

Tomasz Krzywicki

Państwowy Instytut Geologiczny
Warszawa

Ewa Smolska, Piotr Szwarczewski

Zakład Geomorfologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Uniwersytet Warszawski
Warszawa

**ETAPY ROZWOJU SANDRU OLECKO-RAJGRODZKIEGO
NA TLE FAZ RECESYJNYCH ZŁODOWACENIA WISŁY
W NAWIĄZANIU DO WYBRANYCH CECH STRUKTU-
RALNO-TEKSTURALNYCH OSADÓW**

**STAGES DEVELOPMENT OF OLECKO-RAJGRÓD
OUTWASH – RELATION TO VISTULA GLACIER
RECESSION MARGINAL LIMITS AND STRUKTURAL
AND TEXTURAL FEATURES OF THE SEDIMENTS**

Zarys treści: W opracowaniu Autorzy zajęli się mało dotąd poznanym sandrem, położonym w północno-wschodniej Polsce, pomiędzy Oleckiem i Rajgrodem, składającym się z kilku piaszczysto-żwirowych stożków sandrowych w okolicach Olecka, Skomętna i Rajgrodu. Strefa występowania tych form liczy ok. 50 km długości, ma szerokość od kilkuset metrów do 3 km i przecina cztery strefy morenowe. Przeprowadzone przez autorów badania wykazały, że dolny poziom sandrowy Olecka stanowił najmłodszą drogę odpływu wód roztopowych stożka sandrowego Olecko-Rajgród. Rozpoznane litofacje (dzięki analizom składu frakcji żwirowej i ich obtoczenia) wskazują, że utworzyła go rzeka roztokowa. Cechy teksturalne osadów budujących stożek sandrowy świadczą, że przeszedł on kilka faz rozwojowych, powiązanych ze zmianami odległości obszaru od czaszy aktywnego lądolodu i długości transportu materiału skalnego w środowisku glacyfluwialnym o dużej energii.

Słowa kluczowe: sandry, morfologia, osady, obtoczenie i kształt otoczaków, strefa marginalna, północno-wschodnia Polska

Key words: outwash, morphology, sediments, roundness and shape of cobbles, marginal zones, NE Poland

Wprowadzenie

Szlaki sandrowe, występujące w Polsce północno-wschodniej, zostały już opisane zarówno pod względem cech morfologicznych, jak i litologicznych. Ich zasięgi i główne cechy zawierają opracowania geologiczne (Ber 1968, 1975, 1998, Bruj, Woźniak, 1991, Krzywicki 1999, 2002). M. Bogacki (1976) na podstawie badań sandrów na Islandii i w Polsce północno-wschodniej przedstawił warunki ich formowania się w nawiązaniu do cofającego się czoła lądolodu. Typowe cechy osadów sandrowych i warunki depozycji były przedmiotem badań T. Zielińskiego (1989, 1993). Wyróżnienie i usystematyzowanie jednostek litologicznych (litofacji), odpowiadających przestrzennej zmienności środowiska sedymentacyjnego, ma szczególne znaczenie dla poznawania szlaków odpływu wód proglacialnych. W wielu przypadkach szlaki takie formowały się w kilku etapach, tworząc obniżenia dolinne wypełnione osadami sandrowymi lub rozległe powierzchnie, najczęściej w miejscach łączenia się kilku odpływów.

Szlak sandrowy, ciągnący się od Olecka w kierunku Rajgrodu, określany jest jako sandr rajgrodzki (Ber 1975, Bogacki 1976) i należy do najsłabiej poznanych w Polsce północno-wschodniej. M. Bogacki (1976) określa ten szlak sandrowy jako morfologicznie najsłabiej wykształcony i składający się z połączonych ze sobą pól piaszczystych. U schyłku vistulianu przepływ na tym obszarze według niego był ograniczony (Bogacki 1985). M. Bruj i P. Woźniak (1991) również nie wyróżniają jednorodnej jednostki ciągnącej się od Olecka do Rajgrodu. Na północy wyodrębniają sandr olecki, który nie ma ścisłego związku z osadami wodnolodowcowymi występującymi na południe od Skomętna. Sandr jeziora Skomętno wyróżnia M. Ber (1998). Całą strefy nie traktuje jako jednego szlaku odpływu wód typu Rospudy. Na podstawie analizy sytuacji geologiczno-geomorfologicznej skłania się ku hipotezie, że jest to raczej zespół trzech stożków, reprezentujących kolejne fazy zlodowacenia górnego plenivistulianu (Ber 1998). T. Krzywicki (2002) podkreśla powiązanie południowej części sandru z rynnami jezior Rajgrodzkiego, Stackiego, Przepiórki i Dreństwa. Pilotażowe badania cech osadów sandrowych, szczególnie cech wskazujących długość transportu, były przeprowadzone przez J. Kajszczyk i P. Olszanieckiego (2001) podczas przygotowywania pracy magisterskiej.

Celem niniejszego opracowania jest zwrócenie uwagi na wybrane cechy morfologiczne i litologiczne olecko-rajgrodzkiego szlaku sandrowego oraz analizę zmian wybranych cech sedymentologicznych wzdłuż jego biegu. Na rycinie 1 przedstawiono przebieg sandru olecko-rajgrodzkiego na tle ciągów moren czołowych według Krzywickiego oraz lokalizację stanowisk szczegółowych badań osadów.

