić się do długiego zalegania w zagłębieniach na zboczu pradoliny płatów śnieżnych, które stymulowały rozwój badanych form.

Wnioski

Analiza litofacjalna osadów oraz cechy morfometryczne badanej formy wskazują, że proces soliflukcji i spłukiwania uznać można za dominujący w kształtowaniu analizowanej niszy. Rola procesów erozji wydaje się być

niewielka, na co wskazuje brak wykształconego odcinka w postaci suchej dolinki i brak wyraźnie zarysowującego się stożka u wylotu badanej formy. W ciepłych okresach późnego glacjału (ciepłe pory roku) wody pochodzące z topniejących śniegów w znacznej mierze przyczyniły się do modelowania rzeźby południowego zbocza pradolina Toruńsko-Eberswaldzkiej. O obecności płatów śnieżnych oprócz wskazanych procesów soliflukcji i spłukiwania świadczy charakterystyczny, amfiteatralny kształt górnego odcinka badanej formy. Formy o podobnym kształcie były opisywane także na obszarach Grenlandii, Danii i północnych Niemczech (Christiansen 1996 a, b).

Podziękowania

Autorki dziękują Recenzentom za krytyczne uwagi i sugestie, które przyczyniły się do ulepszenia ostatecznej wersji artykułu. Praca finansowana z dotacji statutowej Instytutu Geoekologii i Geoinformacji Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

Literatura

- Bartczak E., 2006. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Piła (313). Państwowy Instytut Geologiczny: ss. 48.
- Błaszkiwicz M., 2005. Late Glacial and Elary Holocene evolution of the Lake basin In the Kociewskie Lakeland (ekstern part of the Pomeranian Lakeland). Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 201.
- Błaszkiwicz M., 2011. Timing of the final disappearance of permafrost in the central European Lowland, as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland. *Geological Quarterly* 55(4): 361–374.
- Böse M., 1995. Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. *Quaternary International* 28: 123–125.
- Chmal R., 2006. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Śmiłowo (314), Państwowy Instytut Geologiczny: ss. 47.
- Christiansen H.H., 1996a. Effects of nivation on periglacial landscape evolution in western Jutland, Denmark. *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 111–138
- Christiansen H.H., 1996b. Nivation forms, processes and sediments in recent and former periglacial areas. *Geographica Hafnienisia*, A4, Institute of Geography, University of Copenhagen: ss. 185.
- Churska Z., 1966. The Late Glacial denudative lad formes occurring on the slopes of the Noteć-Warta ice marginal streamway nad the Drwęca Valley. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis Toruń-Polonia VI, 1, C*: ss. 111.
- Dylik J., 1953. O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geographica Universitas Lodzianis* 24: ss. 109.
- Dzięciółowski W. (red.), 1980. Ćwiczenia z gleboznawstwa. Skrypt Akademii Rolniczej w Poznaniu. AR w Poznaniu, Poznań: ss. 305.
- Florek W., 1991. Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP, Słupsk.
- Gądek B, Grabiec M, Kędzia S, Rączkowska Z., 2010. Struktura wewnętrzna i morfo dynamika wybranych stoków gruzowych Tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych. *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, I*, Zakopane: 57–62.
- Gołębiwski R., 1981. Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni Raduni w późnym Würmie i holocenie. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Gdańskiego, Rozprawy i monografie* 26.
- Henderson E. P., 1956. Large nivation hollows near Knob Lake, Quebec. *Journal of Geology* 64: 607–616.
- Jankowski M., 2012. Lateglacial soil paleocatena in inland-dune area of the Toruń Basin, Northern Poland. *Quaternary International* 265: 116–125.
- Johnsson G., 1991. Nivation hollows and valleys in the fossil coast cliff Landborgen at Helsingborg, South Sweden. *Geografisk Tidskrift* 91: 26–72.
- Jurochnik A, Nalepka D., 2013. Late glacial and Holocene plant cover in Węgliny, Lubsza Palin, south-west Poland, based on pollen analysis. *Acta Palaeobotanica* 53(2): 191–233. DOI 10.2478/acpa-2013-0013.
- Klementowski J., 1975. Snow patches and nival processes in the Karkonosze Mountains. *Opera Corcontica* 12: 51–63.
- Kostrzewski A., 1963. Morfologia ostrowskiej wyspy wysoczyznowej pod Gostyniem. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 11: 191–202.
- Kozarski S., 1962. Recession of the last ice sweet from northern part of Gniezno Pleistocene Plateau and formation of the Ice-marginal valley of the Rovers Noteć-Warta. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN II(3)*: ss. 153.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka-10 BP). *Dokumentacja Geograficzna* 1.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1991. Lithofacies variation and chronostratigraphy of the Late Vistulian and Holocene Aeolian phenomena in the northwestern Poland. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 90: 107–122.
- Krygowski T., 1964. Graniformametri mechaniczna. Teoria i zastosowanie. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN 2(4)*: ss. 112.
- Liedtke H., 1993. Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F.* 93: 69–94.
- Łązniewska I., Owsiany P.M. (eds.), 2011. Inwentaryzacja przyrodnicza dla wariantowego przebiegu drogi ekspresowej S11 na odcinku Piła-Ujście, GDDKiA, Oddział w Poznaniu: ss. 528.
- Marks L., 1996. Role of buried dead ice in modeling of lake basins in present lakelands. *Acta Geographica Lodzianis* 71: 181–193.
- Miall A.D., 1985. Architectural element analysis: a new metod of facies analysis to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22: 261–308.
- Mycielska-Dogiałło E., 1992. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E.Mycielska-Dowgiałło, A.Muszyńska-Pękalska (red.) *Badania sedimentologiczne osadów czwartorzędowych*. Letnia Szkoła Sedymetologiczna, Murzynowo, Warszawa: 30–140.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M., 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos* 17 (4): 189–203.
- Nyberg R., 1986. Cryoplanation terraces: periglacial cirque analogos. *Geografiska Annaler* 71A: 31–41.
- Nyberg R. 1991. Geomorphic processes at snowpatch sites in the Abisko mountains, northern Sweden. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F.* 35(3): 321–343.
- Paluszkiewicz R, Ratajczak-Szczerba M., 2013. Charakterystyka geomorfologiczna późnoglacialnych form denudacyjnych w obrębie południowej krawędzi Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. W: A.Kostrzewski, G.Rachlewicz, M.Woszczyk (red.), VI Seminarium Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Poznań: 114–117.
- Paluszkiewicz R., Ratajczak-Szczerba M., 2014. Geneza form wklęsłych rozcinających południowe zbocze Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej w okolicach Ujścia. W: P.Molewski, P.Juśkiewicz (red.), *Krajobrazy młodoglacjalne ich morfogeneza terażniejszość przeszłość*. Toruń: 82–83.
- Plóciennik M., Self A., Birks H.J.B., Brooks S.J., 2011. Chironomidae (Insecta: Diptera) succession in Żabieniec bog and its palaeo-lake (central Poland) through the Late Weichselian and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307, 150–167.
- Racinowski R., 1973. Analiza uziarnienia. W: E.Rühle (red.), *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 331–335.
- Thorn C.E., 1976. Quantitative evolution of nivation in the Colorado Front Range. *Bulletin Geological Society of America* 87: 1169–1178.

