

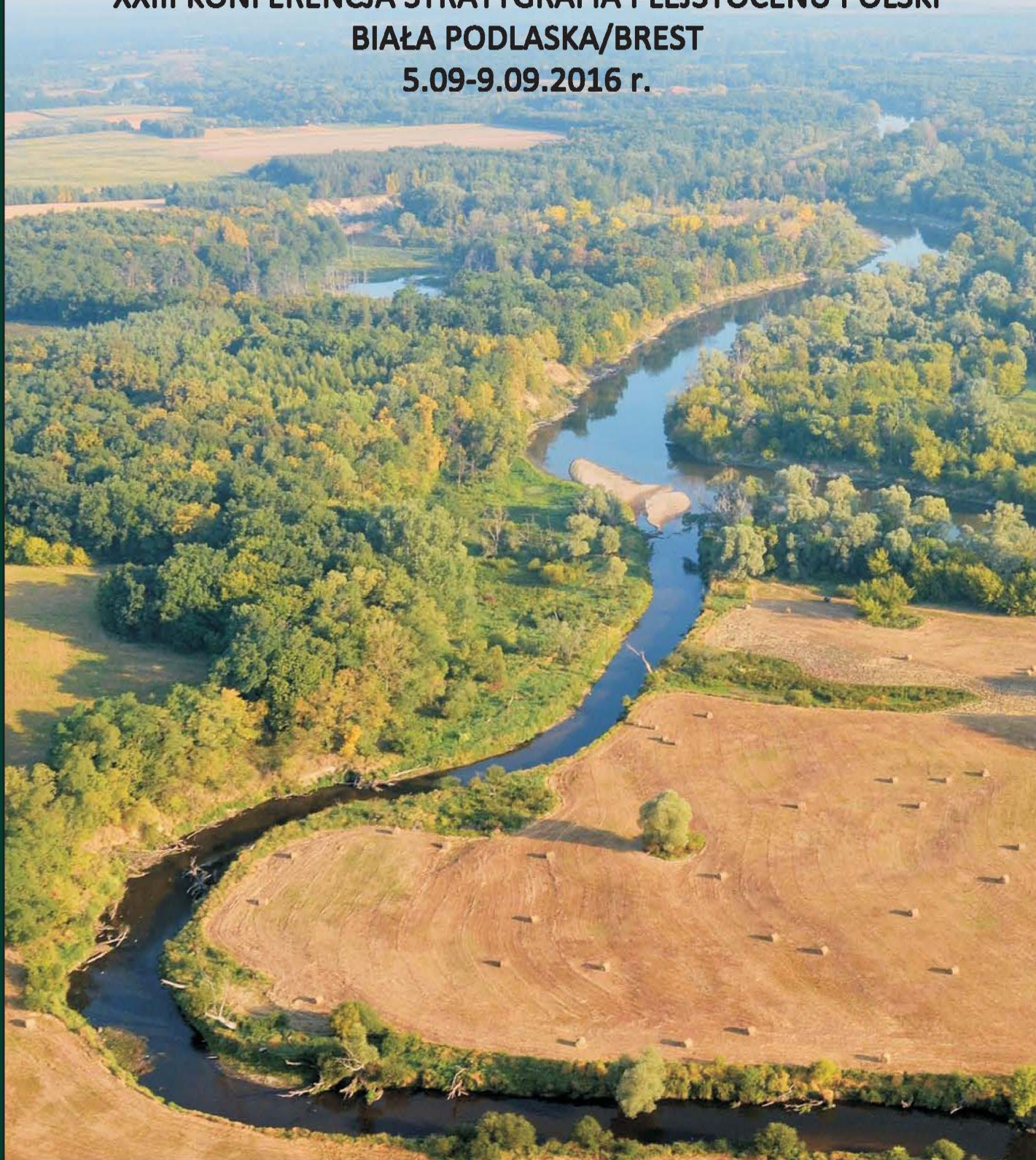


**PAŃSTWOWA SZKOŁA WYŻSZA IM. PAPIEŻA JANA PAWŁA II
W BIAŁEJ PODLASKIEJ**



PLEJSTOCEN POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO

**XXIII KONFERENCJA STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU POLSKI
BIAŁA PODLASKA/BREST
5.09-9.09.2016 r.**



Biała Podlaska 2016



XXIII KONFERENCJA STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU POLSKI

Plejstocen południowej części
pogranicza polsko-białoruskiego

Biała Podlaska/Brest 5 – 9.09.2016



Biała Podlaska 2016

Komitety honorowy: prof. dr hab. Józef Bergier, Rektor Państwowej Szkoły Wyższej im. Papieża Jana Pawła II, Biała Podlaska
prof. dr hab. Anna Sender, Rektor Brzeskiego Uniwersytetu Państwowego im. A. Puszkina, Brest
prof. dr hab. Aleksandr Karabanov, Dyrektor Instytutu Zarządzania Przyrodą, Białoruska Akademia Nauk, Minsk
dr hab. Andrzej Gąsiewicz, p.o. Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Warszawa
prof. dr hab. Leszek Marks, Przewodniczący Komitetu Badań Czwartorzędu PAN
dr Irina Abramova, Dziekan Wydziału Geografii Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Brest

Komitet Organizacyjny:

Przewodniczący: prof. dr hab. Jerzy Nitychoruk
Członkowie: prof. dr hab. Leszek Marks
prof. dr hab. Maksim Bahdasarau
dr hab. Małgorzata Roman, prof. UŁ
dr hab. Sławomir Terpiłowski, prof. UMCS
dr hab. Barbara Woronko
dr hab. Tatiana Rylova
dr hab. Piotr Czubla
dr Tomasz Krzywicki
dr Aleksandra Majecka
dr Katarzyna Pochocka-Szwarc
dr Aksana Hradunova
dr Mikalai Hrachanik
dr Łukasz Zbucki
mgr Joanna Rychel
mgr Anna Tołoczko-Pasek

Redakcja naukowa: Joanna Rychel
Łukasz Zbucki

Mapa na okładce: Monika Pielach

Projekt okładki: Joanna Rychel, Łukasz Zbucki

Projekt logo: Joanna Rychel

Skład i druk: Agencja Reklamowa TOP, ul. Toruńska 148, 87-800 Włocławek
tel.: 54 423 20 40, fax: 54 423 20 80, www.agencjatop.pl

© 2016 Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, Polska

ISBN 978-83-64881-30-5

Biała Podlaska 2016

Spis treści

WPROWADZENIE	5
REFERATY WPROWADZAJĄCE	7
Joanna Rychel, Łukasz Nowacki, Alexandr Karabanov, Maksim Bahdasarau, Mikalai Hrachanik, Sergiej Mamchyk BUDOWA I UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODŁOŻA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI OBSZARU PRZYGRANICZNEGO POLSKI I BIAŁORUSI.	9
Katarzyna Pochocka-Szwarc, Tomasz Krzywicki, Leszek Marks, Alexandr Karabanov, Tatsiana Rylova, Sergiej Mamchyk STRATYGRAFIA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO W CZWARTORZĘDZIE.	12
Leszek Marks, Alexandr Karabanov, Jerzy Nitychoruk, Maksim Bahdasarau, Aksana Hradunova, Mikalai Hrachanik, Tomasz Krzywicki, Aleksandra Majecka, Sergiej Mamchyk, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Joanna Rychel, Barbara Woronko, Tatsiana Rylova, Łukasz Zbucki, Łukasz Nowacki, Monika Pielach ZASIĘG LĄDOŁODU PRZEDOSTATNIEGO ZŁODOWACENIA SKANDYNAWSKIEGO W STREFIE POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO	16
Jerzy Nitychoruk, Łukasz Zbucki, Tatsiana Rylova, Aleksandra Majecka, Alexandr Karabanov, Maksim Bahdasarau, Aksana Hradunova, Mikalai Hrachanik, Sergiej Mamchyk STANOWISKA INTERGLACJALNE POLSKI ŚRODKOWO-WSCHODNIEJ I BIAŁORUSI ZACHODNIEJ	19
Tomasz Krzywicki OD ZŁODOWACENIA ODRY / PRYPECI DO HOLOCENU. PALEOGEOGRAFIA POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO POMIĘDZY BIAŁYMSTOKIEM A PIŃSKIEM.	22
Łukasz Zbucki, Joanna Rychel, Tomasz Krzywicki, Aksana Hradunova WALORY GEOTURYSTYCZNE OBSZARU PRZYGRANICZNEGO POLSKI I BIAŁORUSI W REJONIE BIAŁEJ PODLASKI I BRZEŚCIA	30
LITERATURA DO REFERATÓW WPROWADZAJĄCYCH.	32
REFERATY.....	37
Aleksander Adamczyk, Wojciech Wysota, Jan A. Piotrowski, Marcin Sobiech KRĘTE FORMY GLACJALNE (GLACIAL CURVILINEATIONS) W OBSZARZE OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA NA NIŻU EUROPEJSKIM	37
Andreas Börner, Dariusz Gałązka GEOLOGICAL INVESTIGATION IN SZTUM (STUHM) AREA – HISTORICAL REVIEW AND ACTUAL STATE.	38
Łukasz Bujak, Barbara Woronko, Marcin Żarski, Marzena Małek, Renata Stachowicz-Rybka ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ W DOLNYM PLEJSTOCENIE W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI NIZINY POŁUDNIOWOPODLASKIEJ	43
Mirosław Tomasz Karasiewicz, Barbara Woronko, Joanna Rychel, Mirosława Kupryjanowicz, Tomasz Krzywicki, Aleksander Adamczyk OSADY ZAMKNIĘTYCH BASENÓW SEDYMENTACYJNYCH PÓŁNOCNEGO PODLASIA JAKO ZAPIS ZMIAN KLIMATYCZNYCH W OKRESIE MIS 6 – MIS 2	45

Leszek Lindner	
JESZCZE O WYSTĘPOWANIU LUB NIEWYSTĘPOWANIU GLINY LODOWCOWEJ NAD OSADAMI INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO (ALEKSANDRYJSKIEGO, LICHWIŃSKIEGO) NA POGRANICZU POLSKI, BIAŁORUSI I UKRAINY ORAZ O ZASIĘGU ZŁODOWACENIA ODRY (PRYPECI, DNIEPRU 2)	47
Małgorzata Pisarska-Jamroży	
SEDYMENTOLOGICZNY MODEL RZEKI ROZTOKOWEJ OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA W PRADOLINIE TORUŃSKO-EBERSWALDZKIEJ	50
Małgorzata Pisarska-Jamroży, Barbara Woronko, Antonius J. (Tom) Van Loon, Mateusz Mleczak	
DEFORMACJE GĘSTOŚCIOWE PERYGLACJALNE I SESJMICZNE – PODOBIENSTWA I RÓŻNICE	52
Leszek Starkel, Danuta J. Michczyńska, Piotr Gębica	
ZMIANY KLIMATYCZNE W OKRESIE INTERPLENIGLACJAŁU ODZWIERCIEDLONE W GEOEKOSYSTEMACH POLSKI POŁUDNIOWEJ	55
Karol Tylmann, Piotr P. Woźniak, Vincent Rinterknecht	
WIELKIE GŁAZY NARZUTOWE PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ POLSKI I ICH PRZYDATNOŚĆ DO DATOWANIA RECESJI OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU SKANDYNAWSKIEGO METODĄ IZOTOPÓW KOSMOGENICZNYCH	56
Artur Zieliński, Tomasz Kalicki, Dariusz Wieczorek, Ireneusz Olszak, Marcin Frączek, Libor Petr	
GENEZA I WIEK OSADÓW DOLINY CZARNEJ STASZOWSKIEJ W REJONIE RYTWIAN (NIECKA POŁANIECKA)	58
Paweł Zieliński, Robert J. Sokołowski, Barbara Woronko, Michał Jankowski, Stanisław Fedorowicz, Karol Standzikowski	
UWARUNKOWANIA KLIMATYCZNE I LOKALNE NA DEPOZYCJĘ FLUWIALNO- EOLICZNEJ SUKCESJI OSADOWEJ W POLSCE I ZACHODNIEJ UKRAINY	59
Marcin Żarski, Anna Hrynowiecka	
POJEZIERZA MAZOWIECKIE PODLASIA I POLESIA (POLSKA SE)	61
POSTERY	63
Andreas Börner, Anna Hrynowiecka, Renata Stachowicz-Rybka, Monika Niska, Vladislav Kuznetsov, Fedor Maksimov, Aleksey Petrov, Magdalena Moskal-del Hoyo	
PALAEOECOLOGICAL INVESTIGATIONS OF THE EEMIAN INTERGLACIAL PEAT SEQUENCE NEUBRANDENBURG-HINTERSTE MÜHLE (MECKLENBURG-WESTERN POMERANIA, NE-GERMANY)	63
Stanisław Fedorowicz, Maria Łanczont, Andriy Bogucki, Karol Standzikowski, Przemysław Mroczek, Jarosław Kusiak	
KORELACJA CHRONOSTRATYGRAFICZNA NEOPLEJSTOCENSKICH LESSÓW WOŁYŃSKICH I PODOLSKICH NA PODSTAWIE DAT LUMINESCENCYJNYCH	67
Gwidon Jakubowski, Maciej Włodek	
STANOWISKO KOPALNE PRAŻUBRA BISON PRISCUS W OSADACH RZECZNYCH VISTULIANU W JABŁONNIE, K. WARSZAWY	69
Dariusz Krzyszkowski, Lucyna Wachecka-Kotkowska, Dariusz Wieczorek	
WYBRANE CECHY STRUKTURALNE OSADÓW W DOLNYM PIĘTRZE STRUKTURALNYM W ODKRYWCE BEŁCHATÓW (POLSKA ŚRODKOWA)	70
– PROFIL KUCÓW 16	70
Dariusz Krzyszkowski, Lucyna Wachecka-Kotkowska, Dariusz Wieczorek	
UTWORY FORMACJI ROGOWIEC (LATE SAALIAN, MIS6) W ODKRYWCE BEŁCHATÓW, POLSKA ŚRODKOWA	72

Karolina Łabęcka	
UNIKALNE OBIEKTY PRZYRODY NIEOŻYWIONEJ W OKOLICY MIELNIKA NAD BUGIEM I MOŻLIWOŚCI ICH WYKORZYSTANIA W GEOTURYSTYCE.....	74
Agnieszka Muzińska	
POWODZIE LODOWCOWE, JAKO SKUTEK EKSTREMALNYCH ZJAWISK GLACJALNYCH.....	76
Irena Agnieszka Pidek, Renata Stachowicz-Rybka, Marcin Żarski	
PALINOSTRATYGRAFIA I MAKROFLORA NOWEGO PROFILU FERDYNANDÓW 2011	77
Cyprian Seul	
OSADY PYLASTO-ILASTE NW CZĘŚCI ZIEMI WEDELA JARLSBERGA (SPITSBERGEN).....	79
Bartosz Stępień	
DEFORMACJE GLACITEKTONICZNE W CIOSNACH NA PÓŁNOC OD ŁODZI	80
Piotr Paweł Woźniak, Małgorzata Pisarska-Jamroży, Mateusz Mleczak	
DEFORMACJE W OSADACH SUBAKWALNYCH – DYSKUSJA NAD CZYNNIKAMI SPRAWCZYMI.....	82
WYCIECZKI	85
WYCIECZKA I – Biała Podlaska – Rechitsa (Rzeczycza) – Shebryn (Szebryn) – Brest (Brześć)	85
Aleksandra Majecka, Tatsiana Rylova, Barbara Woronko, Joanna Rychel, Mikalai Hrachanik, Leszek Marks	
STANOWISKO 1 – RECHITSA (RZECZYCA)	
ZAPIS ZMIAN WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH W OKRESIE OD ZŁODOWACENIA SANU 2 DO ZŁODOWACENIA ODRY, STADIAŁU WARTY NA STANOWIKU RECHITSA (BIAŁORUŚ)	85
Katarzyna Pochocka-Szwarc, Barbara Woronko, Joanna Rychel, Mikalai Hrachanik, Leszek Marks	
STANOWISKO 2 – SHEBRYN (Szebryn)	
STREFA ZASIĘGU ŁĄDOŁODU STADIAŁU WARTY NA STANOWISKU SHEBRYN (Szebryn K/Brześć)	94
WYCIECZKA II – Brest (Brześć) – Kamieniec- Tovarņa Gora (Towarna Góra) – Chepeli (Czepeli) - Brest (Brześć) – Czosnówka.....	99
Leszek Marks, Katarzyna Pochocka-Szwarc	
STANOWISKO 1 – BREST (BRZEŚĆ)	
HISTORIA BRZEŚCIA ORAZ UWARUNKOWANIA GEOMORFOLOGICZNE I GEOLOGICZNE BUDOWY TWIERDZY BRZESKIEJ	99
Tomasz Krzywicki	
STANOWISKO 2 – KAMIENEC (KAMIENIEC)	103
Barbara Woronko, Joanna Rychel, Mikalai Hrachanik, Tomasz Krzywicki, Łukasz Zbucki, Leszek Marks, Katarzyna Pochocka-Szwarc	
STANOWISKO 3 – TOVARNA GORA (TOWARNA GÓRA)	
ZAPLECZE STREFY MARGINALNEJ ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA ODRY STADIAŁU WARTY (TOWARNA GÓRA, BIAŁORUŚ)	105
Barbara Woronko, Joanna Rychel, Mikalai Hrachanik, Tomasz Krzywicki, Łukasz Zbucki, Leszek Marks, Katarzyna Pochocka-Szwarc	
STANOWISKO 4 – CHEPELI	
DYNAMIKA CZOŁA ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA ODRY STADIAŁU WARTY W OKOLICACH WSI CHEPELI (CZEPIELI, BIAŁORUŚ).....	109

WYCIECZKA III – Czosnówka – Mielnik – Janów Podlaski – Neple - Czosnówka	115
Sławomir Terpilowski, Tomasz Zieliński, Piotr Czubla, Małgorzata Roman	
STANOWISKO 1 – MIELNIK	
OSADY MORENY CZOŁOWEJ ZASIEGU LĄDOŁODU WARTY NA POGRANICZU	
POLSKI Z BIAŁORUSIĄ.	115
Jerzy Nitychoruk, Łukasz Zbucki	
STANOWISKO 2 – MIELNIK GÓRA ZAMKOWA	
GENEZA PODLASKIEGO PRZEŁOMU BUGU.	127
Łukasz Zbucki	
STANOWISKO 4 – JANÓW PODLASKI.	130
Jerzy Nitychoruk, Łukasz Zbucki	
STANOWISKO 5 – NEPLE	
ZABURZENIA GLACITEKTONICZNE W STREFIE MARGINALNEJ	132
SPIS LITERATURY DO WYCIECZEK TERENOWYCH	135

WPROWADZENIE

21 lat temu, w Grabanowie na Południowym Podlasiu odbyła się II Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. W 18 referatach i 5 stanowiskach terenowych ich autorzy przekazali stan ówczesnej wiedzy na temat geologii czwartorzędu i paleogeografii, głównie Polski wschodniej. A było co przekazywać, bo lata 80-te i początek lat 90-tych obfitowały w nowe odkrycia bardzo ciekawych stanowisk kopalnych osadów jeziornych. Te liczne odkrycia i publikacje na ich temat jeszcze nie za bardzo zakorzeniły się w świadomości naukowców, którzy przyjechali na konferencję, co sprawiło, że dyskusje na sali obrad, w terenie czy przy pieczonym baranie były bardzo ożywione i ciekawe. Najwyraźniej wyczuwało się różnicę poglądów między doświadczonymi badaczami, a narybkiem. Młodzi niejednokrotnie nie radzili sobie z połączeniem wyników swoich badań z ugruntowanymi poglądami starszych kolegów, a doświadczeni wyjadacze nie do końca dowierzali młodym, porywczym adeptom prac terenowych. Do rewolucji nie doszło. Pozostały na lata pytania: dlaczego stanowiska interglacjału mazowieckiego na wysoczyznach nie mają przykrycia osadami glacialnymi? Gdzie są osady 2-3 zlodowaceń, które miały być między interglacjałem mazowieckim i eemskim? Dlaczego tylko interglacjał ferdynandowski, mazowiecki i eemski są na Południowym Podlasiu reprezentowane w postaci osadów jeziornych, a inne interglacjały nie są? itd. itp.