Zasięgi lądolodów

Ciąg sandrowy, który ma długość ok. 50 km, przecięty jest i ograniczony (od północy) czterema równoleżnikowymi strefami czołowomorenowymi. Wiek tych stref nie jest jednak jasno określony, a istniejące rozbieżności są widoczne w analizie dotychczasowych danych (Bruj, Woźniak 1991, Lisicki 1993, Ber 1998, Krzy-

wicki 2002). Przy próbach sprecyzowania wieku autorzy niniejszego artykułu sugerowali się jedynie wzajemnym położeniem tych stref oraz ich kontynuacjami na wschód i na zachód. Brak jest natomiast pewnych reperów o charakterze palinologicznym czy datowanych stanowisk (wiek bezwzględny), stąd przy nazwach poszczególnych ciągów postawione są znaki zapytania (ryc. 1).

Brak jest w omawianym rejonie najstarszej strefy czołowomorenowej wyznaczającej maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia wisły (fazy leszczyńskiej). Na południe od Rajgrodu lądolód najprawdopodobniej wsunął się w pradolinę Biebrzy aż po linię rzek Elk i Jegrznia, co dokumentuje zagłębienie wytopiskowe Kuwasów. S. Żurek (1975) stwierdził tam występowanie torfów mszystych pod gytią jeziorną, co świadczy o istnieniu torfowiska na bryłach martwego lodu, później zbiornika jeziornego, a w końcu znowu torfowiska. Jeżeli istniały tu bryły martwego lodu, musiał istnieć jezior lodowy, czyli co najmniej do tego rejonu sięgało czoło ostatniego lądolodu (Krzywicki 2005). Moreny maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły najprawdopodobniej zostały zniszczone przez wody lodowcowe odpływające w późniejszym okresie pradoliną Biebrzy. W rejonie południowych krańców jezior Rajgrodzkiego i Dreństwo wyznaczono dwa etapy recesji lądolodu fazy leszczyńskiej (I I i I II). Przy lokalizacji zasięgów oparto się na istniejących w tym rejonie nieckach wytopiskowych (zagłębieniach końcowych) i rozmytych morenach czołowych (Krzywicki 1999).

Na północ od Jeziora Rajgrodzkiego na badanym obszarze zaznaczają się w rzeźbie cztery wyraźne ciągi czołowomorenowe (ryc. 1), z którymi dotychczas wiązano krótkie odpływy sandrowe. Pierwszy z nich (w niniejszej pracy określony jako **2**), przebiegający przez okolice Iwasiek, opisuje A. Ber (1998) jako wały i wzgórza moren spiętrzonych, osiągające 10-15 m wysokości względnej. Drugi ciąg, przebiegający przez okolice Niedźwiedzkich i Wilkasów (**3**), tworzą piaszczysto-żwirowe i gliniaste moreny spiętrzone o wysokości względnej 20-30 m. Na zapleczu obu stref czołowomorenowych leżą niecki wytopiskowe według A. Bera (1998) o genezie glaciodepresji. Dwie powyżej opisane strefy marginalne autorzy niniejszego opracowania określają jako zasięgi fazy pomorskiej 1 i fazy pomorskiej 2; pierwszą jako maksymalny zasięg tej fazy, a drugą jako jej etap recesyjny. Z pierwszą z tych stref związany jest niewielki sandr Skomętna, a z drugą obszerny sandr, wypełniający nieckę (Ber 1998), położony pomiędzy Niedźwiedzskimi, Wilkasami, Sobolami a Dorszami na wysokości 153-170 m n.p.m.

Na północny wschód (okolice Babek i Dąbrowskich) i wschód od Olecka przebiega kolejna strefa czołowomorenowa (4), utożsamiana przez L. Marksa i in. (Ma-pa... 2006) z maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej. Autorzy niniejszego opracowania skłaniają się do nadania tej strefie rangi subfazy wigierskiej (za: Lisicki 1993). Ze strefą tą związany jest wyższy (starszy) poziom sandru oleckiego, leżącego na wysokości 160-180 m n.p.m. (Bruj, Woźniak 1991). Osady piaszczyste tego poziomu ciągną się głównie po wschodniej stronie jeziora Olecko Wielkie i kończą się po ok. 10 km na południe od zasięgu subfazy wigierskiej (4).

Kolejna strefa marginalna, określona jako subfaza hańczańska (5), ciągnie się ok. 12 km na północ od Olecka, w okolicach Białskiego Pola i jeziora Garbaś. Od strefy tej rozciąga się ku południowi sandr, który M. Bruj i P. Woźniak (1991) określają jako niższy poziom sandru oleckiego, położony na wysokości 155-175 m n.p.m.