- Thorn C.E., 1988. Nivation: a geomorphic chimera. In: M.J.Clark (ed.): *Advances in periglacial geomorphology*. John Willey & Sons. Chichester.: 3–31.
- Thorn C.E., Hall K., 2002. Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. *Progress in Physical Geography* 26(4): 533–550.
- Traczyk A., Engěl Z., Janásková B., Kasprzak M., 2008. Glacialna morfologia wierzchowiny Gór Izerskich w świetle badań w rezerwacie „Rybí loučky” (Republika Czeska). *Landform Analysis* 9: 129–133.
- Weckwerth P., 2004. Morfogeneza wybranych obszarów Kotliny Toruńskiej a problem jej roli w układzie hydrograficznym podczas górnego plenivistulianu. MS, UMK, Toruń.
- Weckwerth P., 2005a. Morfologia i budowa geologiczna teras Kotliny Toruńskiej. W: A.Kotarba, K.Krzemień, J.Święciechowicz (red), VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Współczesna ewolucja rzeźby Polski, Kraków: 501–506.
- Weckwerth P., 2005b. Poziomy sandrowe i ich rozwój w Kotlinie Toruńskiej w górnej części plenivistulianu. W: A.Kotarba, K.Krzemień, J.Święciechowicz (red), VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Współczesna ewolucja rzeźby Polski, Kraków: 507–512.
- Zieliński T., 1992. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1325.