Po 21 latach XXIII Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski” trafia ponownie na Południowe Podlasie i po raz pierwszy na Białoruś. Jest ona wynikiem prac jakie od 2014 r. prowadzi międzynarodowy zespół, kierowany przez prof. Leszka Marksa nad stworzeniem polsko-białoruskiej mapy geologicznej regionów przygranicznych w skali 1:250 000. Badania prowadzone do tej mapy przyniosły odpowiedzi na wiele pytań, między innymi na te, pozostawione bez odpowiedzi w 1995 r. ale też przyczyniły się do sformułowania kolejnych, pojawiły się nowe, frapujące zagadki geologiczne.

Pełni nadziei na Państwa aktywny udział w Konferencji, na ciekawe pytania i dyskusje, chcemy serdecznie zaprosić na zawsze gościnne Południowe Podlasie i zachodnią Białoruś, gdzie obiecujemy niezapomniane przeżycia terenowe.

W imieniu Komitetu Organizacyjnego
Jerzy Nitychoruk

REFERATY WPROWADZAJĄCE

BUDOWA I UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODŁOŻA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI OBSZARU PRZYGRANICZNEGO POLSKI I BIAŁORUSI

Joanna RYCHEL¹, Łukasz NOWACKI¹, Alexandr KARABANOV²,
Maksim BAHDASARAU³, Mikalai HRACHANIK³,
Sergiej MAMCHYK⁴

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl, lukasz.nowacki@pgi.gov.pl

²Instytut Zarządzania Przyrodą Narodowej Akademii Nauk Białorusi, Minsk
e-mail: karabanov@ecology.basnet.by

³Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest
e-mail: bogdasarov73@mail.ru, gryadunova@mail.ru, hrachanik55@mail.ru

⁴Ośrodek Naukowych Badań Geologicznych, Minsk
e-mail: tecton@rambler.ru

Pierwszym kompleksowym geologicznym opracowaniem kartograficznym dla tej części Podlasia była wykonana przez J. Nowak (1971) w skali 1:200 000 mapa, która zawierała obraz utworów powierzchniowych oraz podłoża utworów czwartorzędowych wraz z objaśnieniami tekstowymi. Najpełniejszych danych dostarczyły arkusze Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Janicki 2001a, b; Kmiecik 2007; Boratyn 2007; Kozioł i in. 2007; Nitychoruk, Gałązka 2006a, b i Nitychoruk i in. 2006, 2007). Dla białoruskiej części obszaru najwięcej informacji dostarczają mapy (Matveev i in. 2013) oraz opracowania monograficzne (Hrachanik i in. 2015; Karabanov i in. 1997). W ramach realizacji projektu DEC-2013/09/B/ST10/02040 wykonano prace zestawcze do mapy geologicznej w skali 1:250 000 obszaru transgranicznego Polski i Białorusi w rejonie Białej Podlaskiej i Brześcia.

Ukształtowanie powierzchni podłoża utworów czwartorzędu opisywanego obszaru jest zróżnicowane, zaznaczają się w nim liczne elewacje i depresje zbudowane ze skał neogenu, paleogenu i kredy. Najwyżej położone miejsca po stronie polskiej występują w zachodniej części analizowanego obszaru w rejonie Horoszki-Serpelice (ok. 140 m n.p.m.) i w Mielniku (130 m n.p.m.). Po stronie białoruskiej najwyżej położone są utwory górnego paleogenu w rejonie Muchawca. Największe obniżenie powierzchni podłoża czwartorzędu o przebiegu SW-NE występuje w obszarze przygranicznym w rejonie Starzyny na południe od Witowa (poniżej 90 m p.p.m.). Jego dno budują skały paleogenu górnego (eocen i oligocen). Znaczne depresje podłoża, w których dnie występują utwory górnej kredy występują w rejonie Kleszczel (poniżej 0 m n.p.m.) oraz Janowa Podlaskiego (poniżej 15 m p.p.m.). Zarówno największe depresje jak i elewacje podłoża związane są z ruchami tektonicznymi. Po ustąpieniu morza górnokredowego, badany obszar podlegał denudacji oraz blokowym ruchom podłoża, które miały miejsce u schyłku fazy laramijskiej (kreda/paleocen) orogenezy alpejskiej (Rychel i in. 2016). Liczne zaburzenia glaciektoniczne obejmujące utwory paleogenu i neogenu oraz jedynie przypowierzchniowe warstwy kredy stwierdzone były w postaci fałdów we wschodniej i północno-wschodniej ścianie kopalni kredy w Mielniku. Innym przykładem są fałdy lub łuski utworów górnego eocenu i dolnego oligocenu

udokumentowane w otworze w Radziwiłłowce (Słodkowska 1996) i w Pieczyskach oraz porwak kredowy w Głogach, na zachód od Mielnika (Ruhle, Zwierz 1961).

Najstarszymi skałami budującymi podłoże utworów plejstocénskich są znacznej miąższości wapienie i margle **kredy górnej**, głównie kampanu górnego i dolnego oraz mastrychtu dolnego. Występują one przede wszystkim po polskiej stronie w rejonie Kleszczel, Mielnika, Hołowczyc, Janowa Podlaskiego i Wierchlisia, Roskoszy i Lachówki Małej, Cieleśnicy, Pokiniani, Nepli, Kuzawicy i Lebedziewa. Po stronie białoruskiej zaobserwować je można tylko w rejonie Brześcia. Za wyjątkiem okolic Mielnika wypełniają one najgłębsze depresje podłoża. W rejonie Mielnika i Zagórza występują na powierzchni terenu i są prawdopodobnie efektem blokowej budowy podłoża (Falkowski i in. 1988; Łozińska-Stępień 1988).

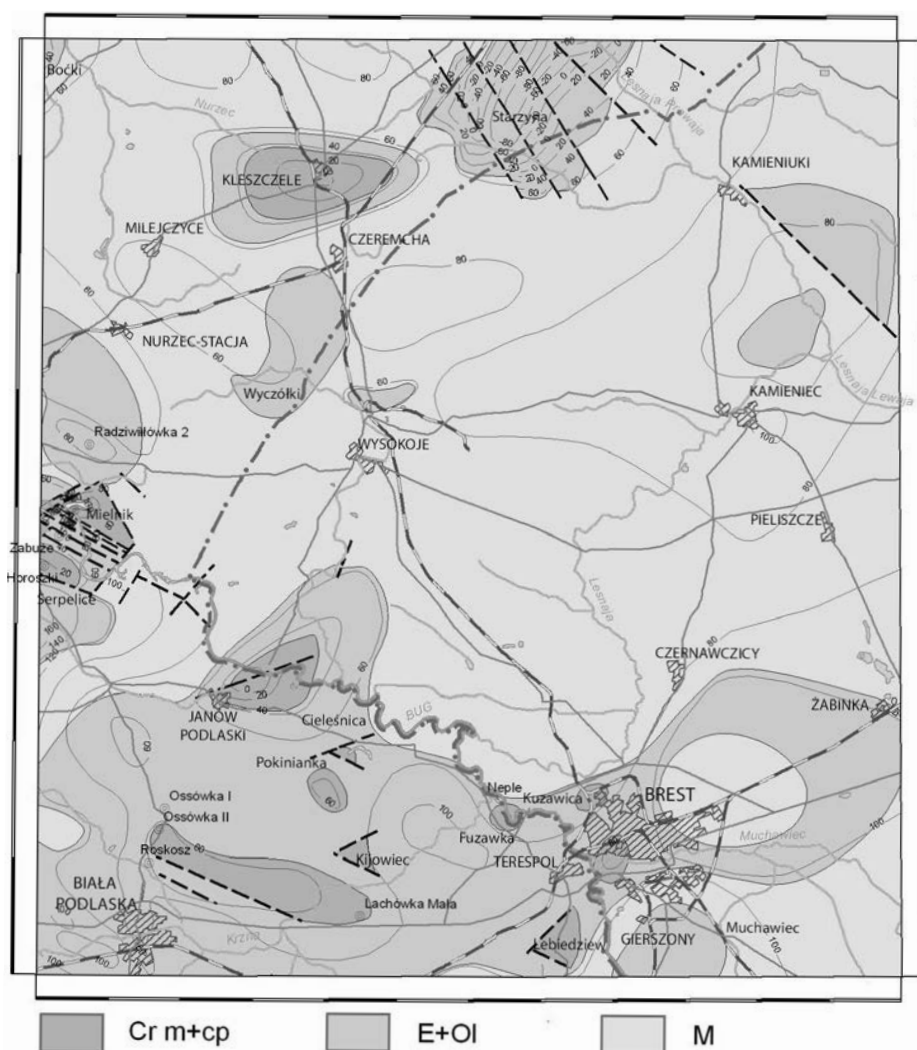


Fig. 1. Mapa podłoża utworów czwartorzędowych południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi

Biała kreda pisząca, margle i wapienie margliste **kampanu** zawierają często domieszkę krzemieni. Największą miąższość utworów kampanu stwierdzono w Mielniku - 200 m, gdzie występują na powierzchni terenu, czyli na ponad 100 m n. p. m. W pozostałych wystąpieniach strop kampanu leży na wysokości od 15 m p.p.m. w rejonie Janowa Podlaskiego i 2 m n.p.m. w rejonie Kleszczel do 77,2-85,7 m n.p.m. w Brześciu i 94,2 m n.p.m. w rejonie Lebedziewa na południu obszaru badań. Kampan górny oraz dolny został rozpoznany w przeważającej ilości profili wierceń na podstawie badań mikropaleon-

tologicznych fauny otwornicowej (Olszewska 2006; Gawor 1954; Gawor-Bieda 1958, 1972; Witwicka 1959; Gaździcka 2001). Skały tego wieku osiągają miąższość 13-30 m.

Mastrycht wykształcony jest w postaci nieco ciemniejszej odmiany kredy piszącej barwy białoszarej, miejscami ze skupieniami glaukonitu w kopalni kredy w Mielniku oraz również w postaci opoki marglistej w otworach Ossówka I i Ossówka II. Rozpoznany na podstawie nanoplanktonu wapiennego (otwornice) przez D. Peryt (1981) i E. Gaździcką (1999). Miąższość tych skał wynosi od 15 m (Mielnik) do 40 m (Ossówka) a ich strop występuje na wysokości 50-80 m n.p.m. Po stronie polskiej są to głównie margle, a miejscami kreda jeziorna.

Złoże kredy piszącej na południowym Podlasiu były przedmiotem zainteresowania już od XVIII wieku. Pierwsze wzmianki na temat kredy piszącej w okolicach Mielnika pochodzą z prac Eichenwalda (1830) i Puscha (1836); (vide Zwierz, 1954a). Następne prace służyły rozpoznaniu skał kredy i paleogenu/neogenu oraz ich interpretacji występowania (Giedroyc 1886; Siemiradzki 1906, 1909; Lewiński, Samsonowicz 1918; Halicki 1935; Sujkowski 1930, 1938; Bereś 1951; Mioduszeński 1951; Prószyński 1952; Mazurkiewicz 1953; Bieda 1958; Zwierz 1954; Łysogórski 1960; Drzał 1961; Rühle, Zwierz 1961; Morawiecki 1970; Staśkiewicz 1971; Data 1974; Bitner, Pisera 1979; Gaździcka 1981; Olszewska 1987; Krzowski 1997).

Utwory **paleogenu** występują w podłożu czwartorzędu głównie południowej części obszaru od Konstantynowa po Białą Podlaską i Terespol po polskiej stronie i Brześć oraz Żabinę po stronie białoruskiej. Poza tym w rejonie Sokół, Radziwiłłówki, Mielnika i Serpelic, na północ i południe od Czeremchy, na zachód od Bociek i w rejonie Starzyna na północy oraz we wschodniej części opisywanego obszaru, na północ od Kamieńca. Paleogen reprezentowany jest przez skały oligocenu i eocenu. Występują one w dwóch facjach: morskiej i śródlądowej. Strop paleogenu leży na wysokości od 90 m p.p.m. w rejonie Starzyny do ponad 100 m n. p. m. w rejonie Terespoła i Brześcia.

W środkowym **eocenie** nastąpiła transgresja morska. Powstawały wówczas piaski kwarcowo-glaukonitowe (Gedl 2006). Ich miąższość określona w otworze w Starzynie wynosi ponad 12 m a strop zalega na wysokości.

W **oligocenie** dolnym miała miejsce sedymentacja lagunowa z krótkotrwałymi ingresjami brackicznymi. Iły, mułki i piaski z glaukonitem oraz z wkładkami węgla brunatnych i konglomeratami fosforytowymi, wykształcone były w facjach morskich przejściowych i słodkowodnych. Miąższość ich wynosi od 15 do 40 m (Boratyn i in. 2007) zaś strop występuje zazwyczaj na wysokości 50-60 m n. p. m.

Osady **neogenu** są najbardziej rozpowszechnione w podłożu czwartorzędu. Reprezentowane są przez piaski kwarcowe i glaukonitowe oraz iły, mułki i piaski z przewarstwieniami węgla brunatnych **miocenu**, wykształcone w facjach przybrzeżnych, słodkowodnych i lądowych (Boratyn 2008). Ich łączna miąższość wynosi od około 10 m w rejonie Bociek do około 40 m w Radziwiłłówce, gdzie zostały wykonane oznaczenia składu dinocyst (Gedl 2005). Strop utworów miocenu występuje na wysokości od 39 m n.p.m w północno-zachodniej części mapy, w rejonie Bociek do 104,0 m n.p.m. w Terespolu.

STRATYGRAFIA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO W CZWARTORZĘDZIE

Katarzyna POCHOCKA-SZWARC¹, Tomasz KRZYWICKI¹, Leszek MARKS^{1,2},
Alexandr KARABANOV³, Tatsiana RYLOVA³, Sergej MAMCHYK⁴

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: kpoch@pgi.gov.pl, tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl, leszek.marks@uw.edu.pl

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

³Instytut Zarządzania Przyrodą Narodowej Akademii Nauk Białorusi, Minsk
e-mail: karabanov@ecology.basnet.by, rylova@nature.basnet.by

⁴Ośrodek Naukowych Badań Geologicznych, Minsk
e-mail: tecton@rambler.ru

Budowa geologiczna wschodniej części Niziny Podlaskiej została opracowana na podstawie 11 arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000: Boćki 458 (Boratyn 2007, 2008), Czeremcha 459 (Kmieciak 2007, 2008), Witowo 461 i Podcerkwa 461 (Boratyn i in. 2007), Stacja Nurzec 496 i Klukowicze 497 (Janicki 1999, 2001), Janów Podlaski 532 (Nitychoruk i in. 2003b, 2006), Wierzchlas 533 (Nitychoruk i in. 2003), Biała Podlaska 568 (Nitychoruk, Gałązka 2000a, 2006a), Rokitno 569 (Nitychoruk, Gałązka 2000b, 2006b), Terespol 570 (Nitychoruk i in. 2003c, 2007). Zachodnia część Polesia znajdująca się po stronie białoruskiej została opracowana na podstawie map 1:200 000 (geologicznej) i 1:500 000 (geomorfologicznej). Zestawiono 4 przekroje geologiczne, po dwa południkowe i równoleżnikowe. Prace zestawcze wykonano w ramach realizacji transgranicznej mapy geologicznej w skali 1:250 000 (projekt badawczy Narodowego Centrum Nauki decyzja nr DEC-2013/09/B/ST10/02040). Stratygrafię oparto o wyniki badań paleobotanicznych i litopetrograficznych (Marks i in. w druku).

Miąższość osadów plejstocénskich w części północnej i środkowej prezentowanego obszaru wynosi 150-80 m. Najmniejsze miąższości 20-30 m występują w rejonie Szalbrynia na SE od Brześcia. Najstarsze osady plejstocénskie należą do facji rzeczno-jeziornych z fragmentami mioceńskich węgli brunatnych, występujących w N części obszaru oraz w rejonie Białej Podlaskiej. Spąg tej serii leży na wysokości 50-60 m n.p.m. W osadach plejstocénskich występuje 2-5 pokładów glin lodowcowych reprezentujących zlodowacenia Nidy, Sanu 1, Sanu 2 i Odry (w tym stadiał Warty). Stwierdzono również osady interglacjalów: podlaskiego, mazowieckiego i eemskiego.

Zlodowacenie Nidy. Przed nasunięciem lądolodu miała miejsce depozycja osadów zastoiskowych, dobrze udokumentowanych w otworach wiertniczych na S od doliny Bugu: w Horoszkach Dużych, Serpelicach, Kolonii Komarno i Ossówce. W ilach i mułkach zastoiskowych występują laminy zawierające szczątki roślinne, pochodzące z redepozycji osadów paleogenu i neogenu. Sedymantacja tych osadów miała miejsce w chłodnym okresie przed transgresją lądolodu (Bińka 2001a, b; Nitychoruk i in. 2006), a ich spąg znajduje się na różnej wysokości m.in. w Serpelicach 150 m n.p.m., a w pobliskich Horoszkach Małych 20 m n.p.m. (Nitychoruk i in. 2006). Tak znaczne zróżnicowanie depozycji jest łączone z aktywnością tektoniczną w strefie uskoku Janowa Podlaskiego przed wkroczeniem lądolodu (Pożaryski 1974; Nitychoruk 1994).

Głębokie rozcięcia w skałach kredowych w rejonie Zabuża wypełnione są miąższymi (do 40 m) seriami piasków i żwirów fluwioglacjalnych transgredującego lądolodu. Zlodowacenie Nidy reprezentują gliny lodowcowe, zachowane dość fragmentarycznie, głównie w północnej części terenu. Gliny są piaszczyste i silnie wapniste (Boratyn 2007).

Interglacjał podlaski jest reprezentowany przez facje rzeczne (Boratyn 2007), a ich spektrum pyłkowe jest charakterystyczne dla zbiorowisk lasów borealnych (Granoszewski 2006).