Cechy morfologiczne sandru olecko-rajgrodzkiego

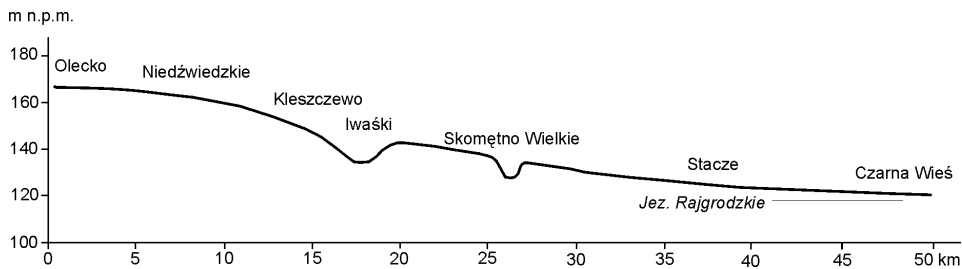
Za początek sandru olecko-rajgrodzkiego przyjmuje się okolice Bialskiego Pola, na północ od Olecka (ryc. 1). Górny odcinek stanowi wąską strefę związaną z rynami jezior Oleckiego Wielkiego i Oleckiego Małego. W tym rejonie sandr różnicuje się wyraźnie na dwa poziomy: wyższy (160-180 m n.p.m.) i niższy (155-175 m n.p.m.; Bruj, Woźniak, 1991). Poniżej Wieliczek sandr rozszerza się i dzieli na dwie części: niższą, wąską strefę, będącą kontynuacją niższego poziomu sandru oleckiego (wysokości 144-152 m n.p.m.), ciągnącą się przez Kleszczewo ku południowemu wschodowi i rozległą, wyższą (sandr Niedźwiedzkich-Dorszy), położoną na wysokości 153-170 m n.p.m. Na południe od Dorszy i koło Iwasiek sandr stanowi oddzielne „wyspy”, leżące na wysokości 143-150 m n.p.m.

Kolejny odcinek sandru, między Iwaškami a Skomętnem (135-146 m n.p.m.), jest wąski (1-1,5 km), koło Skomętna znowu stanowi oddzielne wyspy (133-135 m n.p.m.) i rozszerza się dopiero na południe od jeziora Skomętno. Między Skomętnem a Staczami położony jest na wysokości 123-135 m n.p.m. Dalej ciągnie się po obu stronach zachodniej odnogi Jeziora Rajgrodzkiego, osiągając wysokość 122-127 m n.p.m. Za Czarną Wsią „rozlewa się” szeroko ku zachodowi i wschodowi, schodząc ku Kotlinie Biebrzańskiej. Ten szeroko rozprzestrzeniony sandr, zwany rajgrodzkim, leży na wysokości 115-125 m n.p.m.

Miąszość osadów wodnolodowcowych w sandrze kształtuje się następująco: na sandrze oleckim maksymalnie 20 m (Bruj, Woźniak 1991), na sandrze Niedźwiedzkich-Dorszy w Sobolach 8 m (Ber 1998), na sandrze rajgrodzkim 9,6-10 m koło Staczy, od 7 do >16 m na zachód od Lisewa, >12 m na wschód od Zawad i Krzywego, 6,5-7,9 m na wschód od Beldy, > 12 m na południe od jeziora Dreństwo (Krzywicki 2002).

Przedstawiony przebieg strefy sandrowej i analiza morfometryczna poziomów występujących wzdłuż tej strefy pozwalają przypuszczać, że niższy poziom sandru oleckiego wyróżnionego przez M. Bruj i P. Woźniaka (1991) ma kontynuację ku południowi, aż po okolice Rajgrodu, i to on jest głównym przedmiotem badań. Strefa ta mogła stanowić efekt odpływu, rozpoczynającego się pierwotnie od moren (4) subfazy wigierskiej, a później od moren (5) subfazy hańczańskiej.

Uformowany w wyniku procesów deglacji główny szlak sandru olecko-rajgrodzkiego ciągnie się od okolic Babek i Dąbrowskich koło Olecka aż po Kotlinę Biebrzańską. Jego cechy morfologiczne nie wskazują na występowanie poziomów morfologicznych takich, jakie występują na sandrze Rospudy, natomiast wzdłuż profilu podłużnego strefa ta obniża się od ok. 165 m w okolicy Olecka do 117 m n.p.m. na południe od Jeziora Rajgrodzkiego (ryc. 2). Jej średni spadek wynosi 0,96‰. Spadki innych sandrów, np. Rospudy – ok. 1,45‰, Czarnej Hańczy – 1,9‰ (Monderewicz 1999), są większe. Wzdłuż analizowanego szlaku wyodrębnia się część północną o spadku nieco większym, sięgającym 1,05‰ i długości ponad 20 km, którą stanowi niższy poziom sandru oleckiego wyróżnionego przez M. Bruj i P. Woźniaka (1991). Część południowa długości ok. 30 km ma mniejszy spadek, wynoszący 0,78‰.



Ryc. 2. Profil podłużny sandru olecko-rajgrodzkiego
 Fig. 2. Longitudinal profile of the Olecko-Rajgród outwash fan

Związane z poszczególnymi strefami recesyjnymi zlodowacenia wisły lokalne sandry (jak Skomętna, Dorszy-Niedźwiedzkich i wyższy poziom sandru Olecka) wskazują na odpływ wód je formujących ku południowi, prawdopodobnie również w kierunku jezior Rajgrodzkich. W północnej części badanego obszaru starsze sandry zachowały się jako wyższe poziomy morfologiczne (sandr Dorszy-Niedźwiedzkich i Olecka). W południowej części zostały zniszczone, a ich powierzchnia przemodelowana przez wody tworzące młodszy odpływ, powstający przy czole łądolodu subfazy hańczańskiej (sandr Skomętna).

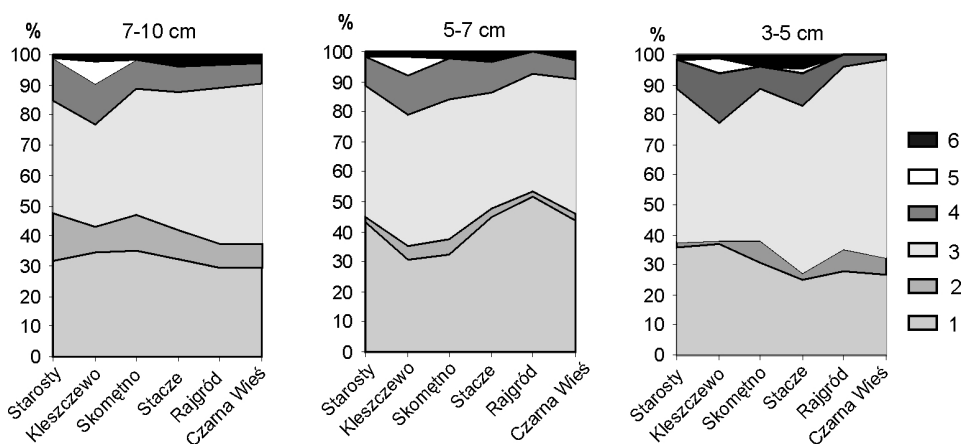
Metody badań

Wzdłuż badanej strefy osadów wodnolodowcowych wybrano do analiz sedymentologicznych osady z odsłoneń położonych w północnej, środkowej i południowej części tej strefy (ryc.1), w celu określenia cech litofacjalnych.

Wykonano analizy petrograficzne, obtoczenia i kształtu frakcji gruboklastycznych osadów zwirowych i kamienistych. Uwzględniono frakcje 3-5 cm, 5-7 cm i 7-10 cm. W analizie petrograficznej wyróżniono 6 klas: wapienie, dolomity, skały krystaliczne, piaskowce i kwarcyty, czerty i krzemienie oraz inne skały. Powyższy podział zastosowano za J. Rutkowskim (1995), który prowadził badania petrograficzne w Polsce północno-wschodniej. Obtoczenie określono według uproszczonej klasyfikacji A. Olszewskiego (1974), wyróżniając gładziki bez obtoczenia, o słabym, średnim i dobrym obtoczeniu oraz dodatkowo wydzielając pęknięte. Ich kształt określono według Zingga (1935). Obtoczenie i kształt gładzików zbadano, uwzględniając otoczaki skał wapiennych i krystalicznych.

W celach porównawczych wykonano analogiczne badania wybranych odsłoneń w pagórach morenowych stref marginalnych oraz morenach martwego lodu i kemach zaznaczonych na rycinie 1.

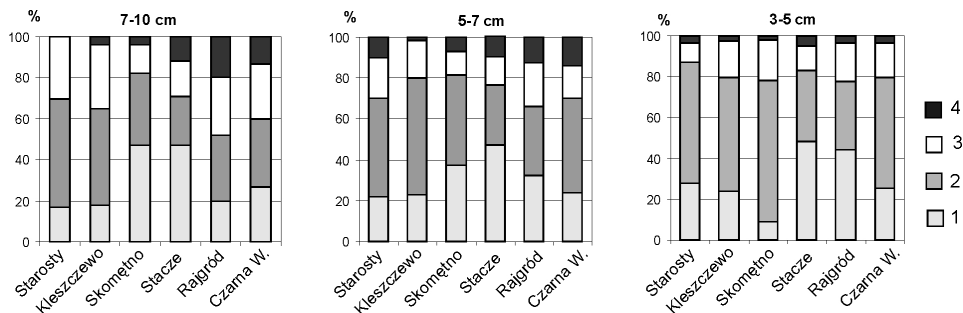
Badania składu petrograficznego wskazują na znaczny udział wapieni we wszystkich frakcjach i stanowiskach badań (ryc. 4). Udział ten wynosił od 36% do 43% we frakcji 7-10 cm i sięgał maksymalnie do ponad 50% we frakcjach 3-5 cm i 5-7 cm. Skały krystaliczne stanowią od nieco ponad 37% do 52%. Udział piaskowców jest niewielki. Jedynie lokalnie (w Kleszczewie i Staczach) zanotowano występowanie czertów i krzemieni. Analizując skład petrograficzny od północy ku południowi strefy sandrowej na odcinku długości ok. 50 km, zaobserwowano niewielkie zmiany. Zaznacza się spadek udziału wapieni i dolomitów oraz jednocześnie wzrost udziału skał krystalicznych. Podobne wyniki badań uzyskali J. Kajszczyk i P. Olszaniecki (2001). Również w tej frakcji następuje wraz z biegiem strefy sandrowej spadek udziału piaskowców. Dotychczas badania składu petrograficznego osadów sandrowych wykonywane były rzadko (Rutkowski 1995, w druku). Przedstawione tendencje zmian są najwyraźniejsze we frakcji 7-10 cm i 3-5 cm.