W czasie transgresji lądolodu **zlodowacenia Sanu 1** miała miejsce depozycja piasków pyłowatych i ilów zastoiskowych, występujących na wysokości 80-100 m n.p.m. w rejonie Małaszewicz (dolina

Bugu). Osady te znane są z profili otworów studziennych w Brześciu (Prószyński 1933). Są to ility z domieszką piasków drobnych o miąższości do 20 m., leżące bezpośrednio na podłożu podczwartorzędowym. W rejonie Zabuża i Mielnika wypełniają głębokie obniżenia w podłożu kredowym i są zaburzone glacitektonicznie, miejscami złupkowacone i zlustrowane (Nitychoruk i in. 2006; Albrycht 1999). Gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 1 występują powszechnie i zawierają dużo materiału frakcji żwirowej, a wartości ich współczynników petrograficznych wynoszą 1,12-0,98-0,97 i 0,97-1,03-0,97 (Boratyn 2007). Stwierdzono w nich kry i porwaki osadów podczwartorzędowych m. in. w Lachówce Małej oraz w rejonie Zagórza (Janicki 2001). W glinach lodowcowych zlodowacenia sanu 1 występują osady miocenske z okruchami bursztynu (Albrycht 1999). W rejonie doliny Bugu (w okolicy Kobylan i w Brześciu) gliny lodowcowe tego zlodowacenia zachowały się w formie szczątkowej, a dalej ku E występują na międzyrzeczu Leśnej i Leśnej Prawej.

W chłodnych, lecz stabilnych warunkach klimatycznych wstępnej fazy **zlodowacenia Sanu 2** były akumulowane piaski i mułki osady zastoiskowe (Bińka 2001a, b), występują one powszechnie (Nitychoruk i in. 2007): w Lachówce Małej (miąższość 20 m), w rejonie doliny Bugu (Zabuże, gdzie są zaburzone glacitektonicznie), w rejonie Terespoła i Brześcia (pod glinami na wysokości 85-130 m n.p.m.). Erozja i akumulacja wód roztopowych zaznaczyła się lokalnie depozycją piasków i żwirów fluwioglacjalnych (Zabuże). Gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 2 budują powierzchnię zdenudowanej wysoczyzny polodowcowej odsłaniającej się miejscami spod młodszej pokrywy osadów wodnolodowcowych na S od doliny Bugu. Na N od doliny Bugu glina ta występuje w wielu profilach wiertniczych tworząc dosyć zwarty pokład złożony z gliny ilastej z licznymi żwirami i wapnistości 11-15%. Gliny zawierają znaczną ilość wapieni paleozoicznych (do 54%), przy zawartości skał krystalicznych około 30% (Boratyn 2007). Miąższość gliny wynosi od 30-40 m w części centralnej do 20 m na S, a w dolinie Bugu jej miąższość jest zredukowana do kilkunastu metrów. Po stronie białoruskiej gliny korelowane ze zlodowaceniem sanu 2 występują w wielu otworach wiertniczych na wysokości od 100-110 do 80 m n.p.m. W okolicy Kamieńca gliny te są zaburzone glacitektonicznie i wchodzi w skład pakietów z naprzemianległymi warstwami skał kredowych, piasków oraz gliny. W glinach zlodowacenia sanu 2 wycięte są rynny, w których w interglacjale mazowieckim były akumulowane osady jeziorne. Po ustąpieniu lądolodu wody roztopowe osadziły piaski i żwiry fluwioglacjalne wypełniające zagłębienia w powierzchni starszej gliny (okolice Czepli i Towarnej Góry na Białorusi). W dolinie Muchawca spąg tej serii występuje na wysokości około 100 m n.p.m.

Osady **interglacjału mazowieckiego** są wykształcone w postaci gytii, kredy jeziornej, mułków torfów, a niekiedy łupków bitumicznych. Występują w wielu stanowiskach i zostały dobrze udokumentowane palinologicznie. Po stronie polskiej do ważniejszych stanowisk należą: Komarno (Krupiński, Lindner 1991; Lindner, Marciniak 1997, 1998; Nitychoruk, Gałązka 2006, Albrycht i in. 1997), Grabanów (Bińka i in. 1996; Krupiński 2000; Nitychoruk, Gałązka 2006), Ossówka (Lindner i in. 1990; Nitychoruk 1994, 1996; Krupiński 1995; Lindner, Marciniak 1997; Nitychoruk, Bińka 1994, 1998; Krupiński 2000; Nitychoruk i in. 2005) i Lachówka Mała (Nitychoruk, 2000; Nitychoruk, Gałązka 2006), zaś po stronie białoruskiej stanowiska w rejonie Wysokiego: Barshchevo (Velichkevich i in. 1993), Dołbniewo (Gursky 1974), Szestakowo (Velichkevich i in. 1993) i Stawy (Krutous 1989a), w rejonie Kamienca: Szerbowo i Kokulczyce (Velichkevich i in. 1993), a na E Linowo (Motuz 1973), Chojniki, Uglany, Pieresudovichy, Sokołowo, Ogródniki i Rzeczycy (Velichkevich i in. 1993).

Zróznicowana miąższość interglacjalnych osadów jeziornych zależy od genezy misy jeziornej. W jeziorach rynnowych – długich (kilkanaście km), wąskich i głębokich obniżeniach predysponowanych strukturami podłoża (stanowiska Ossówka, Grabanów, Wilczyn i Woskrzenice), zachodziła intensywna sedymentacja węglanowa znacznej miąższości (30-55 m). Znacznie mniejsza sedymentacja charakteryzowała jeziora wytopiskowe wypełniające niewielkie i stosunkowo płytkie zagłębienia na powierzchni wysoczyzny lodowcowej (stanowiska Komarno i Pawłów Nowy) oraz jeziora w dolinach (stanowiska Linowo w dolinie Muchawca i Szestakowo).

Z nadciągającym ochłodzeniem reprezentującym **zlodowacenie Odry** związana jest sedymentacja zastoiskowa, będąca często kontynuacją sedymentacji jeziornej w zbiornikach jeziornych inter-

glacjału mazowieckiego m.in. Ossówka i Grabanów (Bińka 2001a). Miąższość serii zastoiskowej jest znaczna i wynosi około 20 m (Nitychoruk 2000, 2002). Również w dolinie Bugu w rejonie Małasze-wicz i Terespoła występuje seria zastoiskowych ilów i mułków dokumentujących początek ochłodzenia (Krupiński 1995, Bińka 2001b). Wody roztopowe transgredującego lądolodu akumulowały piaski i żwiry fluwioglacjalne wypełniające m. in. kopalną dolinę rzeki Leśnej Prawej i obniżenia w powierzchni gliny sanu 2 na N od Mielnika. Gliny lodowcowe zlodowacenia odry występują w północnej i środ-kowej części omawianego ternu. Są to gliny piaszczyste ze żwirami, brązowe, a w stropowej części oliwkowe. Wartości współczynników petrograficznych wynoszą 1,56-0,70-1,28 w spągu i 2,0-0,52-1,74 w stropie (Boratyn 2007). W składzie petrograficznym przeważają wapienie północne (do 51%) nad skałami krystalicznymi (około 30%). Gliny zlodowacenia Odry odsłaniają się na powierzchni terenu jedynie w rozcięciach erozyjnych doliny Bugu w rejonie Mielnika, gdzie zawierają niewielkie kry mio-cenu i kredy (Janicki 2001). Dalej ku E występują w okolicy Towarnej Góry i Kamienca. Na S od doliny Bugu gliny te występują w Zabuzu, Horoszkach Dużych i Serpelicach. Cechą charakterystyczną dla tych glin jest znaczny udział skał lokalnych: wapieni, krzemieni i rogowców (Gałązka 2002; Dzierżek 2002). W Serpelicach występują na wysokości ok. 150 m n.p.m. tj. bezpośrednio na zaburzonych ilach zastoiskowych z okresu poprzedzającego nasunięcie lądolodu zlodowacenia Sanu 1. Na S od Serpelic tych glin nie stwierdzono.

Z transgresją lądolodu **stadiału Warty** związana jest akumulacja osadów fluwioglacjalnych m.in. na N od doliny Bugu i w rejonie doliny rzeki Leśnej. Gliny lodowcowe stadiału Warty występują powszechnie, na powierzchni terenu na północ od Serpelic i Mielnika, a także fragmentarycznie od-słaniają się spod młodszej pokrywy osadów fluwioglacjalnych w rejonie Brześcia i Szebrynia. Budują powierzchnie wysoczyzny lodowcowej w rejonie Wysokiego, Kamienca i dalej ku S. W profilach stu-dziennych w Brześciu występują pokłady gliny lodowcowej piaszczystej oraz bruku z jej rozmywania. Gliny są piaszczysto-ilaste i o znacznym stopniu zwietrzenia. Zawierają więcej wapieni paleozoicznych (do 50%) niż skał krystalicznych (do 37%).

Lądolód stadiału warty dotarł najprawdopodobniej na S od Mielnika, nieznacznie przekraczając obecną dolinę Bugu. W okolicy Nepli czoło utworzyło niewielkich rozmiarów łob wypustowy, który spowodował spiętrzenie osadów glin i piasków ze żwirami. Ku E czoło lądolodu znajdowało się na E od Kamienca i doliny Leśnej. Na N od Bugu występują ciągi wzgórz czołowo morenowych w rejonie Miel-nika i Zagórza. O dynamice czoła lądolodu świadczą moreny czołowe akumulacyjne (Góra Wajkowska) i spiętrzone (Góra Uczeszcie) (Terpiłowski, Dobrowolski 2004).

Formy szczelinowe oraz ozy znajdują się głównie w NE części omawianego obszaru w rejonie Krasnej Wsi, Pokaniewa, Bociek i Czeremchy. Często towarzyszą wytopiskom lub południowo zorien-towanej dolinie (na wschód od Milejczyce). Wokół wytopisk występują moreny martwego lodu, a same wytopiska wypełniają ily i mułki. Piaski i żwiry fluwioglacjalne związane z odpływem wód roztopo-wych podczas deglacjacji występują powszechnie na powierzchni terenu. Ich miąższość wynosi od kilku metrów na N do kilkunastu w strefie ekstraglacjalnej (okolice Białej Podlaskiej). Na E towarzyszą dolinom mniejszych cieków lub rzek (np. Leśnej Prawej), które pełniły rolę odpływu proglacjalnego.

W **interglacjale eemskim** istniały na wysoczyźnie i sandrach niewielkie izolowane jeziora wy-ppełniające zagłębienia terenu po dawnych wytopiskach. W Horoszkach Dużych, gdzie udokumentowa-no zapis późnego glacjału zlodowacenia Odry oraz pełną sukcesję florystyczną interglacjału, a także zapis zmian klimatycznych wczesnego glacjału zlodowacenia Wisły (Granoszewski 2003). Na N osady jeziorne stwierdzono w stanowiskach Choroszczewo i Boćki (Kupryjanowicz 2005) oraz Milejczyce (Bińka 2006). Miąższość osadów organicznych wynosi 2-7 m (Boratyn 2007). Po stronie białoruskiej stanowiska osadów interglacjału murawińskiego znane są z rejonu Małoryty na S od Kobrynia oraz w Zelwie i Cziepielewie w dolinie Szczary.

W czasie **zlodowacenia Wisły** obszar znajdował się w strefie ekstraglacjalnej. W dolinach Bugu i Krzny akumulowane były piaski, żwiry i mułki tarasów nadzalewowych na wysokości 136-130 m n.p.m. w dolinie Bugu (2-5 m n.p. rzeki), a 130-131 m n.p.m. w dolinie Krzny (1-2 m n.p. rzeki). Naj-większą miąższość osadów (17 m) stwierdzono w okolicy Terespoła. W dawnych wytopiskach aku-

mulowane były piaski ze żwirami i mułki jeziorne oraz rzeczne. U schyłku glacjału obniżenia zostały wypełnione osadami deluwialno-jeziornymi, a odsłonięte powierzchnie sandrowe były przewiewane, tworzyły się wydmy i pokrywy piasków przewianych.

W **holocenie** w dnach dolin rzecznych tworzyły się osady tarasów zalewowych, a w dnach mniejszych cieków namuły torfiaste i piaszczyste. Torfy wypełniają zagłębienia bezodpływowe, miejscami tworząc rozległe równiny torfowe.

Wiek ka BP	stratygrafia	EUROPA ZACHODNIA	POLSKA	BIAŁORUŚ	MIS
11,7		holocen	holocen	holocen	1
130	plejstocen górny	weichsel	wisła	poozierie	2-5d
		eem	eem	murava	5e
420	plejstocen środkowy	saale (drenthe+warthe)	odra (odra+warta)	prypeć (dniepr+soż)	6
		schöningen	lublin		7
			krzna		8
		wacken	zbójno		9
		fuhne	liwiec		10
		holstein	mazowsze	aleksandria	11
780		elstera	san 2	berezyna	12
		kromer IV	ferdynandów	białowieża	13
		glacjał C			14
		kromer III			15
		glacjał B	san 1	narew	16
		kromer II	podlasie	brest	17
	glacjał A	18			
900	plejstocen dolny	kromer I			19
			20		
			21		
		dorst	nida		22

Fig. 1. Podział stratygraficzny czwartorzędu Polski i Białorusi według Marksa i in. (w druku)

ZASIĘG ŁĄDOŁODU PRZEDOSTATNIEGO ZŁODOWACENIA SKANDYNAWSKIEGO W STREFIE POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO

Leszek MARKS^{1,4}, Alexandr KARABANOV², Jerzy NITYCHORUK³,
Maksim BAHDASARAU⁵, Aksana HRADUNOVA⁵, Mikalai HRACHANIK⁵,
Tomasz KRZYWICKI¹, Aleksandra MAJECKA⁴, Sergiej MAMCHYK⁶,
Katarzyna POCHOCKA-SZWARC¹, Joanna RYCHEL¹, Barbara WORONKO⁴,
Tatsiana RYLOVA², Łukasz ZBUCKI³, Łukasz NOWACKI¹, Monika PIELACH¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa
e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl, tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl, kpoch@pgi.gov.pl, joanna.rychel@pgi.gov.pl,
lukasz.nowacki@pgi.gov.pl, mnowa@pgi.gov.pl

²Instytut Zarządzania Przyrodą Narodowej Akademii Nauk Białorusi, Minsk
e-mail: karabanov@ecology.basnet.by, rylova@nature.basnet.by

³Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, Biała Podlaska
e-mail: jerzy.nitychoruk@pswbp.pl, l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

⁴Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
e-mail: a.majecka@uw.edu.pl, bworonko@uw.edu.pl

⁵Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest
e-mail: bogdasarov73@mail.ru, gryadunova@mail.ru, hrachanik55@mail.ru

⁶Ośrodek Naukowych Badań Geologicznych, Minsk
e-mail: tecton@rambler.ru

Transgraniczna korelacja stratygraficzna i zasięgów zlodowaceń należą do najważniejszych aspektów badań czwartorzędu w Europie. Zróżnicowane podejście metodyczne i tradycje badawcze w krajach sąsiednich są poważnym utrudnieniem w osiągnięciu tego celu, czemu towarzyszy na ogół mniej lub bardziej ograniczona dostępność literatury lokalnej i danych archiwalnych, co w efekcie sprzyjało ograniczaniu się do badań prowadzonych jedynie w obrębie własnego państwa. Dotychczas podjęto kilka prób korelacji transgranicznej zasięgów zlodowaceń w strefie pogranicza polsko-białoruskiego, ale w oparciu o arbitralne założenia (por. Matveev, Pavlovskaya 2001; Mojski 1972). Pierwszą wiarygodną korelację dotyczącą zasięgu ostatniego zlodowacenia podjęto w północnej części pogranicza polsko-białoruskiego w oparciu o wspólne kompleksowe badania terenowe i laboratoryjne (Marks, Karabanov 2011). Przeprowadzone ostatnio badania geologiczne i geomorfologiczne (finansowane przez Narodowe Centrum Nauki w Polsce: decyzja nr DEC-2013/09/B/ST10/02040) umożliwiły korelację zasięgu łądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci w południowej części pogranicza.

Maksymalny zasięg przedostatniego zlodowacenia skandynawskiego w Europie Środkowej wyznaczano na ogół na podstawie rozmieszczenia form rzeźby marginalnej łądolodu i występowania eratyków skandynawskich. We wschodniej Polsce i na większości obszaru Białorusi zasięg łądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci był mniejszy niż zlodowaceń wcześniejszych, z wyjątkiem doliny Dniepru na Ukrainie, która w czasie równoważnego zlodowacenia Dniepru została zajęta przez ogromny lob lodowcowy (por. Matoshko 2011). Uznawano, że zlodowacenie Odry w Polsce reprezentowały 2 stadiały: starszy Odry i młodszy Warty, oba odpowiadające 6. morskiemu stadium izotopowemu (MIS 6). Zlodowacenie prypeci na Białorusi reprezentowały 2 stadiały: starszy Dniepru i młodszy Soża (por. Karabanov, Matveev 2011). Na Ukrainie zlodowacenie Dniepru reprezentował jedynie stadiał Dniepru (por. Matoshko 2011).

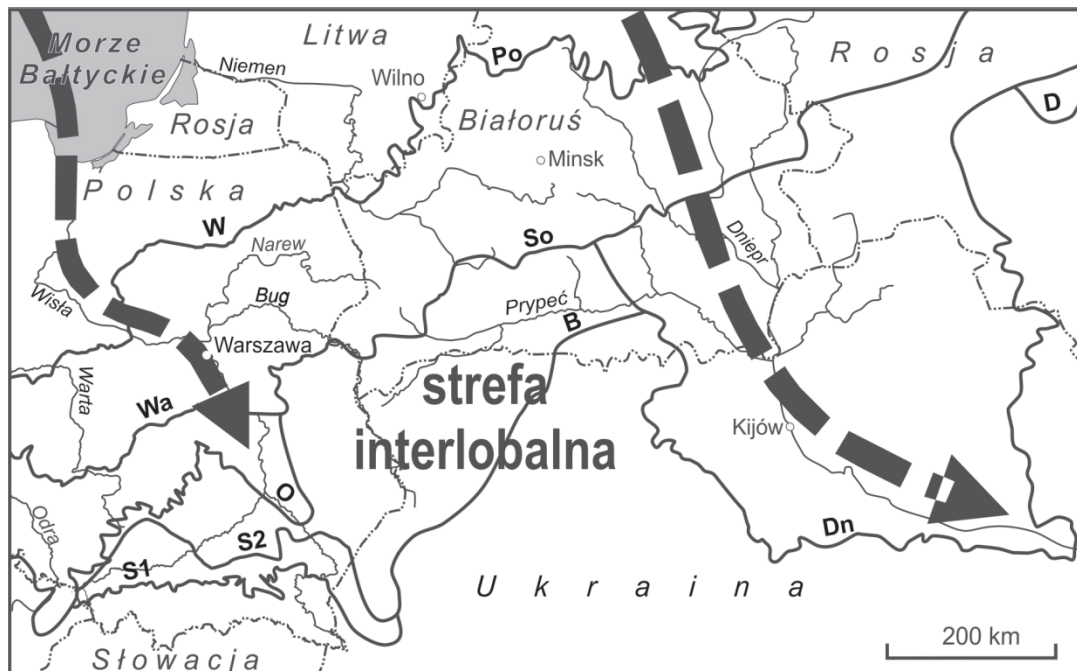


Fig. 1. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich w środkowo-wschodniej Europie: B – Berezyna, D – Don, Dn – Dniepr, O – Odra/Prypeć, Po – Poozierye, S1 – San 1, S2 – San 2, So – stadiał Soża, W – Wisła, Wa – stadiał Warty; strzałki pokazują główne kierunki transgresji lądolodu w czasie zlodowacenia Odry/Prypeci/Dniepru

We wschodniej Polsce lądolód zlodowacenia Odry wyznaczano wzdłuż północnego skłonu Wyżyn Południowopolskich, z wyraźnym lobem wkraczającym przełomem Wisły Środkowej do Kotliny Sandomierskiej (por. Marks 2011; Marks i in. 2006), skąd wody roztopowe były odprowadzane ku E pradoliną podkarpacką, a następnie ku SE doliną Dniestru w zachodniej Ukrainie i Mołdawii do Morza Czarnego (por. Lindner, Marks 2015). Zasięg lądolodu w znacznym stopniu wymuszała rzeźbę przedpola, na którym Wyżyny Południowopolskie występowały na ogół powyżej 300 m n.p.m., dochodząc nawet do 612 m n.p.m. Ku E zasięg lądolodu zlodowacenia Prypeci na Białorusi i zlodowacenia Dniepru na Ukrainie wyznaczano na Wyżynie Wołyńskiej w NW Ukrainie (Matoshko 2011), następnie w dorzeczu Prypeci na białoruskim Polesiu (Karabanov, Matveev 2011; Marks, Pavlovskaya 2003) i w dolinie środkowego Dniepru w środkowo-wschodniej Ukrainie (Matoshko 2011).