Ryc. 4. Skład petrograficzny otoczków wzdłuż sandru olecko-rajgrodzkiego: 1 – wapień, 2 – dolomity, 3 – skały krystaliczne 4 – piaskowce i kwarcyty, 5 – czerty i krzemienie, 6 – inne
 Fig. 4. Petrographical composition of the cobbles along the Olecko-Rajgród outwash fan: 1 – limestones, 2 – dolomites, 3 – crystalline rocks, 4 – sandstones and quartzites, 5 – cherts and flints, 6 – other rocks

Analiza kształtu otoczków frakcji gruboklastycznych również sugeruje występowanie kontynuacji odpływu wód proglałajalnych wzdłuż omawianej strefy. W dynamicznych środowiskach, do jakich należą sandry, szczególnie istotne jest zwrócenie uwagi na zmianę kształtu otoczków wraz z biegiem rzeki. Zróznicowanie kształtu może wynikać z: 1) selektywnego transportu łatwiej uruchamianych ze względu na kształt głazików, 2) z ich obtaczania głównie w wyniku wleczenia, 3) jest również uwarunkowane litologią (Unrug 1957, Nawara 1964, Gradziński i in. 1986, Malarz 2002). W największej z badanych frakcji 7-10 cm zaznacza się wzrost udziału otoczków w kształcie walca, które uważane są za wskaźnikowe dla trans-

portu w trakcji dennej. Ich udział na północy wynosi średnio 2% w Starostach i 6% w Kleszczewie, a ku południowi wzrasta do 20%. Taka tendencja, chociaż mniej wyraźna, zaznacza się również we frakcji 7-5 cm. Dla otoczków wapiennych otrzymano nieco wyższe udziały głazików w kształcie walca niż dla skał krystalicznych (o kilka procent; ryc. 5).



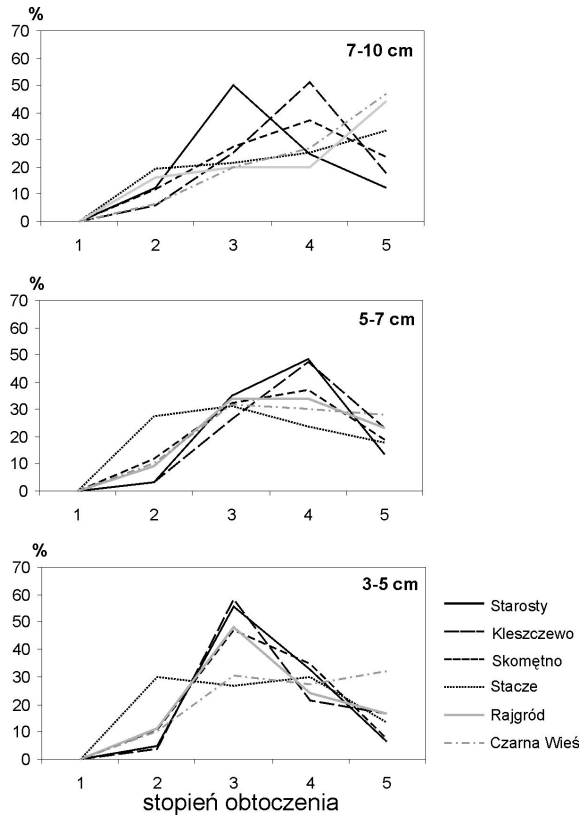
Ryc. 5. Udział głazików w badanych osadach sandrowych o kształcie (wg Zingga 1935): 1 – dysku, 2 – kuli, 3 – klingi, 4 – walca; lokalizacja stanowisk na ryc. 1

Fig. 5. Cobbles shape of the examined outwash fan sediments according to Zingg 1935. Share of: 1 – disk, 2 – sphere, 3 – blade, 4 – cylinder. Sites location on fig. 1

O długości transportu może również świadczyć stopień obtoczenia głazików, przy czym jest on zależny od odporności skał na niszczenie. Dotychczas ta cecha była analizowana dla sandru Czarnej Hańczy powyżej Suwałk (Przasnyska 2001), gdzie na odcinku 20 km zaznaczył się niewielki wzrost poprawy obtoczenia głazików frakcji 3-5 cm i 7-10 cm zarówno skał osadowych, jak i krystalicznych.