W południowej części obszaru transgranicznego Polski i Białorusi występują liczne stanowiska z interglacialnymi osadami plejstocenu środkowego i górnego. Wieloletnie badania w tym obszarze wykazały bardzo ograniczone występowanie gliny lodowcowej zlodowacenia Odry/Prypeci (por. Albrycht 1997; Velichkevich i in. 1993) oraz umożliwiły weryfikację i reinterpretację sytuacji geologicznej w stanowiskach reperowych.

Moreny czołowe stadiału Warty we wschodniej Polsce są na ogół niewielkie, ale są miejscami morenami spiętrzonymi. Większość badaczy polskich uważała, że lądolód stadiału Warty dotarł do linii Łosice – Siemiatycze lub Łosice – Terespol – Janów Podlaski, a nawet bardziej ku S docierając do doliny Krzny (por. Marks 2004). W tym ostatnim przypadku zasięg lądolodu mógł odpowiadać zasięgowi lądolodu fazy słabgorodzkiej stadiału Soża na Białorusi, której zasięg wyznaczano wzdłuż linii Brest – Pinsk. Wielu badaczy polskich opowiadało się za takim podejściem, ale późniejsze szczegółowe badania w rejonie Berezy na Białorusi nie potwierdziły tej opinii, ponieważ osady interglacjalu mazowieckiego/aleksandryjskiego w wielu stanowiskach w tym obszarze nie są przykryte przez glinę lodowcową, a jedynie bardziej na N stwierdzono przykrycie jedną gliną lodowcową (Velichkevich i in. 1993). Z tego powodu niektórzy badacze uważali, że lądolód stadiału Soża jedynie nieznacznie przekro-

czył obecną dolinę górnej Narwi, na co wskazywało występowanie moren czołowych i 2 glin lodowcowych powyżej osadów interglacjału aleksandryjskiego w kilku stanowiskach (por. Marks, Pavlovskaya 2006). Wody roztopowe w czasie stadiału Warty/Soża miały odpływać równoleżnikową pradoliną Krzyny-Prypeci przez Polesie do doliny Dniepru (Różycki 1965).

Badania geomorfologiczne i geologiczne przeprowadzone ostatnio w południowej części pogranicza polsko-białoruskiego wykazały, że osady lodowcowe stadiału Odry/Dniepru zlodowacenia Odry/Prypeci występują na N od Bresta, ale poniżej młodszych osadów stadiału Warty/Soża. Piaszczysta glina lodowcowa stadiału Odry/Dniepru jest brązowa, ma do 7 m miąższości i na N od Podlaskiego Przełomu Doliny Bugu jest zdeformowana glacitektonicznie. Natomiast piaszczysta glina lodowcowa stadiału Warty/Soża występuje na powierzchni terenu na N i E od Bresta i jest częściowo zwietrzała.

Przeprowadzone badania umożliwiły korelację stref marginalnych lądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci. Zrewidowano dotychczas wyznaczany zasięg lądolodu, stwierdzając jego znacznie bardziej ograniczone rozprzestrzenienie, mniejsze niż lądolodu młodsze stadiału Warty/Soża na większości międzyrzecza środkowej Wisły i środkowego Dniepru (fig. 1). W tym obszarze zasięgi lądolodu stadiów odry/dniepru i warty/soża były prawdopodobnie zbliżone. Jedynie w dolinach środkowej Wisły i środkowego Dniepru loby lodowcowe stadiału Odry/Dniepru sięgnęły znacznie dalej na S, ale prawdopodobnie nie w tym samym czasie, co było wynikiem zróżnicowanego zasilania lądolodu w różnych częściach Skandynawii. Jednocześnie dynamika lądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci na pograniczu polsko-białoruskim była w znacznym stopniu zależna od plejstocénskich ruchów tektonicznych w tym rejonie.

STANOWISKA INTERGLACJALNE POLSKI ŚRODKOWO-WSCHODNIEJ I BIAŁORUSI ZACHODNIEJ

Jerzy NITYCHORUK¹, Łukasz ZBUCKI¹, Tatsiana RYLOVA², Aleksandra MAJECKA³,
Alexandr KARABANOV², Maksim BAHDASARAU⁴, Aksana HRADUNOVA⁴,
Mikalai HRACHANIK⁴, Sergiej MAMCHYK⁵

¹Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych,
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska

e-mail: jerzy.nitychoruk@pswbp.pl, l.zbucki.dydaktyka@pswbp.pl

²Instytut Zarządzania Przyrodą Narodowej Akademii Nauk Białorusi, Minsk

e-mail: karabanov@ecology.basnet.by, rylova@nature.basnet.by

³Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

⁴Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest

e-mail: bogdasarov73@mail.ru, gryadunova@mail.ru, hrachanik55@mail.ru

⁵Ośrodek Naukowych Badań Geologicznych, Minsk

e-mail: tecton@rambler.ru

Polska środkowo-wschodnia posiada wyjątkowe predyspozycje geologiczne, dzięki którym w okresach interglacjalnych powstawały tu pojezierza. Z dobrze znanych i dobrze zbadanych kilkadziesiąt stanowisk, obecne są tu osady jeziorne z interglacjału ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego. W interglacjale augustowskim istniało pojezierze na północy, w okolicach Augustowa, a współczesna, holocenska sedymентация jeziorna, odbywa się na południe od omawianego obszaru, na pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim.

Osady interglacjału ferdynandowskiego występują w zachodniej części Południowego Podlasia od Międzyrzecza Podlaskiego na wschodzie, po Stoczek Łukowski, Żelechów na zachodzie i od doliny Wieprza na południu, po Siedlce na północy (Żarski i in. 2009). W dziewięciu zbadanych stanowiskach stwierdzono osady jeziorne, takie jak: mułki, gytia, kreda jeziorna, torf i łupki bitumiczne oraz osady rzeczne – piaski, żwiry i mułki. Miąższość kopanych osadów jeziornych zmienia się od 20 m w Ferdynandowie do 4,5 m w Kosiorkach. Spąg tych osadów występuje na wysokości 121,3-129,4 m n.p.m., a strop na 132,4-139,4 m n.p.m., przy czym miąższość ich wzrasta na N i NW (Żarski i in. 2009). W Podludowie kilkunastometrowej miąższości seria osadów jeziornych odsłania się w skarpcie doliny rzeki Świnki. Osady rzeczne stwierdzone w Łukowie osiągają do 36,3 m miąższości i wcięte są w osady glacialne ze zlodowacenia Sanu 1. Osady z interglacjału ferdynandowskiego przykrywa glina zwałowa zlodowacenia Sanu 2 (Żarski i in. 2009).

Interglacjał mazowiecki jest najlepiej poznana i udokumentowana jednostką klimato-stratygraficzną na omawianym obszarze ale również w sąsiednich regionach - na Białorusi, dzięki licznym stanowiskom kopalnych osadów jeziornych (np. Nitychoruk 1994, 2000, Krupiński 1995, 2009, Gurskij 1974, Krutous 1989b, Nitychoruk i in. 2005, 2006, Żarski i in. 2009). Osady jeziorne tego wieku zostały stwierdzone w Białej Podlaskiej, Komarnie, Mokranach Nowych, Ossówce, Hrudzie, Pawłowie Nowym, Romanowie, Grabanowie, Wilczynie, Woskrzenicach, Kaliłowie, Lipnicy, Ortelu Królewskim, Rossoszu, Zalesiu, Borsukach, Lachówce Małej, Cieleśnicy i Pokiniance, a na terytorium Białorusi w Dołbniewie, Stawach i wielu innych stanowiskach białoruskich (Nitychoruk 1994, 2000, Krupiński 1995, Albrycht i in. 1997, Gurskij 1974, Krutous 1989b). W zachodniej części Południowego Podlasia Żarski i in. (2009) i Krupiński (2009) wymieniają kilkadziesiąt kolejnych stanowisk, łącznie ze stanowiskiem Zakrze, gdzie występuje przykrycie glacialne osadów interglacjału mazowieckiego.

Osady jeziorne tego interglacjału podścielają piaski, ropy i mułki rozpoczynające sedymentację zbiornikową, leżące często na glinie zwałowej i piaskach fluwioglacjalnych zlodowacenia Sanu 2. Wyżej w profilu występują: gytia, kreda jeziorna i mułki węglanowe lub łupki bitumiczne, torfy i torfy złupkowane (Nitychoruk 1994).

Różnorodność osadów, oraz ich zróżnicowana miąższość jest związana z genezą mis jeziornych, w której zachodziła sedymentacja. Ze względu na te dwa czynniki, czyli genezę misy jeziornej i sposób wykształcenia osadu, Nitychoruk (1994, 2000) wydzieliła trzy typy genetyczne jezior.

Pierwszy typ, to jeziora wytopiskowe, położone w obrębie wysoczyzny południowej, zajmujące zagłębienia bezodpływowe. Do tej grupy Nitychoruk (1994) zalicza stanowiska w Białej Podlaskiej, Komarnie, Mokranach Nowych, Lipnicy, Borsukach i Pokiniance. Osady, które powstały w tych jeziorach to: łupki bitumiczne, torfy, torfy złupkowacone i mułki, generalnie osady bezwęglanowe. Osady te powstawały jedynie w początkowej części interglacjału, a ich miąższość nie przekracza kilku metrów, ponieważ szybko nastąpiło wypełnienie misy jeziornej oraz/lub zbiorniki reagowały przerwami sedymentacyjnymi na zmiany klimatu. Jeziora te były niewielkie, ich średnica osiągała kilkadziesiąt, rzadziej kilkaset metrów, co miało wpływ na niestabilne warunki sedymentacji.

Drugi typ jezior, to także jeziora o genezie wytopiskowej, ale zlokalizowane w strefach struktur tektonicznych w skałach paleozoicznych. Osady wypełniające je to: gytia węglanowa w centralnej części zbiornika i łupki bitumiczne na przemian z gytia w zatokach. Jeziora tego typu mają stosunkowo duże rozmiary i urozmaiconą linię brzegową. Do stanowisk tego typu należy zaliczyć Pawłów Nowy - Romanów. Miąższość tych osadów dochodzi do 25 metrów w Romanowie (Nitychoruk 2000).

Trzeci typ, to jeziora rynnowe kilku- i kilkunastokilometrowej długości. Układają się one w kierunkach SW-NE (Ossówka-Hrud i Rossosz-Ortel Królewski) i W-E (Wilczyn – Grabanów – Kaliłów – Woskrzenice - Lachówka Mała), zgodnie ze strukturami tektonicznymi opisanymi przez Żelichowskiego (1974, 1972) i Pożarskiego (1974) w skałach paleozoicznych (Nitychoruk 1994). Sedymentacja osadów jeziornych, gytii węglanowej i kredy jeziornej, przebiegała tu bez przerw w trakcie całego interglacjału mazowieckiego i na początku kolejnego zlodowacenia.

Najbardziej spektakularnym przykładem jeziora trzeciego typu jest kopalny ciąg Ossówka – Hrud, gdzie misa jeziorna ma kilka kilometrów długości i 1 km szerokości, jest wypełniona osadami węglanowymi, gytia węglanową i kredą jeziorną o rekordowej miąższości, do 55 m (Nitychoruk 2000). Tak duża miąższość osadów, według Nitychoruka (1994) jest związana z nawiązującym do struktury tektonicznej - rowu Janowa Podlaskiego, przebiegiem rynny jeziornej. Seria jeziorna jest podścielona osadami powstałymi w trakcie wytapiania w rynnach subglacialnej bryły martwego lodu zlodowacenia Sanu 2.

Sedymentacja węglanowych osadów jeziornych w stanowisku Ossówka trwała nieprzerwanie przez cały interglacjał mazowiecki i we wstępnej fazie kolejnego zlodowacenia, które nie objęło terenu południowego Podlasia, gdyż kopalne osady jeziorne nie mają glacialnego przykrycia. Sedymentacja przebiegała spokojnie, bez zakłóceń, co sprzyjało powstaniu miąższach i kompletnych serii jeziornych.

Licznie występujące we wschodniej Polsce stanowiska osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego, tworzą na terenie Południowego Podlasia kopalne pojezierze powstałe na skutek arealnego wytapiania lądolodu zlodowacenia Sanu 2, które warunkowało powstanie urozmaiconej rzeźby postglacialnej (Nitychoruk 1994, 2000; Albrycht i in. 1997). Osady jeziorne interglacjału mazowieckiego ze stanowiska Ossówka są unikalne na skalę europejską (Nitychoruk 2000).

Prace kartograficzne do SMGP prowadzone w zachodniej części Południowego Podlasia przyniosły odkrycie 42 stanowisk osadów z interglacjału mazowieckiego (Żarski i in. 2009). Większość osadów jeziornych powstała tu w niewielkich zbiornikach i leży na osadach ze zlodowacenia Sanu 2, a strop serii jeziornych leży przeważnie na głębokości 2 m, ale nigdzie nie są one przykryte glinami zwałowymi. Jedynie w stanowisku Zakrze k. Łosic (Albrycht, 1996), osady węglanowe interglacjału mazowieckiego leżą na głębokości od 61 do 43 m, na osadach fluwioglacjalnych zlodowacenia San 2, a przykrywa je warstwa bruku skał północnych, na którym leżą piaski różno- i drobnoziarniste siedmiometrowej miąższości, przechodzące w piasek z mułkiem i mułkiem, a następnie łączy warwowy leżący bezpośrednio pod warstwą gliny zwałowej półtorametrowej miąższości. Nad tymi osadami rozpoznano dwa poziomy gliny zwałowej. Dolna metrowej miąższości i górna dwumetrowej miąższości, rozdzielone trzymetrową warstwą mułków ilastych i piasków. Na górnej glinie zwałowej występują czterometrowej miąższości piaski zailone ze żwirami.

W podobnej sytuacji geologicznej znajdują się osady interglacjału mazowieckiego (aleksandryjskiego) na Białorusi. W stanowisku Dołbniewo (Gurskij, 1974), kompleks osadów jeziornych o 20 m miąższości leży na osadach glacialnych zlodowacenia berezyńskiego na głębokości od 109,1 do 88,6 m i przykryty jest osadami glacialnymi ze zlodowacenia dniesu oraz piaskami drobnoziarnistymi i gliną zwałową zlodowacenia sońskiego. W stanowisku Stawy (Krutous, 1989b), kopalne osady jeziora rynnowego z interglacjału mazowieckiego (aleksandryjskiego) występują na głębokości 59,0-32,5 m, pod osadami glacialnymi i glacialimicznymi.

Do niedawna jedynym, udokumentowanym paleobotanicznie stanowiskiem kopalnych osadów jeziornych interglacjału eemskiego na tym terenie, były Horoszki Duże. W profilu z Horoszek, dolna część reprezentuje ocieplenie interglacialne, a górna początek zlodowacenia Wisły (Bitner, 1954, Granoszewski, 2003). Profil osadów jeziornych w Horoszkach rozpoczynają mułki pylaste na głębokości 19,5 m, przechodzące wyżej w gytie szare z przewarstwieniami łupków bitumicznych i torfów. Występujące od głębokości 9,75 m w profilu mułki pylaste, powstawały podczas zlodowacenia wisły (Nitychoruk 1994).

Prowadzone w latach 90-tych XX wieku badania w rejonie Siedlec i Łosic (Pidek, Terpiłowski 1993, Albrycht i in. 1997), przyniosły wiele odkryć stanowisk kopalnych osadów z interglacjału eemskiego, między innymi stanowiska: Wiśniew, Głuchówek, Mordy, Radzików, Rudnik Łęczycki, Kamianki, Huszlew, Łuniew, Kozuszki, Tchórzew-Plewki, Sobicz (dane literaturowe Albrycht i in. 1997).

Kolejne prace, prowadzone do SMGP przyniosły odkrycie w zachodniej części Południowego Podlasia 57 nowych stanowisk interglacjału eemskiego (Żarski i in. 2009). Stanowiska te występują w dwóch pozycjach, wysoczyznowej, na osadach zlodowacenia Warty w zagłębieniach bezodpływowych oraz w dolinach rzek, często poza zasięgiem zlodowacenia Warty.

Również na północy, w okolicach Bielska Podlaskiego stwierdzono i udokumentowano szereg stanowisk osadów eemskich, co skłoniło Kuprianowicz (2008) do opracowania rekonstrukcji warunków klimatycznych i sedymentacji w trakcie interglacjału eemskiego we wschodniej Polsce.

Osady jeziorne interglacjału eemskiego to głównie torfy, mułki humusowe i węglanowe, łupki bitumiczne, osiągające niewielkie miąższości - ok. 1-2 m. Jedynie w stanowiskach Dziewule koło Siedlec (Nitychoruk, Bińka, 2003) i Horoszki Duże (Nitychoruk 1994), miąższość osadów interglacialnych dochodzi do kilku metrów.

Jeziora tworzące pojezierze w interglaciale eemskim były niewielkie, ich średnica osiągała kilkadziesiąt, rzadziej kilkaset metrów, co miało wpływ na niestabilne warunki sedymentacji, charakterystyczne dla małych, podatnych na zmiany klimatu zbiorników.

Bardzo liczne stanowiska eemskie pokazują istnienie na omawianym obszarze pojezierza. Patrząc na pokrywanie się współczesnych pojezierzy z zasięgiem zlodowacenia Wisły można próbować wyznaczyć zasięg zlodowacenia Warty, od którego zależał zasięg pojezierza eemskiego na Południowym Podlasiu. Pierwsze takie próby zostały podjęte w pracy Albrycht i in. (1997).

**OD ZŁODOWACENIA ODRY / PRYPECI DO HOLOCENU.
PALEOGEOGRAFIA POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO
POMIĘDZY BIAŁYMSTOKIEM A PIŃSKIEM**

Tomasz KRZYWICKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: tkrz@pgi.gov.pl

**Złodowacenie Odry/Prypeci
Stadiał Odra/Dniepr**

Liczne wcześniejsze prace prowadzą we wschodniej Polsce zasięg lądolodu Odry wzdłuż północnych krańców Wyżyny Lubelskiej (m.in. Różycki 1972, Mojski 2005). Wyniki niniejszej pracy sugerują jednak jego znacznie mniejszy zasięg, na badanym obszarze zbliżony zasięgowi lądolodu stadiału Warty/Soża.

Jak się wydaje, lądolód złodowacenia Odry/Prypeci (MIS 6) na badanym obszarze sięgnął prawdopodobnie równoleżnikowego odcinka doliny Bugu (po polskiej stronie) i północnych krańców Polesia (po białoruskiej stronie). Gliny dolnego stadiału tego złodowacenia (Odra/Dniepr) znane są z wierzeń w Polsce okolicach Mielnika, Zabuzia i Horoszek Dużych oraz bardziej ku N w okolicach Werpola i Milejczyc. Na Białorusi rozpoznano je na N od doliny Muchawca i bardziej ku N w rejonie Czepieli i Towarnej Góry.

Na Polesiu sandry położone w okolicach Masewicz na SE od Brześcia oraz podłużna równoleżnikowa duża „wyspa” zwana Zahorodziem, położona między Jasiołdą a Piną (na której leży Drohiczyn Poleski) mogły być najprawdopodobniej efektem piaszczystej akumulacji sandrowej tego stadiału. Na wspomnianej „wyspie” położone są wzgórza moren czołowych pochodzące zapewne z okresu stadiału Odra/Dniepr. Niektórzy geolodzy białoruscy (np. R.I. Levickaja) uważają te moreny za formy powstałe w recesyjnej fazie mozyrskiej stadiału Odra/Dniepr (Mahnach i in. 2001)¹. Część tych moren jest zaburzonych glaciektonicznie.

Lodowcową „wyspą” z okresu tego stadiału, zbudowaną ze żwirów i piasków jest najprawdopodobniej opisany niżej ostaniec położony na E od Czernawczyc i Turny Wielkiej.

Stadiał Warta/Soż

Kolejne nasunięcie lądolodu złodowacenia Odry/Prypeci nazywane stadiałem Warty/Soża było okresem znaczącym dla obszaru badań. Wielu autorów wcześniejszych opracowań Zaborski (1927), Szafer (1953), Galon i Roszkówna (1961), Mojski (1972), Nowak (1977), Baraniecka (1984, Falkowski i in. (1984 – 1985), Lindner (1988), Lindner i in. (1991), Marks, Pavlovskaja (2006) prowadzi po polskiej stronie linię jego maksymalnego zasięgu wzdłuż doliny Krzny (przez Białą Podlaską) lub na północ od niej. Po białoruskiej stronie wszystkie prace, prócz Gurskiego (1974) który rysuje zasięg lądolodu stadiału Soż wzdłuż Muchawca, pokazują zasięg za Matveevem (1990). Przebiega on od granicy polskiej wzdłuż doliny rzeki Leśnej Prawej ku SE i dalej ku E aż do okolic Berezy nad Jasiołdą.

Obecne badania weryfikują te poglądy. Wydaje się iż maksymalny zasięg lądolodu Warty/Soż przebiegał według poniższego opisu (fig. 1):

Na zachodzie lądolód sięgnął, zaznaczonego morenami czołowymi obszaru otaczającego Łosice. Dalej ku wschodowi dotarł lobem po okolice Kornicy, Konstantynowa i Serpelic. Tuż za Serpelicami w okolicach Borsuk i Gnojna czoło lądolodu „skręciło” zdecydowanie ku SE i sięgało dzisiejszego zachodniego brzegu doliny Bugu. Zaczął się tworzyć lob lodowcowy o długości ok. 40 km, obejmujący część doliny Bugu aż po okolice Kodnia i ujściowy odcinek doliny Muchawca. W rejonie Mokran, Ne-

¹ Faza mozyrska w stratygrafii Czwartorzędu na Białorusi jest drugą po stolinskiej, a przed trzecią – czaczorską fazą recesyjną lądolodu stadiału Odry/Dniepr. Jego maksymalny zasięg przekracza granice Białorusi i sięga północnej granicy Wołynia na Ukrainie.

pli i Bohukał lądolód wykorzystał wcześniejsze misy wytopiskowe, być może z okresu stadiału Odra/Dniepr. Podczas maksymalnego zasięgu lądolodu Warty/Soża część wód proglacialnych wypływająca z lądolodu w okolicach Nepli mogła odpływać dobrze dziś zarysowanym odcinkiem doliny Prakrzny ku SW.

Na E od Kodnia lob lądolodu przekroczył dolinę dzisiejszą Bugu i objął część Ziemi Brzeskiej aż po okolice Szebrynia, wsi położonej nad Muchawcem, prawym dopływem Bugu.

Na S, E i NE od Brześcia rozciąga się obszerny sandr stadiału Warty/Soża, przez który dziś płynie Muchawiec i biegnące do niego z Polesia liczne kanały. Sandr ten kontynuuje się dalej ku E, aż po okolice Rechitsa (Rzeczyca). Otacza również od południa „wyspę” Zahorodzie, zbudowaną prawdopodobnie z osadów wodnolodowcowych stadiału Odra/Dniepr. Na północ od Kobrynia, wśród sandru wychodzą na powierzchnię starsze gliny zwałowe (prawdopodobnie zlodowacenia Sanu 2). Podobnie jest w polskiej części, na południe od doliny Bugu, gdzie znaczne płyty starszych glin zwałowych wyłaniają się spod sandru. Taka sytuacja jest w okolicach Komarna, Janowa Podlaskiego i Lipnicy. Jednak znaczącą część powierzchni, położonej na południe od moren warciańskich pokrywają piaski wodnolodowcowe sandru stadiału Warty/Soż związane zarówno z maksymalnym zasięgiem jak i z recesją tego lądolodu. Dopiero w okolicach położonych jeszcze bardziej na S, koło Włodawy, zaczynają dominować osady jeziorne zlodowacenia Wisły/Pooziera.

Płynący z południa Prabug mógł w tym okresie jedynie stworzyć zastoisko przed czołem lodowego lobu. Jednak odpływ jego wód i wód proglacialnych był możliwy ku wschodowi, dzisiejszą doliną Muchawca, by za Kobryniem rozlać się szeroko w jeziorzysko - zastoisko położone w obniżeniu na granicy z Polesiem Brzeskim. Być może już w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu Warty/Soża istniał przepływ ze wspomnianego jeziorzyska do doliny Prypeci i dalej do Dniepru. Zastoisko zaistniało też w tym czasie w południowej części doliny Bugu, w okolicach Dubienki (Szwajgier, Dolecki 2005), skąd wody bużańskie przelewały się na wschód.

Podsumowując - podczas maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału Warty/Soż część wód proglacialnych odpływała na zachód doliną Krzny, a większa część ku wschodowi dolinami Muchawca, Piny i Prypeci. Trudno mówić o istnieniu w tym okresie pradoliny Krzny – Prypeci.

Doliny dzisiejszych rzek: Muchawca, Piny i Prypeci były drogą odpływu wód lodowcowych na wschód także w okresie zlodowacenia Wisły/Pooziera. Duże jeziorzysko na Polesiu Brzeskim istniało także w holocenie.

Wschodnią granicą opisywanego lobu było wyniesienie między dolinami Kamienki i Ryty dopływów Muchawca, a dalej ostaniec morenowy utworzonego przez lądolód prawdopodobnie w okresie stadiału Odra/Dniepr, wznoszący się do 20 m powyżej otaczających terenów na wschód od Czernawczyc i Turny Wielkiej. Lob „zanika” w okolicach na E od Widomli i dalej granica zasięgu lądolodu biegnie na E z lekkim odchyleniem ku N, przez wysokie wzgórza ciągnące się po południowej stronie doliny Leśnej Lewej. Na północ od zasięgu zostają Szczerbowo i Kukulczyce, miejscowości w których nawiercono osady interglacjału mazowieckiego bez przykrycia gliną lodowcową (sic!). Na S od jednego z tych wzgórz morenowych widoczna jest dawna dolina marginalna.

Za doliną Leśnej Lewej linię zasięgu znaczą moreny czołowe położone na południe od Linowa i na północ od Chojnik i Malecza. Wzdłuż moren po zewnętrznej stronie, a potem na S od nich, w obszarze sandru ciągnie się długa równoleżnikowa dolina marginalna.

Dalej zasięg Warty/Soża „przecina” w okolicy Berezy znaczącą szeroką doliną ciągnącą się z WNW na ESE. Dolina ta jest dawną pradoliną, czy też bardzo szeroką doliną marginalną (dla potrzeb tego opracowania nazwijmy ją pradoliną Narwi – Jasiołdy), odprowadzającą wody kolejnej fazy (?) recesyjnej lądolodu Warty/Soża. Faza ta nazywana jest na Białorusi fazą lub stadiem mohylewskim. Po polskiej stronie odpowiada ona tzw. ciągowi suraskiemu, prowadzącemu niewielkie moreny wzdłuż Narwi, po północnej stronie jej doliny (Kondracki, Pietkiewicz 1967) lub też morenom stadiału Mławy (Różycki 1972) przebiegającymi na NE od doliny rzeki Supraśl.



Za Berezą linia maksymalnego zasięgu prowadzi na E w stronę Rechitsa (Rzeczyca), po południowej stronie zostawiając Sokołów i Ogrodniki. W okolicach Rechitsa (Rzeczyca) wznoszą się znaczące wzgórza morenowe o wysokości względnej przekraczającej 30 m. Widać w nich miejscami zaburzenia głacictektoniczne. Tu też, najprawdopodobniej bardzo blisko czoła przyszłego lądolodu, w niewielkim zbiorniku jeziornym, w okresie interglacjału mazowieckiego/Alexandrian osadziły się znacznej miąższości osady jeziorne i torfy (patrz: Przewodnik wycieczek. Stanowisko Rechitsa (Rzeczyca)). Być może osady te zostały „in situ” wyniesione przez czoło lądolodu warciańskiego w rejon wyższych partii moreny Rechitsa. Nie są one zaburzone. Od rejonu Rechitsa (Rzeczyca) czoło lądolodu „wykręca” łukiem ku NW i dalej ku NE w stronę doliny Szczary, znacząc swój zasięg morenami czołowymi i krótkimi stożkami sandrowymi skierowanymi na południe.

Na S od tego rejonu rozciąga się obszerne obniżenie równiny jeziorno-rzecznej powstałej podobnie jak obniżenie na Polesiu Brzeskim, w okresie zlodowacenia Warty/Soża i funkcjonujące później w okresie zlodowacenia Wisły/Poozieria i holocenu. Leżą tu jeziora okolic Biełozierska i jezioro Wygonoszczańskie (Wygonowskie), przez które przebiega Kanał Ogińskiego, łączący dolinę Jasiołdy z doliną Szczary.

Recesja lądolodu stadiału Warty/Soża

Po okresie stagnacji w okresie maksymalnego zasięgu czasy lodowej zlodowacenia Warty/Soża, nastąpił okres stopniowego wycofywania się lądolodu. W rzeźbie terenu do dziś widoczne są doliny marginalne, prowadzące wody roztopowe w okresach zmniejszania się opisywanego wyżej obszernego lobu, sięgającego po Kodeń, Terespol i Szebryń. Jedna z dolin przebiega od okolic na S od Stawów po okolice Żabinki, druga bardziej ku północy, od okolic Wysokiego po Trościanicę.

W rzeźbie strefy zaplecza maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału Warty/Soża rysują się co najmniej cztery strefy moren czołowych.

Pierwsza (1) zaznaczona jest morenami leżącymi na W od Czernawczyc i na zachód od wsi Luta. Na południe od tej strefy przebiega pierwsza z opisanych dolin marginalnych, którą poprowadzono Kanał Motykański.

Druga (2) strefa moren czołowych przebiega od okolic na N od Mielnika, na N od Wysokiego, na S od Dołbniewa i Barszczewa, na N od Leszni do okolic Widomli, gdzie łączy się z morenami maksymalnego zasięgu stadiału Warty/Soża. Na jej zapleczu, a na przedpolu kolejnej strefy morenowej ciągnie się opisywana wyżej druga dolina marginalna, rozpoczynająca się na W równoleżnikowym odcinkiem doliny Pulwy, a kończąca się w okolicy Trościanicy.

Kolejna (3) strefa morenowa. „biegnie” od okolic Bystrego (na SE od Bociek) przez okolice Czeremchy, a po stronie białoruskiej – Karolina, Jasinowki, dalej przez wysoką morenę Towarnej Góry, okolice Prochodów i Dmitrowicz. Za doliną rzeki Leśnej Prawej ciąg ten łączy się z morenami strefy maksymalnego zasięgu. Zaplecze tej strefy to duża misa wytopiskowa pokryta torfami, pocięta dziś siecią kanałów, położona na wschód od wsi Kalenkowiczi. Za nią, po wschodniej stronie, widoczne są też dwie szerokie dawne rynny (zapewne przekształcone później w doliny odpływu wód roztopowych, przebiegające z NW na SE. Jedną (zachodnią) poprowadzono Kanał Hwojanski Row, drugą z polskiej strony płynie dziś rzeka Leśna Prawa.

Na północ od strefy (3) rozciąga się strefa czwarta (4), znakomicie wyrażona po stronie polskiej w okolicach Kleszczeli i Dobrowody, gorzej po stronie białoruskiej (Podburje, Kalenkowiczi, Kamieniuki, Puszcza Białowieska). Za Kamieniukami linia zasięgu biegnie ku NE i wyrażona jest dominującym wzgórzem o kierunku WNE – ESE. Prawdopodobnie tutaj nastąpiła lokalna transgresja niewielkiego lobu, który nasunął się pomiędzy dzisiejsze doliny Leśnej Prawej i Leśnej Lewej. Dwa wyraźne podłużne wzgórza skierowane w kierunku Kukulczyc i Gurin rozdzielone są głębokim obniżeniem, zapewne dawną rynną lodowcową. Pomiędzy wsią Guriny a Prużaną strefa (4) rozcięta jest dalszymi trzema obniżeniami, też zapewne dawnymi rynnami i później dolinami wód roztopowych. Strefa ta rozdziela na dwie części opisane wyżej obniżenie misy wytopiskowej (na wschód od wsi Kalenkowiczi), którego część północna leży na jej zapleczu.

Nieco dalej ku NE, też na zapleczu strefy (4), już na obszarze południowej części dzisiejszej Puszczy Białowieskiej, rozciąga się rozległa równina zastoiskowa przekształcona w późniejszym czasie (plejstocen nierozdzielony) w jeziorzysko z osadami jeziorno-deluwialnymi.

Na północ od równiny zastoiskowej od okolic Czerlonki w Puszczy Białowieskiej (w Polsce) po okolice Szereszewa na Białorusi, leży ciąg większych (plateau) i mniejszych form kemowych zbudowanych z warstwowanych horyzontalnie piasków i żwirów (Krzywicki, Pielach 2010).

Na północ od czwartej (4) strefy moren czołowych w rzeźbie terenu widoczne są jeszcze dwie lub trzy strefy moren ograniczające od południa i północy pradolinę Narwi – Jasiołdy. Szczególnie widoczne są po polskiej stronie. To kolejne fazy postojowe związane z recesją.

Faza mohylewska/mogilevskij podgorizont

Faza mohylewska jest fazą recesyjną stadiału Warty/Soża². Jest korelowana ze stadią Wkry lub Mławy (Różycki 1972).

Moreny czołowe fazy mohylewskiej rozciągają się łagodnym łukiem od miejsca, gdzie rzeka Swisłocz staje się granicą między Polską a Białorusią, poprzez okolice Porozowa i Różany po okolice na południe od Słonimia. Osiągają znaczne wysokości przekraczające 200 m n.p.m. (229 m n.p.m. koło Porozowa, 210 m n.p.m. na W od Słonimia).

Strefa ta przecięta jest kilkoma dawnymi rynnami oraz w trzech miejscach górnymi odcinkami rzek: Rosi, Zelwianki i Szczary, dopływów Niemna. Ich doliny są również śladami dawnych rynien lodowcowych, wykorzystanych po cofnięciu się lądolodu przez tworzące się i płynące na północ rzeki. Potwierdza to Fedenia (1988), dodając za Zusiem (1978), iż doliny te mają rozszerzenia i zwężenia, które być może należy wiązać z glaciopresjami (rozszerzenia) i etapami oscylacji lądolodu (zwężenia). Fedenia (1988) widzi na Poniemniu 5 kolejnych ciągów moren czołowych związanych z zanikaniem lądolodu fazy mohylewskiej.

Po polskiej stronie morenom fazy mohylewskiej odpowiadają moreny tzw. ciągu suraskiego (Kon-dracki, Pietkiewicz 1967). Na ich przedpolu, w okolicach na N od Hajnówki, stwierdzono (Kwiatkowski, Stepaniuk 2005) obszerne zbiorniki zastoiskowe (Lewkowo, Trywieża, Nowe Berezowo).

Jest duże prawdopodobieństwo, że opisana wcześniej (w podrozdziale Stadiał Warty/Soża) pradolina Narwi – Jasiołdy, którą płynie dziś ku NW i W rzeka Narew, a ku SE rzeka Jasiołda, przedzielona była w czasie fazy mohylewskiej działem wodnym. W jej zachodniej części wody płynęły ku W, formując pierwotną dolinę Narwi i kierując się do zlewiska atlantyckiego. Zapewne ich część przelewała się w okolicach Suraza dolinami dzisiejszych rzek Lizy i Nurca do doliny Bugu (Banaszuk i in. 2015). W części wschodniej wody płynęły ku ESE, do obszernej równiny jeziorno – rzecznej ciągnącej się ku E szerokim pasem aż po dolinę Dniepru (tworzącą północną część Polesia białoruskiego) i dalej ku basenowi czarnomorskiemu.

Interglacjał eemski/Muravian

W okresie interglacjału eemskiego/Muravian na badanym obszarze dominowała rzeźba polodowcowa pozostawiona przez lądolód Warty/Soża. Rzeźba ta, szczególnie na Polesiu Brzeskim, była bliska obecnej. W wielu miejscach były to piaszczyste równiny sandrowe, na północy i w rejonie Kamieńca morenowe wysoczyzny z pozostałymi po lądolodzie formami. Na południu rozciągała się równina aluwialno-jeziorna. Taka równina ciągnęła się też na północy, w dolinie Narwi (Matveev 2002a). Nie-liczne, prawdopodobnie niewielkie zbiorniki jeziorne istniały zarówno na sandrze, jak i w rejonie wysoczyznowym.