W badanym szlaku odpływu proglacialnego zaznacza się wzrost obtoczenia głównie we frakcji 7-10 cm (ryc. 6). W części północnej, tj. na odcinku Starosty-Skomętno, widoczny jest wyraźny wzrost obtoczenia tej frakcji. Maleje liczba otoczków o średnim stopniu obtoczenia (z 50% do 27%), a zwiększa się udział dobrze obtoczonych (z 25% do 38%). W części południowej, tj. poniżej Skomętna, zmiany te są mniejsze. W Staczach występuje najwięcej, bo aż 20% otoczków o słabym obtoczeniu i dalej ku południowi ich stopień obtoczenia wzrasta, ale nie tak wyraźnie. Odrębność strefy południowej zaznacza się także słabszym obtoczeniem głazików frakcji 5-7 cm i 3-5 cm. Może to wiązać się z dostawą materiału z rozcinanej strefy moren czołowych lub włączaniem do transportu osadów starszego odpływu proglacialnego, funkcjonującego w czasie maksymalnego zasięgu (2) fazy pomorskiej.

Za koncentracją odpływu w głębszych korytach przemawia zwiększający się od północy ku południowi udział otoczków pękniętych frakcji 7-10 cm (z 12% w Starostach do 46% w Czarnej Wsi), kosztem tych o średnim i dobrym obtoczeniu. Również J. Kajszcak i P. Olszaniecki (2001) zwracali uwagę na wzrastającą ilość otoczków pękniętych ku południowi. Taka sytuacja dobrze koresponduje z występującymi w odsłonięciach warstwowaniami rynnowymi, wskazującymi na dynamiczne środowisko kanałów międzyodsypowych. Otoczki o średnicy 7-10 cm



Ryc. 6. Obtoczenie głazików w osadach badanego sandru wg uproszczonej klasyfikacji Olszewskiego (1974): 1 – brak obtoczenia, 2 – słabe, 3 – średnie, 4 – dobre, 5 – głaziki pęknięte. Lokalizacja stanowisk badań na ryc. 1

Fig. 6. Cobbles roundness in the examined outwash fan sediments according to simplified Olszewski classification (1974). 1 – lack of roundness, 2 – small, 3 – medium, 4 – well rounded, 5 – cobbles cracked. Sites location on fig. 1

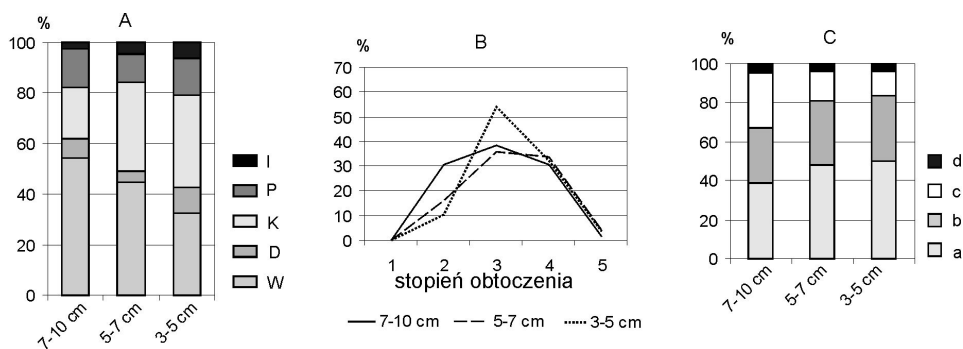
reprezentują frakcję przejściową od wleczenia do saltacji. Podczas transportu w saltacji najczęściej następuje pękanie otoczków. Mniejsze głaziki były transportowane w zawieszynie i stopień ich obróbki nie ulegał większym zmianom.

Podobne cechy obtoczenia i kształtu otoczków zaobserwowano, badając współczesne sandry na Islandii (Smolska i in. 1998, Angiel i in. 2005).

Cechy osadów strefy marginalnej

W celach porównawczych przeprowadzono również podobne analizy osadów morenowych i wodnolodowcowych krótkiego transportu (ryc. 1). Do badań wybra-

no pagórki moren czołowych i martwego lodu, zbudowane ze słabo wysortowanych osadów wodnolodowcowych w okolicy Olecka Małego, Dudek, Podliszewa i Skroczkich. Drugim rodzajem analizowanych osadów były serie piaszczysto-żwirowe lub gliny piaszczystych pagórków kemowych w okolicy wsi Zatyki i Kulesze. Występowały w postaci wkładek w obrębie osadów piaszczystych i mulkowych lub je przykrywały. Uzyskane wyniki analiz są podobne, niezależnie od lokalizacji miejsca pomiarów, dlatego zaprezentowano analizy osadów morenowych okolic Dudek jako przykładowe (ryc. 7).



Ryc. 7. Cechy osadów moreny czołowej w Dudkach dla frakcji 7-10 cm, 5-7 cm i 3-5 cm. A: Skład petrograficzny: W – wapienie, D – dolomity, K – skały krystaliczne, P – piaskowce i kwarcyty, I – inne; B: obtoczenie wg Olszewskiego (1974): 1 – brak obtoczenia, 2 – słabe, 3 – średnie, 4 – dobre, 5 – gładziki pęknięte; C: kształt ziaren wg Zingga (1935): a – dysk, b – kula, c – klinga, d – walec

Fig. 7. Selected features of the ice-marginal moraine at Dudki site for fractions: 7-10 cm, 5-7 cm and 3-5 cm. A: petrographical composition: W – limestones, D – dolomites, K – crystallines, P – sandstones and quartzites, I – other rocks; B: roundness after Olszewski classification (1974): 1 – lack of roundness, 2 – small, 3 – medium, 4 – well rounded, 5 – cobbles cracked, C: cobbles shape after Zingga (1935): a – disk, b – sphere, c – blade, d – cylinder

Analiza składu petrograficznego osadów moren czołowych wskazuje średnio o około 10% większy udział gładzików skał węglanowych i kilkanaście procent mniejszy udział krystalicznych niż w osadach sandrowych (ryc. 7A).