Na całym Polesiu białoruskim znane jest ok. 100 stanowisk jeziornych organicznych osadów eemskich, w tym ok. 30 zbadanych jest palinologicznie. Osady te rozpoznano zarówno w skarpach dolin rzecznych jak i w otworach wiertniczych (Krotous 1990). W rejonie badań, po stronie białoruskiej znajdowano je (Hrachanik i in. 2013; Krotous 1990), m.in. w rejonie Małoryty (Radeż, Zburaż, Mo-

² Według A.V. Matveeva (2002b) stadiał Soż dzieli się na 5 faz recesyjnych (od najstarszej do najmłodszej): Sławgorodską, Starodorożską, Mogilewską, Oszmiańską i Pleszczanicką

krany, Borki); na S od Kobrynia w Diwinie i nad Kanałem Diwiskim, Na E od Brześcia w Starym Siele i w rejonie Prużany (Wielikoje Sieło – położone najwyżej 170,3 m n.p.m., Zamosze, Koljaduiczi, Semencza). Ich miąższości wynoszą od 0,1 – 1,6 m. Litologicznie to piaski pylaste (5 stanowisk), torf (3 stanowiska), gytia (1 stanowisko) oraz torf i szczątki roślinne (1 stanowisko). Autorzy nie piszą o osadach pokrywających interglacjał eemski/Muravian. Są to często jeziorno-rzeczne osady z okresu zlodowacenia Wisły/Poozierian i/lub piaszczyste osady peryglacialne z tego okresu lub holoceni (Krotous 1990).

Najnowsza praca białoruska dotycząca interglacjału eemskiego/Muravian (Demidova 2013) przynosi dwa nowe stanowiska położone na północy regionu: w Zelwie i koło Słonimia (Czepielewo). Osady te zawierają okrzemki. W Zelwie leżą pod piaskami sandrowymi na gł. 8,2 m. Mają miąższość 19,3 m. Są to ility, piaski i namuły gliniaste i ilaste oraz torfy - ze szczątkami roślin. W Czepielewie osady organiczne nawiercone w dolinie Praszczy leżą na głębokości 28,5 – 35,0 m. Są to warstwowane mułki węglanowe.

Po polskiej stronie osady tego okresu znane są z wiercenia w Horoszkach Dużych (Granoszewski 2003) oraz ze stanowisk w Grannem i Hołodnicy (Albrycht i in. 1997), a także z okolic Bociek (Boćki, Choroszczewo i Milejczyce). W tych ostatnich miejscach są to mułki organiczne oraz torfy. Leżą one na głębokości 4,69 - 7,3 m. Przykryte są osadami jeziornymi z okresu zlodowacenia Wisły/Pooziera (Boratyn 2007).

Znacznie mniejsza ilość zbiorników eemskich rozpoznana na południowym Podlasiu oraz po stronie białoruskiej na Poniemniu, Przedpolesiu Zachodnim i Polesiu Brzeskim (Kondracki 1998), niż na północnym Podlasiu (Kupryjanowicz 2005) i nad Niemnem w rejonie Grodna (Rylova, Hurcewicz 1978) wskazuje, iż na badanym obszarze jeziora nie były tak liczne, jak na północy. Może wiązać się to z typem deglacjacji, która w badanym obszarze miała przebieg frontalny, a nie arealny (który prowadziłby do bardziej zróżnicowanej morfologii rzeźby).

Osady aluwialne tego okresu rozpoznano w cokole pierwszego tarasu nadzalewowego Bugu (Bogdasarov 2011). W końcu ciepłego okresu wzmożona erozja Bugu zaczęła niszczyć strefę moren warciańskich, zagradzających odpływ ku północy (Szwajgier, Dolecki 2005).

Zlodowacenie Wisły/Pooziera

W okresie ostatniego zlodowacenia, którego lądolód nie sięgnął obszaru badań, dominowały procesy erozji, akumulacji i denudacji. Miały miejsce też procesy związane z peryglacialnym przekształcaniem rzeźby z okresu zlodowaceń środkowopolskich (wieczna zmarzlina, soliflukcja). Klimat peryglacialny sprzyjał też rozwojowi dolinek denudacyjnych i tworzeniu się deluwiołów.

W tym okresie powstał środkowy odcinek doliny Bugu, który przełamał się przez moreny warciańskie pod Mielnikiem. W dolinie Bugu vistuliański taras nadzalewowy położony 4,5 – 10,5 m n. p. rzeki (Bierezowicz, Hołub 2007) zajmuje duże powierzchnie, szczególnie po południowo-zachodniej stronie doliny, występując w postaci mniejszych lub większych ostańców. Na tarasie tym położony jest m.in. Terespol.

Jak piszą Hrachanik i in. (2013), w tym czasie zachodziła intensywna akumulacja w dolinach rzecznych Bugu, Muchawca i Leśnej. Krotous (1990) wspomina o roli ruchów izostatycznych w działalności erozyjnej rzek, lecz nie rozwija tego tematu.

Dzisiejsze tarasy nadzalewowe doliny Narwi (2 – 7 m n. p. rzeki) na równoleżnikowym odcinku pomiędzy Surażem a Siemianówką są śladem działalności rzeki w okresie zlodowacenia Wisły/Pooziera (Kwiatkowski, Stepaniuk 2005). Rzeka uformowała wtedy dolinę, wykorzystując wcześniejsze obniżenia, powstałe w czasie odpływu wód roztopowych w fazie (stadiale) mohylewskim zlodowacenia Warty/Soża. Wiek tarasów potwierdzają datowania C14 namułów organicznych (Kwiatkowski, Stepaniuk 2005).

W okresie pomiędzy stadiem środkowym a górnym (głównym) zlodowacenia Wisły/Pooziera i w stadiale głównym w dolinie Prypeci, na S od „wyspy” zwanej Zahorodziem, zaczęły się tworzyć tarasy rzeczne. Wyższe pochodzą ze stadiału środkowego-górnego vistulianu, niższe z okresu górne-

go vistulianu (stadiał główny) (Gurskij 1990.) Szerokość współczesnego tarasu nadzalewowego górnej Prypeci z okresu zlodowacenia Wisły/Pooziera sięga 18 km (Krotous 1990).

W okresie zlodowacenia Wisły/Pooziera funkcjonowały opisane w podrozdziale Stadiał Warty/Soża dwa duże zbiorniki jeziorno-rzeczne położone w południowej (basen górnej Prypeci) i wschodniej (basen górnej Szczary) części obszaru (Goreckij 1983; Krotous 1990). Ich piaszczysto-mułkowate osady występują na powierzchni lub pod przykryciem holocenijskich torfów. Wydziela się kilka poziomów dawnych dużych jezior. Do tej pory w rzeźbie widoczne są zarysy dawnych linii brzegowych (Krotous 1990).

Znacznie mniejsze, lecz wyraźne zbiorniki jeziorne ukształtowały się w międzyrzeczu Muchawca i Ryty (Krotous 1990), obniżeniach pradoliny Narwi-Jasiołdy, na północ od opisywanych wcześniej kemów leżących w okolicy Szereszewa, na północ od Towarnej Góry i w Niece Gródecko-Michałowskiej.

Zbiorniki jeziorne istniejące od czasów interglacjału eemskiego/Muravian zapełniały się drobnoziarnistym materiałem deluwialnym, powstałym dzięki procesom denudacji oraz gytą, a także sapropilem, iłami i iłami ze szczątkami organicznymi. Płytsze zbiorniki zaczęły zarastać torfem.

W okresie schyłku zlodowacenia Wisły/Pooziera, w warunkach klimatu peryglacjalnego i silnych wiatrów zachodnich zaczęły się kształtować pokrywy eoliczne z wydrami parabolicznymi. Szczególnie widoczne są one w obszarze południowego zbiornika jeziorno-rzecznej (okolice Diwina), w dolinie Narwi i Bugu, a także w okolicach Serpelic, Kleszczeli, Czeremchy i Nurca oraz na północ od Kamieńca.

Holocen

W wielu obniżeniach, istniejących jeszcze od czasu interglacjału eemskiego/Muravian i zlodowacenia Wisły/Pooziera w okresie holocenu nadal następowała akumulacja. Osadzały się nie tylko namuły piaszczyste i torfiaste, ale też w zarastających zbiornikach tworzyły się torfy (od okresu preborealnego). Kontynuowała się akumulacja mineralno-organiczna w dużych zagłębieniach.

Jeziorność Polesia białoruskiego na początku holocenu Krotous (1990) ocenia na 5-7%. Średnia głębokość jezior wynosiła tam wtedy 5-7 m (do 15 m max), w obniżeniach krasowych i termokrasowych była większa (Krotous 1990). Ostatecznie ukształtowały się doliny głównych rzek: Narwi, Bugu, Muchawca, Jasiołdy, Piny, Szczary, Zelwianki, Rosi oraz Niemna, w których zaczęły się kształtować tarasy zalewowe, a w stokach dolin wąwozy.

Literatura

- ALBRYCHT. A., BIŃKA K., BRZEZINA R., DYJOR K., NITYCHORUK J., PAWŁOWSKAJA I., 1997 – Uwagi o nowych stanowiskach interglacjalnych na tle stratygrafii i młodszego Czwartorzędu południowego Podlasia. *Przegl. Geol.*, 45, 6: 629- 633.
- BANASZUK H., MICUN K., BANASZUK P., 2015 – Dolina Narwi na Nizinie Północnopodlaskiej. Białystok.
- BARANIECKA M.D., 1984 – Zlodowacenie środkowopolskie. W: J. E. Mojski i S. Sokołowski (red.) *Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia 3b. Kenozoik. Czwartorzęd*, 154-195 . Wyd. Geol. Warszawa
- BIEREZOWICZ E., HOŁUB B., 2007 – Aspekty geomorfologiczne w kształtowaniu się i funkcjonowaniu krajobrazu kulturowego doliny Bugu w okolicach Drohiczyzna. *Doliny rzeczne Przyroda – Krajobraz – Człowiek. Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego t. VII*, Sosnowiec
- BOGDASAROV M.A., 2011 – Geologija i mineragenija chetvertichnych otlozhenij territorii Podlasko-Brestskoj Wpadiny, BrGU im. Puszkina, Brest
- BORATYN J., 2007 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Boćki (458). Państw. Inst. Geol. Warszawa
- DEMIDOVA S.V., 2013 – Diatomowaja flora muravinskogo mezhlednikovja Belarusi. Minsk
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABOSZ J., KRAUŻLIS K., 1984 /1985 – Kształtowanie się rzeźby woj. białkopodlaskiego i ocena możliwości uzyskania surowców budowlanych. W: *Rocznik Międzyrzecki XVI-XVII:56-80 TPN w Międzyrzeczu Podlaskim*

- FEDENIA V.M., 1988 – Krajevyje obrazovanija Slonimskoj Wozvyszennosti. In: Litologija, geochimija i stratygrafia kontynentalnyh kainozoiskih otlozhenij Belorussiji. Minsk „Nauka i technika”.
- GALON R., ROSZKÓWNA L., 1961 – Extens of the Scandinavian Glaciations and their Recession Stages of the Territory of Poland in the Light of an Analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. Prz. Geogr. T.33,3
- GORECKIJ G.I., 2002 – mapa Chacvjarcichnyja adkłady. In: Gieolagichnaja budowa i resursy nietrav. Nacyjanalny Atlas Belarusi, Minsk
- GORECKIJ G.I., (red.), 1983 – Geolagicheskaja Karta Chetvertichnyh Otlozhenij Belorusskoj SSR, Moskwa
- GURSKIJ B.N., 1974 – Nizhnij i sriednij antropogen Bielorusii. Minsk.
- GURSKIJ B.N., (red), 1990 – Geomorfologicheskaja Karta Belorusskoj SSR, Moskwa
- GRANOSZEWSKI W., 2003 – Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, Eastern Poland: Paleobotanical study. Acta Paleobot., 4:1-95
- HRACHANIK M.F., MATVEEV A.V., BAHIDASARAU M.A., 2015 — Relief teritorii Podlasko-Brestskoj Wpadiny. BrGU im. Puszkina, Brest.
- KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski, PWN Warszawa
- KROTOUS E.A., 1990 – Paleogeografia antropogena belarusskogo Polesia. Minsk. Nawuka i Technika.
- KRZYWICKI T., PIELACH. M., 2010 – Białowiecki Park Narodowy. Mapa geologiczno – turystyczna 1:25 000. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa
- KUPRYJANOWICZ M., 2005 – Roślinność i klimat północnego Podlasia w czasie interglacjału eemskiego oraz wczesnego i środkowego wistulianu; Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU, t. III
- KWIATKOWSKI W., STEPANIUK M., 2005 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50000. Ark. Narew (381). PIG, Warszawa.
- LINDNER L., 1988 – Zlodowacenie Odry na Wyżynie Małopolskiej. Prace Naukowe UŚ 914:67-76
- LINDNER L., MARUSZCZAK H., PALIENKO V.P., WOJTANOWICZ J., 1991 – Extent and hronology of stadial advances of the Saalian ice sweet between the Odra and Dniepr rivers. Ann. UMCS, Sect. B, 46:139-153
- MAHNACH A.S., GARECKIJ R.G., MATVEEV A.V. (eds), 2001 – Geologija Belarusi, Minsk
- MATVEEV A.V., 2002a - Mapa Muravinskaje Mizhledavikouje. In. Reljef i geamarfalogija. Nacyjanalny Atlas Belarusi, Minsk
- MATVEEV A.V., 2002 — Mapa Geamarfalagichnaje Rajanavanne. In: Relief i geamarfalogija. Nacyjanalny Atlas Belarusi, Mińsk
- MATVEEV A.V., 1990 – Istorija formirovanija antropogena Belorussiji. Minsk
- MARKS L. PAVLOVSKAJA I., 2006 - Correlation of the Saalin glacial limits In eastern Poland and western Belarus. Quatern. Inter., 149: 87-93
- MOJSKI J. E., 1972 – Nizina Podlaska. W: R. Galon (red.) Geomorfologia Polski t.2, PWN Warszawa
- MOJSKI J.E., 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie . Zarys morfogenezy. PIG Warszawa
- NOWAK J., 1977 – Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża. W: Zagadnienia Czwartorzędu. Stud. Geol. Pol. ,52:347-360
- RÓŻYCKI S.Z., 1972 – Plejstocen Polski Środkowej. PWN Warszawa
- RYLOVA T.B., HURCEVICH G.K., 1978 - Razwiczje wadajomav i raslinnasti vakolic Grodna na pracjagu muravinskaga mizhledavikovja. In: Desladavanni antrapagenu Belarusi. Minsk „Nauka i Technika”
- SZAFER W., 1953 – Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 22, z. 1, Kraków
- SZWAJGIER W., DOLECKI L., 2005 – Plejstocieńskie tarasy doliny Bugu na odcinku poleskim. Mat. XII konferencji Stratygrafia plejstocenu Polski. Zwierzyniec, 31 sierpnia – 3 września 2005. PIG Warszawa
- ZABORSKI B., 1927 – Studia na morfologię dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. Przegl. Geogr. t. 7
- ZUS M.J., 1978 – Glacijamarfalagichnaja osablivosti Navagrudskaga Uzvyshcha. Dasledavanni antrapagenu Belarusi. Minsk

WALORY GEOTURYSTYCZNE OBSZARU PRZYGRANICZNEGO POLSKI I BIAŁORUSI W REJONIE BIAŁEJ PODLASKI I BRZEŚCIA

Łukasz ZBUCKI¹, Joanna RYCHEL², Tomasz KRZYWICKI², Aksana HRADUNOVA³

¹Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych,
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska
e-mail: l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl, tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl

³Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest
e-mail: gryadunova@mail.ru



Fig. 1. Ujście Krzny do Bugu w okolicach Nepli

Obszar przygraniczny Polski i Białorusi w rejonie Białej Podlaskiej i Brześcia odznacza się zróżnicowaną rzeźbą terenu pochodzenia polodowcowego, która stanowi o jego georóżnorodności. Przeważająca część terenu to rozległe powierzchnie sandrowe, które okalają płyty wysoczyznowe. Z nimi zaś związana jest obecność moren czołowych i kemów, a czasem też form szczelinowych i ozów oraz zagłębień. Część tych form udokumentowana została jako geostanowiska na mapie geologiczno-turystycznej Parku Krajobrazowego „Podlaski Przełom Bugu”, np. kem w Derle i morena w Neplach (Rychel i in. 2016). Dowodami obecności lądolodu na tym obszarze są licznie występujące na powierzchni głązy narzutowe niekiedy tworzące głązowiska np. w rejonie Zabuża i Mielnika. Większe zagłębienia terenu wykorzystywane są przez rzeki, z których największe to Krzna (fig 1.), Muchawiec, Leśna (Lesnaja) i Bug.

Atrakcyjność geoturystyczna polskiej części omawianego obszaru związana jest z terenem Parku Krajobrazowego „Podlaski Przełom Bugu” rozciągającym się od ujścia rzeki Krzny w Neplach (fig.1) do Zabuża. Park obejmuje lewobrzeżną dolinę Bugu wraz z obszarami przyległymi. Dzika, nieuregulowana przez człowieka rzeka, stanowi obszar interesujący zarówno przyrodniczo jak i turystycznie. Szczególnie malownicze są jej przełomy rzeczne, meandry (np. w okolicach Pieczysk) i starorzecza. W skarpach doliny często występują źródła np. w Gnojnie i Starym Bublu. Przy punkcie widokowym między Borsukami i Gnojnem wysokość skarpy (zbudowanej przeważnie z piasków) wynosi około 35 m. Szczególnie atrakcyjnym krajobrazowo jest widok na przełom Bugu z Góry zamkowej w Mielniku,

która wznosi się około 40 m powyżej doliny. Na tarasach rzecznych nadzalewowych występują wydmy śródlądowe, największy zespół tych form zlokalizowany jest w kompleksie leśnym „Łysucha” ok. 4 km na E od Janowa Podlaskiego. W rejonie miejscowości Neple rzeka tworzy spektakularny przełom i podcina brzegi tworząc wąwozy objęte ochroną jako rezerwat „Szwajcaria Podlaska”. Rzeka Bug, między miejscowościami Terespol a Neple, zasilana jest przez trzy z czterech najdłuższych dopływów, które tworzą tu węzeł hydrologiczny. W tym miejscu Bug zasilają swoimi wodami Muchawiec, który jest jego największym dopływem (prawy, 123,0 km), Krzna (lewy, 106,3 km) i Leśna (prawy, 132,7 km). Szerokie doliny rzeczne dopływów Bugu mają założenia glacialne, decydują one o walorach krajobrazowych tego obszaru.

Rozwinięta infrastruktura turystyczna (siedem szlaków pieszych, sześć rowerowych, jeden kajakowy, liczne ścieżki rowerowe i dydaktyczne, dwie przeprawy promowe na Bugu) daje możliwość zapoznania się z bogatym dziedzictwem kulturowo-historycznym i cennymi walorami przyrody. Ślady kulturludności zamieszkujących te ziemie czyli Polaków, Rusinów, Białorusinów, Żydów i Tatarów widoczna w architekturze, sztuce, języku oraz w kulinariach. Najważniejsze zabytki tego rejonu to: zamek biskupi w Janowie Podlaskim, pałace w Konstantynowie i Cieleśnicy, liczne cerkwie unickie (dziś to kościoły rzymskokatolickie) stadnina Koni Arabskich w Janowie Podlaskim, ruiny zamku królewskiego w Mielniku, twierdza obronna w Brześciu i towarzyszące jej fortyfikacje w okolicznych miejscowościach (Kobylany, Lebediew, Łobaczew, Terespol i Koroszczyń) oraz tajemnicze kamienne krzyże zwane „babami”.

W omawianym rejonie znajdują się dwie duże kopalnie odkrywkowe, gdzie można prześledzić węglaną budowę geologiczną, a nawet zebrać skamieniałości. W Mielniku nad Bugiem zlokalizowana jest kopalnia kredy piszącej, gdzie występują skały sprzed zlodowaceń: paleogenu i kredy. Te ostatnie obfitują w okazy kopalnej fauny np. belemnitów i małży. W Szebryniu nad Muchawcem, ok. 6 km na E od Brześcia, działa kopalnia ilitu zastoisowego pochodzącego z okresu zlodowacenia Sanu 2/Berezyny, który zawiera idealnie obtoczone konkretne krzemienne.

Na terytorium Białorusi w okolicach Brześcia jest kilkanaście źródeł. Niektórym z nich przypisywane są właściwości uzdrawiające. Jednym z najbardziej znanych jest źródło św. Michała, położone w okolicach wsi Stawy na południe od Wołczyna.

Obszar ujścia rzeki Leśna do Bugu to rezerwat przyrody „Bużański”, w którym chronione są między innymi unikatowe krajobrazy obszarów zalewowych (Zbucki, Panko 2014). Przebieg Leśnej przez urozmaicone krajobrazowo tereny zdecydował o wytyczeniu na niej szlaku kajakowego. Na wschód od miejscowości Kamieniuki, po rozległe zastoiska przygraniczne, nad rzeką Leśną Prawą rozciąga się południowa część Białowieskiego Parku Narodowego.

Kamieniuki są centrum turystycznym Białowieskiego Parku Narodowego po stronie białoruskiej Podlaga tu ochronie ostatni w Europie fragment lasu pierwotnego. Z racji dużego znaczenia dla kultury i dziedzictwa ludzkości, transgraniczny Park Białowiecki wpisano na prestiżową Listę Światowego Dziedzictwa Kulturowego UNESCO. O atrakcyjności turystycznej tego rejonu świadczyć może fakt, że jedynie na terenie Puszczy i w okolicach miasta Brześć na białoruskiej części obszaru mapy wyznaczono szlaki turystyczne.

Największe ośrodki ruchu turystycznego na obszarze objętym opracowaniem to Biała Podlaska i Brześć. Historia Białej Podlaskiej wiązana jest z rodem Radziwiłłów. Znajduje się tutaj: dawny zespół zamkowy, budynki Akademii Białskiej i obiekty sakralne z kościołem pw. św. Anny na czele. Jedną z najciekawszych miejscowości turystycznych na opisywanym obszarze jest Janów Podlaski ze słynną stadniną koni i licznymi obiektami zabytkowymi. Brześć jest szóstym co do wielkości miastem na Białorusi. Słynie on z ponad 1000-letniej historii. Z powodu budowy Twierdzy Brzeskiej nie zachowały się tutaj cenne obiekty zabytkowe.

Ciekawym obiektem turystycznym na opisywanym obszarze jest Baszta Kamieniecka (Biała Wieża), która znajduje się w mieście Kamieniec. Stanowi ona jedyny zabytek architektury z XIII w. na terytorium Białorusi. Do miejscowości wartych odwiedzenia należy również miasto Wysokie Litewskie, w którym znajduje się między innymi zespół pałacowo-parkowy Potockich.

LITERATURA DO REFERATÓW WPROWADZAJĄCYCH

- ALBRYCHT A., 1996 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Łosice, Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ALBRYCHT A., 1996 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Łosice, Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ALBRYCHT A., 1999 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Sarnaki. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- ALBRYCHT A., BIŃKA K., BRZEZINA R., DYJOR K., NITYCHORUK J., PAVLOVSKAYA I., 1997 — Uwagi o nowych stanowiskach osadów interglacjalnych na tle stratygrafii młodszego czwartorzędu południowego Podlasia. *Przegląd Geologiczny*, **45**, 629-633.
- BEREŚ B., 1951 — Notatki z wierceń w Mielniku nad Bugiem. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BIEDA E., 1958 — Otwornice przewodnie i wiek kredy piszącej Mielnika. *Biul. Inst. Geol.*, **121**: 17-89.
- BIŃKA K., 2001a — Wyniki analizy palinologicznej zastoiskowych osadów na ark. Janów Podlaski SMGP 1:50 000. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- BIŃKA K., 2001b — Wyniki analizy palinologicznej zastoiskowych osadów na ark. Terespol SMGP 1:50 000. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- BIŃKA K., 2006 — Analiza palinologiczna profilu Milejczyce (SMGP ark. Boćki). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- BIŃKA K., LINDNER L., NITYCHORUK J., 1996 — Sytuacja geologiczna i analiza paleobotaniczna osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego w Wilczynie na południowym Podlasiu. Mat. II konferencji *Stratygrafia plejstocenu Polski*, Grabanów 18-20.09.1995.
- BITNER K., 1954 — Charakterystyka paleobotaniczna utworów interglacjalnych w Horoszkach koło Mielnika na Podlasiu. *Biul. Inst. Geol.*, **69**, 79 -92.
- BITNER M.A., PISERA A., 1979 — Brachiopods from the Upper Cretaceous chalk of Mielnik. *Acta Geol. Pol.*, **29**: 67-88.
- BORATYN J., 2007 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Boćki (458). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- BORATYN J., KOZIOL T., PREIDL M., 2007 - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. L. Podcerkwa (461). Państwowy Instytut Geologiczny.
- DATA J., 1974 — Analiza facjalna i faunistyczna kredy piszącej nad Bugiem. [praca magisterska]. Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- DRZAŁ M., 1961 — Kras w kredzie w Mielniku nad Bugiem. Z badań czwartorzędu w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **10**: 241-252.
- DZIERŻEK J., 2002 — Badania lito-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla arkusza Janów Podlaski SMGP w skali 1:50 000. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J., KARABON, K., 1988 — Morfogenez sieci rzecznej obszaru woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji. *Prz. Geol.*, **36**, 11: 619-630.
- GAŁĄZKA D., 2002 — Wyniki analiz petrograficznych dla arkusza Janów Podlaski SMGP w skali 1:50 000. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- GAWOR E., 1954 — Opracowanie rodzaju *Stensiöina* i inne ważne rodzaje. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1972 — Opracowanie mikropaleontologiczne 5 próbek z wiercenia Zabuże, ark. Siemiatycze. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GAŹDZICKA E., 1981 — Cocoliths and index foraminifera from the Upper Cretaceous chalk of Mielnik region. *Acta Paleont. Pol.*, **26**: 73-83.
- GAŹDZICKA E., 1999 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego do SMGP w skali 1 : 50 000, ark. Biała Podlaska. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŹDZICKA E., 2001 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego do SMGP w skali 1: 50 000, ark. Wierchlas.
- GEDL P., 2006 — Ekspertyza dinocystowa z otworów Starzyna i Majdan dla potrzeb SMGP 1 : 50 000, arkusz Witowo (460). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GIEDROYĆ A., 1886 — Sprawozdanie z poszukiwań geologicznych dokonanych w Guberni Grodzieńskiej i przyległych jej powiatach Królestwa Polskiego i Litwy w 1878 r. *Pam. Fizjograf.*, **6**.

- GRANOSZEWSKI J., 2003 — Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, Eastern Poland: Paleobotanical study. *Acta Paleobot.*, **4**: 1-9.
- GURSKIJ B.N., 1974 — Niżnij i sriednij antropogien Bielorusii. Minsk.
- HALICKI B., 1935 — Materiały do znajomości budowy podłoża Polski północno-wschodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **11**: 26–83.
- HRACHANIK M.F., MATVEEV A.V., BAHDASARAU M.A., 2015 — Relief teritorii polsko-brestskiej wpadiny.
- JANICKI T., 1999 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Stacja Nurzec (496) i Klukowicze (497). Arch. PIG-PIB. Warszawa.
- KARABANOV A.K., GARECKIJ R.G., AJZBERG R.E., 2014 — Neotektonika i neogeodynamika zapada wostoczno-ewropejskiej platformy.
- KARABANOV A. K., MATVEEV A. V. 2011. The Pleistocene glaciations in Belarus. W: EHLERS J., GIBBARD P.L., HUGHES P.D. (red.), Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, a closer look. *Developments in Quaternary Science*, **15**: 29-35.
- KMIECIAK M., 2007 - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Czeremcha (495). Państwowy Instytut Geologiczny.
- KRUPIŃSKI K.M., 1995 — Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego. *Acta Geographica Lodziensia*, **70**: 1-200.
- KRUPIŃSKI K.M., 2000 - Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Prace PIG*, **169**: 1-61.
- KRUPIŃSKI K.M., 2009 — Biogeniczne osady interglacjalne w utworach plejstocenijskich południowo-zachodniej części Podlasia. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu, Zimna Woda k. Łukowa, 31.08 – 4.09.2009, 39-42.
- KRUPIŃSKI K.M., Lindner L., 1991 - Flora interglacjalna w Komarnie koło Białej Podlaskiej, wschodnia Polska. W: Kostrzewski A. (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Geografia UAM*, **50**: 511–518.
- KRUTOUS E. A., 1989a — Paleogeografia antropogena belaruskogo Polesia. Minsk. Navuka i Tekhnika.
- KRUTOUS E. A., 1989b — Aleksandrijskije oziomyje wodjomy na jugo-zapadie Bielorusii. Paleogeografij a oziomych i morskich bassejnow siewiero-zapada SSSR w plejstocenie. Leningrad, 36-43.
- KRZOWSKI Z., 1997 — Eocene in Mielnik on the Bug river. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 61–68.
- KUPRJAŃOWICZ M., 2008 — Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian Lakeland In northern Podlasie. *Acta Paleobot.* **48**, 1.
- LEWIŃSKI J., SAMSONOWICZ J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego. *Pr. Tow. Warsz.*, **31**.
- LINDNER L., MARCINIAK B., 1997 — Środkowoplejstocenijskie jeziora kopalne na tle stratygrafii czwartorzędu w rejonie Janowa Podlaskiego (wschodnia Polska). *Przeg. Geol.*, **45**, 5: 484 – 488.
- LINDNER L., MARCINIAK B., 1998 — Middle Pleistocene lake deposits in southern Podlasie (eastern Poland). *St. Geol. Pol.*, **113**: 65-83.
- LINDNER L., MARKS L., 2015 — Early and Middle Pleistocene fluvial series in northern foreland of the Carpathians (Poland and Ukraine) and their relation to Dnistr River terraces. *Quaternary International* 357, 22-32, doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.053
- ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H., 1988 — Podatność kredy piszącej na odkształcanie w świetle procesów glacialnych. *Prz. Geol.*, **36**, 11: 633–635.
- ŁYSOGÓRSKI K., 1960 — Belemnity kredowe z okolic Malborka (Pomorze) oraz Mielnika i Kornicy (Podlasie). [praca magisterska]. Arch. Wyd. Geol. UW, Warszawa.
- MARKS L., 2004 — Zasięg lądolodu zlodowacenia warty w Polsce. W: Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.), Zlodowacenie warty w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin: 27-35.
- MARKS L., 2011 — Quaternary Glaciations in Poland. W: J. EHLERS, P.L. GIBBARD, P.D. HUGHES (red.), Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, a closer look. *Developments in Quaternary Science*, **15**: 299-303.
- MARKS L., BER A., GOGOLEK W., PIOTROWSKA K. (red.) 2006 — Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MARKS L., KARABANOV A. (red.) 2011 — Mapa geologiczna północnej części pogranicza polsko-białoruskiego 1:250 000, z objaśnieniami. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAHDASARAUM., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., MAMCHYK S., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., w druku. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quat. Int.*
- MARKS L., PAVLOVSKAYA I. E., 2003 — The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. *Boreas*, 32, 2: 337-346.
- MARKS L., PAVLOVSKAYA I. E., 2006 — Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus. *Quaternary International*, 149: 87-93.
- MATOSHKO A. V., 2011. Limits of the Pleistocene Glaciations in the Ukraine. A Closer Look. W: Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (red.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, a closer look. Developments in Quaternary Science*, 15: 405-418.
- MATVEEV A.V. et al., 2013 — Geologiczeskaja karta czetwierticznych otlozenij. Neogenowyje otlozenia Bielorusi.
- MATVEEV A.V., PAVLOVSKAYA I.E., 2001 — Glatsiomorfologicheskiye kompleksi Belarusi. *Doklady Akademii Nauk Bielarusi*, 45, 6: 115-118.
- MAZURKIEWICZ Z., 1953 — Zdjęcie geologiczne Mielnika nad Bugiem i okolicy 1:25 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MIODUSZEWSKI E., 1951 — Dzienniki wierceń w Mielniku nad Bugiem. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1972. Nizina Podlaska. W: Galon R. (red.), *Geomorfologia Polski*, 2. PWN, Warszawa, 318-362.
- MORAWIECKI A., 1970 — Badania mikroskopowe fosforytów z Mielnika n/Bugiem. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MOTUZ V.M., 1973 — Kontinentalnyje moliuski iz srednepleistotsenowych otlozhenii Belarusi i smezhnykh rayonov. W: *Materiały po paleogeografii i geokhimi antropogena Belarusi*, Minsk.
- NITYCHORUK J., 1994 - Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego, Podlasia. *Rocznik Międzyrzeczki*, XXVI: 23-107, Międzyrzec Podlaski.
- NITYCHORUK J., 1996 — Osady lodowcowe południowego Podlasia. W: Marks L. (red.) *Mat. II Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski*, Grabanów 18-20.09.1995
- NITYCHORUK J., 2000 — Climate reconstruction from stable-isotope composition of the Mazovian Interglacial (Holsteinian) lake sediments in eastern Poland. *Acta Geol. Pol.*, 50, 2: 247-294.
- NITYCHORUK J., BIŃKA K., 1994 — Sytuacja geologiczna i wiek osadów interglacialnych w Borsukach na Podlasiu. W: I Konferencja stratygrafia plejstocenu Polski w Bocheńcu. str. 29.
- NITYCHORUK J., BIŃKA K., 1998 — Interglacial Mazowiecki w świetle oznaczeń izotopów stałych węgla i tlenu. *Mat. V konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski*, Iznota 1-4.09.1998.
- NITYCHORUK J., BIŃKA K., 2003 — The Late Saalian, Eemian and Early Vistulian pollen sequence at Dziewule, eastern Poland. *Geological Quarterly*, 47 (2): 155–168.
- NITYCHORUK J., BIŃKA K., HOEFS J., RUPPERT H., SCHNEIDER J., 2005 — Climate reconstruction for the Holsteinian Interglacial in eastern Poland and its comparison with isotopic data from Marine Isotope Stage 11. *Quat. Sc. Rev.* 24.
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2003a - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Wierzchlas (533) i Wierzchlas E (534). Państwowy Instytut Geologiczny
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2003b - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Janów Podlaski (532). Państwowy Instytut Geologiczny
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2003c - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Terespol (570). Państwowy Instytut Geologiczny
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2006 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Janów Podlaski (532). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2007 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Terespol (570). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- NITYCHORUK J., GAŁĄZKA D., 2000a - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Biała Podlaska(568). Państwowy Instytut Geologiczny
- NITYCHORUK J., GAŁĄZKA D., 2000b - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Rokitno (569). Państwowy Instytut Geologiczny
- NITYCHORUK J., GAŁĄZKA D., 2006a - Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Biała Podlaska(568). Państwowy Instytut Geologiczny

- NITYCHORUK J., GAŁĄZKA D. 2006b — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Rokitno (569). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- OLSZEWSKA B., 2006 — Wyniki badań mikropaleontologicznych próbek z ark. Czeremcha i Witowo Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- OLSZEWSKA D., 1987 — Wykształcenie facjalne i sedymentacja kredy piszącej Mielnika nad Bugiem [praca magisterska]. Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- PERYT D., 1981 — Planctonic foraminifers and the age of chalk from Mielnik (East Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre*, **29**, 2.
- PIDEK I.A., TERPIŁOWSKI S., 1993 — Osady organogeniczne i wczesnovistuliańskie w Wiśniewie koło Siedlec. *Ann. UMCS*, **B 48**: 229-238.
- POŻARYSKI W., 1974 - Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Obszar wyniesiony platformy wschodnioeuropejskiej, część środkowa. W: Budowa geologiczna Polski 4, Tektonika. Niż Polski, 71-78. PIG-PIB, Warszawa.
- PRÓSZYŃSKI M., 1933 — Szkic geologii miasta Brześća n/Bugiem. Postępy prac przy melioracji Polesia. Brześć.
- PRÓSZYŃSKI M., 1952 — Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**: 313-364.
- RÓŻYCKI S.Z., 1965 — Traits principaux de la stratigraphie et de la paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the 6th International Congress on Quaternary, Warsaw 1961, 1 (Plenary Session), 123-142.
- RÜHLE E., ZWIERZ S., 1961 — Przekrój geologiczny doliny Bugu na Podlasiu w okolicy Mielnika. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **169**: 213-240.
- RYCHEL J., NITYCHORUK J., ZBUCKI Ł., CHROBAK A., 2016 — Mapa geologiczno-turystyczna Park Krajobrazowy Podlaski Przełom Bugu, gmina Terespol 1 : 75 000.
- SIEMIRADZKI J., 1906 — Die obere Kreide in Polen. *Reichsanstalt*, **2**: 54-64, Wien.
- SIEMIRADZKI J., 1909 — Geologia Ziem Polskich. **2**: pp. 584, Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.
- SŁODKOWSKA B., 1996 — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profili Radziwiłłówka, Werpól (ark. Stacja Nurzec) oraz Zubacze i Wólka Nurzecka (ark. Klukowicze). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z., 1930 — Petrografia kredy Polski. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **4**: 483-628.
- SUJKOWSKI Z., 1938 — Rozmieszczenie odsłonięć kredy między górnym Niemnem a Prypecią. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **9**: 95-125.
- TERPIŁOWSKI S., DOBROWOLSKI R., 2004 — Rola morfologii dolinnej w rozwoju moren akumulacyjnych lobu Bugu zlodowacenia Warty w rejonie Mielnika (Wysoczyzna Drohicka). W: Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red), Zlodowacenie Warty w Polsce, 153-163, UMCS, Lublin.
- VELICHKEVICH F.J., RYLOVA T.B., SANKO A.F., FEDENIA V.M., 1993 — Bereza Pleistocene stratoregion in Belarus. Nauka i tekhnika, Minsk, 146 pp.
- WITWICKA E., 1959 — Stratygrafia mikropaleontologiczna kredy górnej wiercenia Mielnik. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ZBUCKI Ł., PANKO A., 2014 — Szlak rowerowy Śladami nadbużańskich tajemnic. Przewodnik turystyczny. PSW Biała Podlaska.
- ZWIERZ S., 1954 — Opisy profili geologicznych, wierceń, szurfów, odkrywek w rejonie Mielnika n/Bugiem. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻARSKI M., MAŁEK M., ALBRYCHT A., 2009 — Plejstocen południowego Podlasia. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu, Zimna Woda k. Łukowa, 31.08 – 4.09.2009, 20-36.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. I. G.*, **263**, 1-97.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1974 — Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Obszar wyniesiony platformy wschodnioeuropejskiej, część południowa. W: Budowa Geologiczna Polski, tektonika 4, cz. 1, Niż Polski. 78-79.