W przypadku obtoczenia gładzików w osadach ze strefy marginalnej zwraca uwagę niewielki, jedynie 2-4% udział otoczków pękniętych oraz nieco słabszy stopień obtoczenia niż notowany w osadach sandrowych (ryc. 7B), przy czym różnica ta zwiększa się ku południowi. Najbardziej widoczną różnicą przy porównaniu cech gruboklastycznych osadów sandrowych i pagórków morenowych oraz występujących w formach kemowych jest kształt analizowanych otoczków. W osadach krótkiego transportu prawie nie występują otoczki w kształcie walca; ich udział niezależnie od wielkości frakcji wynosi 2-5%. Cechą charakterystyczną jest znaczny udział otoczków w kształcie kuli i klingi oraz mniejszy dysku (ryc. 7C). W osadach sandrowych obserwowano o kilka do kilkunastu procent więcej otoczków typu dysku, szczególnie we

frakcjach 7-10 i 5-7 cm. Otoczaki w kształcie dysku należą do najtrudniej uruchamianych w środowisku rzeczonym ze względu na kształt i dlatego wraz z długością transportu następuje wzbogacenie w nie rumowiska (Gradziński i in. 1986, Illenberger 1991, Hattingh, Illenberger 1995). W dynamicznym środowisku prądowym drobne gładziki mogą być transportowane w zawieszynie nawet na znaczną odległość bez wyraźnej selekcji pod względem kształtu. W analizowanej frakcji 3-5 cm nie występują istotne różnice pomiędzy kształtem osadów sandrowych i reprezentujących osady moren i form szczelinowych. Dlatego w przypadku obtoczenia najmniejsza z badanych frakcji nie jest wskaźnikowa dla długości transportu i środowiska.

Wnioski

Analiza występowania osadów sandrowych od Olecka w kierunku Rajgrodu oraz wysokości nad poziomem morza niższego poziomu sandrowego, wyróżnionego przez M. Bruj i P. Woźniaka (1991), wskazuje na jego kontynuację morfologiczną ku południowi. W północnej części badanego obszaru starsze sandry zostały zachowane

w postaci wyższych poziomów. Analizowane na 6 stanowiskach wzdłuż 50 km strefy sandrowej cechy osadów sandru olecko-rajgrodzkiego wskazują na odpyływ typu rozutki z przewagą litofacji proksymalnych na północy i z wyraźnie większym udziałem litofacji dystalnych ku południowi. Jest to zgodne z litotypami opisanymi przez T. Zielińskiego (1993) dla sandrów Polski północno-wschodniej. Cechy osadów gruboklastycznych również potwierdzają funkcjonowanie tego samego szlaku podczas kolejnych etapów recesji lądolodu fazy pomorskiej. Osady gruboklastyczne z południowej strefy sandru były przerabiane przez wody spływające od coraz to dalszych stref recesyjnych, a przede wszystkim przez wody najmłodszego odpyływu, od czoła lądolodu subfazy hańczańskiej. Świadczą o tym takie cechy, jak rosnący ku południowi udział otoczek w kształcie walca, wzrost obtoczenia oraz zwiększenie udziału otoczek skał krystalicznych, głównie kosztem dolomitów, wapieni i piaskowców. Formowanie się szlaku było niewątpliwie kilkietapowe, a do transportu włączane były osady starszych odpyływów proglacialnych. W przypadku wyróżnionego sandru jeziora Skomętno (Ber 1998) to włączanie starszych osadów do transportu zaznacza się np. nieco mniejszym udziałem gładzików dobrze obtoczonych, z zachowaniem ogólnych tendencji zmian wzdłuż całej analizowanej strefy.

Przesłanki morfologiczne i sedymentologiczne przemawiają za traktowaniem strefy odpyływu od Olecka do Rajgrodu jako jednego szlaku sandrowego. Zagadnienie to wymaga dalszych badań, uwzględniających więcej stanowisk.

Literatura

Angiel P., Borkowski K., Giriat D., Smolska E., Szwarczewski P., 2005, *Szlak sandrowy Flåajökull – wskaźnikowe cechy sedymentologiczne dynamiki środowiska*. W: *Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii* –

- formy i osady. Terenowe Warsztaty Geomorfologiczne Islandia 14-28 sierpnia 2005 – Przewodnik wycieczki*, Toruń, s. 139-146
- Ber A., 1968, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Jeleniewo, Warszawa
- Ber A., 1975, *Mapa geologiczna Polski 1:200 000* arkusz Elk, Warszawa
- Ber A., 1998, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1:50 000*, arkusz Wieliczki (146), Warszawa
- Bogacki M., 1976, *Współczesne sandry na przedpolu Skiejdarárjökull (Islandia) i plejstoceńskie sandry w Polsce północno-wschodniej*, Rozprawy UW, 93, Warszawa
- Bogacki M., 1985, *Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni. W: Województwo suwalskie – studia i materiały*, Warszawa, s. 11-58
- Bruj M., Woźniak P., 1991, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Olecko (107), Warszawa
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Warszawa
- Hattingh J., Illenberger W.K., 1995, *Shape sorting of flood-transported synthetic clasts in a gravel bed river*, *Sedimentary Geology*, 96, s. 181-190
- Illenberger W.K., 1991, *Pebble shape (and size!)*, *J. Sediment. Petrol.*, 61, s. 756-767
- Kajszczyk J., Olszaniecki P., 2001, *Wybrane cechy teksturalne i strukturalne osadów sandrowych i stref marginalnych zlodowacenia północnopolskiego na obszarze między Oleckiem a Rajgrodem*, Archiwum WGiSR UW, Warszawa, praca magisterska
- Krzywicki T., 1999, *Maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia wisły w północno-wschodniej Polsce i obszarach przyległych*, *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, rozprawa doktorska, maszynopis
- Krzywicki T., 2002, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Rajgród (184), Warszawa
- Krzywicki T., 2005, *Zasięgi zlodowaceń vistulianu w północno-wschodniej Polsce*, *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU*, t. III
- Lisicki S., 1993, *Deglacjacja Pojezierza Suwalskiego w okresie schyłku plejstocenu*. W: *Przewodnik LXIV Zjazdu PTG na Ziemi Suwalskiej*, Warszawa, s. 81-89
- Malarz R., 2002, *Powodziowa transformacja gruboklastycznych aluwów w żwirowodennych rzekach zachodnich Karpat fliszowych*, Kraków
- Mapa geologiczna Polski 1:500 000*, 2006, red. L. Marks, A. Ber, W. Gogołek, Warszawa
- Miall A.D., 1985, *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*, *Earth. Sci. Rev.*, 22, s. 262-308
- Monderewicz W., 1999, *Analiza morfologiczno-litologiczna paleomeandru Czarnej Hańczy w okolicy Potasznia na tle rozwoju górnego odcinka doliny*, WGiSR UW, Warszawa, praca magisterska
- Nawara K., 1964, *Transport i sedymentacja współczesnych żwirów Dunajca i niektórych jego dopływów*, *Prace Muz. Ziemi* 6
- Olszewski A., 1974, *Jednostki litofacjalne glin subglacjalnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur*, *Studia Soc. Scient. Torun.*, Sec. C, 8 (2)
- Przasnyska J., 2001, *Zapis dynamiki środowiska depozycji w osadach sandru Czarnej Hańczy na odcinku jezioro Hańcza – Suwałki*, WGiSR UW, praca magisterska
- Rust B.R., 1978, *A classification of alluvial channel systems*. W: *Fluvial sedimentology*, red. A.D. Miall, *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5, s. 187-198
- Rutkowski J., 1995, *Badania petrograficzne żwirów*. W: *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski, Warszawa, s. 133-150

- Rutkowski J., w druku, *Petrografia żwirów – możliwości badawcze i podstawy interpretacji wyników*. W: *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski, Warszawa, s. 39-68
- Smolska E., Szwarczewski P., Giriat D., Borkowski K., 1998, *Texture characterization of the contemporary coarse clastic outwash sediments of Fláajökull and Falljökull in south-eastern Iceland*, *Miscellanea Geographica* 8, s. 55-65
- Unrug R., 1957, *Współczesny transport i sedymentacja żwirów doliny Dunajca (zachodnie Karpaty)*, *Acta Geol. Pol.* 7(2), s. 217-257
- Zieliński T., 1989, *Lithofacies and palaeoenvironment characteristics of Suwałki outwash (Pleistocene, NE Poland)*, *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 59, s. 249-270
- Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Katowice
- Zingg T., 1935, *Beitrag zur Schotteranalyse: Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 15, s. 39-140
- Żurek S., 1975, *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 110, s. 109

Summary

The outwash fan situated in north-eastern Poland between Olecko and Rajgród belongs to the worst expressed forms. The sandy and gravel form under study is also weakly recognized and geomorphologically surveyed. The sandy-gravel fields of sand located in the vicinities of Olecko, Skomętno and Rajgród are defined as the local sandurs (outwash fans). The zone of sandy sediments occurrence with total length of some 50 km is differentiated by width (from hundreds of meters to few, locally up to 3 km) and is cut by four latitudinal zones of ice-marginal moraines). The lower Olecko outwash level has its continuation further south and is the youngest way of sandur water outflow that can be defined as Olecko-Rajgród outwash fan. The sandur outwash was of bridged river type: a proximal in the north part and a distal in the south part what is emphasized by the lithofacies. During the research there have been found some changes in the cobbles rock composition and roundness that could be caused due to the transport processes while the outwash fans were created. The textural features of the sediments in the outwash fan between Olecko and Rajgród indicate for few stages in the evolution of the form. Cobbles shape and selective petrographical diversification (i.e. locally conditioned low or high contents) is to some extent caused by the distance from the active ice sheet and the length of transportation in high energy environment.