REFERATY

KRĘTE FORMY GLACJALNE (*GLACIAL CURVILINEATIONS*) W OBSZARZE OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA NA NIŻU EUROPEJSKIM

Aleksander ADAMCZYK¹, Wojciech WYSOTA¹, Jan A. PIOTROWSKI², Marcin SOBIECH¹

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
e-mail: adams@doktorant.umk.pl, wysota@umk.pl, marcin.geo.umk@gmail.com

² Department of Geoscience, Aarhus University, Aarhus, Denmark
e-mail: jan.piotrowski@geo.au.dk

W ostatnich latach na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego opisano (Lesemann i in. 2010, 2014) enigmatyczne formy subglacjalne zwane krętymi formami glacialnymi (ang. *Glacial curvilineations*). Są to zespoły równoległych do siebie krętych wałów rozdzielonych wanieńkowatymi obniżeniami, występujące w rynnach subglacjalnych. Przyjmuje się, że są to formy erozyjne, powstałe w wyniku subglacjalnych przepływów wód roztopowych (Lesemann i in. 2010, 2014).

Analiza danych wysokościowych LiDAR o wysokiej rozdzielczości (1 m) umożliwiła rozpoznanie w północnej Polsce, poza obszarem Pojezierza Dobrzyńskiego, kilkudziesięciu innych pól krętych form glacialnych. Występują one na zapleczu kilku faz recesyjnych ostatniego lądolodu, ale najliczniej związane są z fazą poznańską. Znalezienie szeregu zespołów takich pól w północnej Polsce było impulsem do poszukiwania krętych form glacialnych w innych obszarach ostatniego zlodowacenia na Niżu Europejskim, w tym głównie na terenie Danii i Niemiec. Analiza modeli terenu o wysokiej rozdzielczości w Danii (model o rozdzielczości 1,6 m) i północno-wschodnich Niemiec (dane dostępne na geoportalach Brandenburgii i Meklemburgii) pozwoliła na wyznaczenie kilkunastu miejsc występowania krętych form glacialnych również w tych obszarach.

Szczegółowej analizie morfologicznej poddano wybrane pola krętych form glacialnych w północnej Polsce, Danii i północno-wschodnich Niemczech. Celem tej analizy było określenie struktury morfologicznej pól oraz wykazanie podobieństw i różnic morfologicznych pomiędzy polami położonymi w różnych obszarach ostatniego zlodowacenia. Analizowano kilka głównych parametrów morfologicznych pól: długość, szerokość, liczba zespołów krętych form glacialnych, liczba poziomów topograficznych w obrębie pola, położenie pola względem poziomu wysoczyzny oraz dna rynny, maksymalna liczba wałów i obniżen w zespole oraz w całym polu oraz odległość zespołu od krawędzi lądolodu. W analizie uwzględniono także powierzchniową budowę geologiczną tych form. Uzyskane wyniki posłużyły do określenia zasadniczych cech występowania, struktury i typologii morfologicznej pól krętych form glacialnych występujących w obszarze ostatniego zlodowacenia na Niżu Europejskim.

Literatura

- LESEMANN J.E., PIOTROWSKI J.A., WYSOTA W., 2010 – “Glacial curvilineations” New glacial landforms produced by longitudinal vortices in subglacial meltwater flows. *Geomorphology* **120**: 153–161.
LESEMANN J.E., PIOTROWSKI J.A., WYSOTA W., 2014 – Genesis of the ‘glacial curvilineation’ landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland. *Sedimentary Geology*, **312**: 1–18.

GEOLOGICAL INVESTIGATION IN SZTUM (STUHM) AREA – HISTORICAL REVIEW AND ACTUAL STATE.

Andreas BÖRNER¹, Dariusz GAŁĄZKA²

¹State authority for Environment, Nature protection and Geology Mecklenburg-Western Pomerania, Geological Survey,
Güstrow, Germany

email: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa
e-mail: dariusz.galazka@pgi.gov.pl

Sonntag published in 1919 a general overview of the geological knowledge in Western Prussia region. At least Paul Woldstedt concluded in the early 1944 all the results of the surface mapping campaign of German geologists in a unpublished general geological map of East Prussia region in scale 1:300 000 and published a general overview about the surface geology in 1942.

After the 1945 main studies in this area was made mainly by Aurelia Makowska (1979, 1986, 1989, 1990, 2004a, b, 2009). She recognized between Saalian and Vistulian (Weichselian) tills two marine sequence episodes – so called “Sztum” (older) and “Tychnowy” (younger) sea. Recent investigation (Marks et al. 2014) indicate that only the younger transgression in Poland have been investigated in detail and there is no doubt about its Eemian age. Lower marine series could be either connected with the pre-Eemian interglacial (Marks 2005) or it has been considered as an effect of glaciotectionic deformation (Marks et al. 2014).

Eemian marine sediments in the northern part of Lower Vistula Valley have been investigated for over 150 years (Berendt 1865; Jentzsch 1895). The Prussian geologist Alfred Jentzsch published in 1881 and 1896 a regional description of interglacial molluscs, so called ‘Diluvialfauna’ of Marienwerder (Kwidzyn), Marienburg (Malbork) and Dirschau (Tczew). Jentzsch (1895) described marine interglacial fauna from drillings as follows:- near railway station of Marienwerder (Kwidzyn) between 30 – 33 m below local surface level (all following depth are described as below the local surface level) including *Cardium echinatum*, *Cobula gibba* and *Cyprina*;- Marienburg (Malbork), near railway station in depth 24.5-25.5 m and from a drilling near town hall (56 – 61,5 m): *Cardium echinatum* and *C. edule*; - between 33 – 36.6 m from drilling near ‘Johanniter hospital’ in Dirschau (Tczew): *Cardium edule*, *Corbula gibba*, *Nassa reticulata*, *Cerithium lima* and *Mytilus*.

After minor revisions of the 1866 published molluscs Berendt (1867, 1874) described the interglacial molluscs of Vistula region as follows (cf. Fig. 1): *Ostrea edulis* L., *Cardium edule*, *Corbula gibba*, *Cobula gibba* Olivi (nucleus Lam.) and *Cyprina islandica* L., *Macra subtruncata*, *Tellina solidula* Pult., *Venus virginea* L., *Buccinum (Nassa) reticulatum* L., *Cerithium lima* Brug. (= *reticulatum* Dac. Lov.) and *Scrobicularia piperata* Gmel. (Schum.). Also Jentzsch (1884) described marine ‘North sea fauna’ near Rothhof/Unterberg (Czerwony Dwór/Podzamcze) and *Cyprina* and other interglacial ‘North sea molluscs’ from Meislatein (Mysłęcín) and concluded according to the position of interglacial ‘Diluvialfauna’ layer between tills multiphase glaciations of Scandinavian ice sheet, at least interrupted by one or more interglacial (marine) phases. Madsen (1893, cited in Jentzsch, 1896) investigated molluscs from outcrop Reimannsfelde (Nadbrzeże) N of Elbing (Elbląg) of so called ‘Yoldienthon’ (Yoldia-clay) *Milolima seminulum* (L.), *M. subrotunda* (MTG); *Haplophragmium pseudospirale* (Will.); *Rotalia beccarii* var. *Lucida* (Madsen); *Nonionina depressula* (Walk et Jac.) und *N. depressula* var. *orbicularis* (Brady) and from clay pit (Schmidt’s Ziegelei) near Lenzen (Łęcze) *Truncatulina lobatula* (Walk et Jac.) and *Nonionina depressula* (Walk et Jac.).

The first time the occurrence of marine deposits rich in Mollusca were found in the centre of city Sztum by the German geologist Konrad Keilhack. Keilhack described 1904 a profile from a well drilling Stuhm-Markplatz, drilled in in 1890ies, a gravel layer in 58,6-59,8 m including *Nassa reticulata*. Holst (1911 cited in Wolff 1914, p. 77) described from drilling in Stuhm (Sztum) between 59,6 – 61 m below

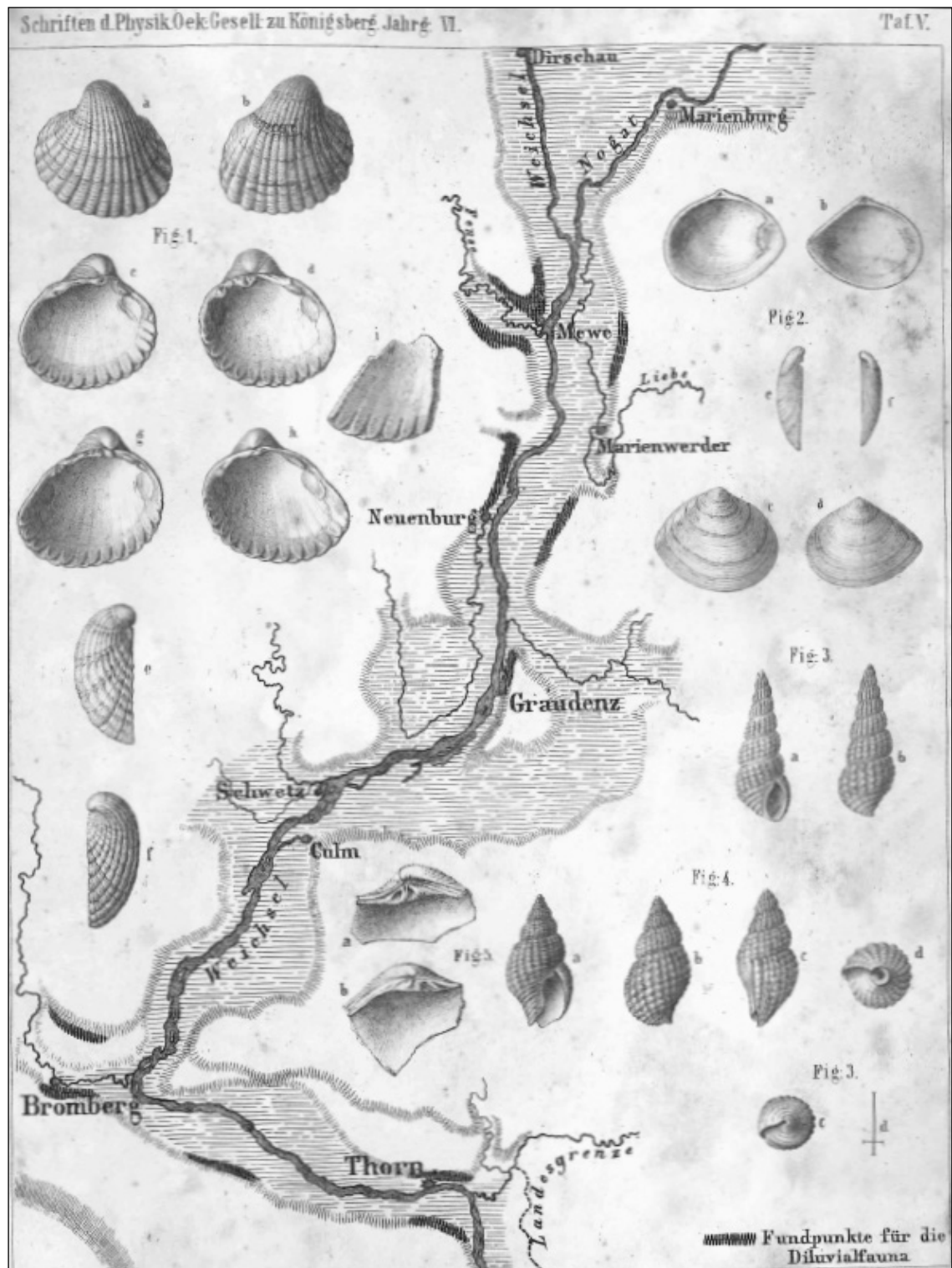


Fig 1. First investigated interglacial marine molluscs in Vistula area were drawn by Berendt (1865).

surface a gravel layer including marine molluscs like *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Tapes aureus* and *Nassa reticulata* (interpreted as redeposited material) and between 90,5 – 100 m in primary deposition *C. edule*, single specimen of *Nassa reticulata*, *Macra*, *Mytilus*, *Tellina* and 3x *Hydrobia*. Wolff (1914) interpreted the marine ‘Tapes fauna’ of Stuhm as indicator of a moderate-temperated paleoclimate.

In years: 2010 -2014 a core from the now borehole at Cierpięta (~ 12 km SE from Sztum) was examined with sedimentological, palynological, plant macrofossil, diatom, malacological, and foraminiferal analyses and completed with radiocarbon, OSL and amino acid dating. Results of these analyses enabled reconstructions of the area since termination of the Odranian Glaciation (Saalian) until the first ice sheet advance of the Vistulian Glaciation (Weichselian) (Marks et al 2014).

Alfred Jentzsch mapped and published first detailed geological maps of this area (1889-1909).

In this region Jentzsch (1885) described glaciotectional structures of dislocated Cretaceous rafts (Ober-Senon) near the village of Prothen (Protowo), Krapen (Krupin) and Trankwitz (Trankwice). Similar glaciotectional structures Jentzsch (1885) found in a clay pit near Hansdorf (Janów) in the southern edge of Elbląg elevation area. Also Jentzsch (1886) mapped at first a Cretaceous raft near Kalwe village (Kalwa). “...zu Kalwe fand Verfasser nahe östlich von dem auf der geologischen Karte Sektion Elbing eingetragenen Kreidehügel, und zwar dicht östlich der Chaussee Kalwe-Altmark bei km 13,33-13,40 weisse Kreide. Unter einer kaum 0,1 m dicken lehmigen Krume voll von Fragmenten harter Kreide liegt hier Schreibkreide, welche bei 2 m Tiefe noch nicht durchbohrt wurde. [general translation: Author found east of country road Kalwe-Altmark at km 13,33-13,40 under 0,1 m loam white Upper Cretaceous marls (acc. to Belemnites fauna classified in Upper Senon today's stratigraphical position: Santonium, Campanium und Maastrichtium)].

In 1905 Jentzsch gave a short description of the first finding of Cretaceous deposits on surface on a hill ‘Steinberg’ located nearby Lichtfelde (Jasna). A first report about the occurrence and industrial interest of Cretaceous marls of Kalwe vicinity gave the German geologist Scharf (1935a, b). Furthermore Bernhard Koernke (1938a-c, 1939) and Cramer et al. (1938a, b) investigated during a general geological mapping campaign a number of exploration drillings and mapped the occurrence of Cretaceous raft near Kalwe in detail.

The big glacial rafts of Cretaceous marls in vicinity of Kalwa village at first investigated by Koernke (1939) were detailed recognized last autumn during mapping campaign by PGI-NRI using boring rigs (URB 2,5 A; WH). Maximal thickness of Cretaceous marls reach up to 30 m and occupies an area about 1,5 km². Few smaller rafts were “re-found” and mapped in vicinity of Jasna and Trankwice villages (Fig. 2). Additional information about scale of glaciotectionic deformation provide us new borehole profiles from Bukowo village vicinity where we find Eemian marine sediments almost 100 m higher, above its regular position.

First edition of Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000, sheet Sztum was made by Rabek (1990). Since 2015 PGI-NRI was started cartographic works at new edition of Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000, sheet Sztum. We were made 3 new boreholes (Pozolia, Kalwa, Szpitalna Wieś) up to 216 m deep which allow us to confirm coverage of Tychnowy marine sea deposits as well as the presence of large Malbork island or peninsula existed in northern part of investigated area during this time. There is no any evidence for presence of the Holstein sea deposits in Sztum area (Kondratien and Gudelis, 1983; Marks, 1988) as well as for the so-called Krastudy Interglacial within the Vistulian (Weichselian) sequence which was recognized by Makowska (1986), Rabek (1990) and in borehole log Krastudy (Cierpięta) (Marks et al. 2014).

150 years of geological investigations made by geologist from Germany and Poland give us unique opportunity for good recognition of chronology for the last glaciation and Eemian interglacial in Northern Poland. Also for the today's mapping near surface occurrence of mineral resources get an important input by the using of historical geological data.

References

- BERENDT G., 1865 — Marine-Diluvialfauna in Westpreussen. *Schriften der Königlichen Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg*, **VI** (für 1865): 203–209.
- BERENDT G., 1867 — Nachtrag zur marinen Diluvialfauna in Westpreußen. *Schriften der Königlichen Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg*, **VIII** (für 1866): 69–72.
- BERENDT G., 1874 — Marine Diluvialfauna in Ostpreußen und zweiter Nachtrag zur Diluvialfauna Westpreußens. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **26/3**: 517–521.
- BERENDT G., JENTZSCH A., 1889 — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2279 MARIENWERDER – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- CRAMER R., KOERNKE B., RAUPACH V., 1938a — Bohrkarte zur Geologischen Karte Blatt Stuhm, Nr. 2080, unpubl., BGR Archiv.
- CRAMER R., KOERNKE B., RAUPACH V., 1938b — Schichtenverzeichnisse zur Bohrkarte zur Geologischen Karte Blatt Stuhm, Nr. 2080, unpubl., BGR Archiv.
- HOLST N.O., 1911 — Alnarpsfloden, en svensk 'Cromerflod'. Sveriges Geologiska Undersökning C 237, 64 p.
- JENTZSCH A., 1881 — Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. *Jahrbuch der Preussischen Geologische Landesanstalt*, **II**: 546–570.
- JENTZSCH A., 1884 — Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. *Jahrbuch der Preussischen Geologische Landesanstalt*, **V**: 438–534.
- JENTZSCH A., 1886 — Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreussens. *Schriften der Naturforschenden Gesellschaft in Danzig in Königsberg*. vol. XXVI, 157–179.
- JENTZSCH A., 1889a — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2178 MEWE. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1889b — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2179 REHHOF. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1889c — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2278 MÜNSTERWALDE. – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1895a — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2180. PESTLIN – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1895b — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2181. GROSS-ROHDAU – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1895c — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2280. GR. KREBS – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1895d — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2281 RIESENBURG – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1895e — Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. *Jahrbuch der Preussischen Geologische Landesanstalt*, **XVI**: 165–208.
- JENTZSCH A., 1896 — Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- u. Westpreussen 1893–1895. *Jahrbuch Preussischen Geologische Landesanstalt*, **XVII**: 125 S.
- JENTZSCH A., 1898a — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2380 NIEDERZEHREN – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1898b — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2381 FREYSTADT. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1898c — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2480, LESSEN – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1898d — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2481, SCHWENTEN. – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1909a — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2576, SCHWETZ. – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- JENTZSCH A., 1909b — Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 2577, SARTOWITZ – Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.
- Koernke B. 1938a. Bericht und Schichtenverzeichnisse zur Geologischen Aufnahme, Messtischblatt Stuhm, Nr. 2080, unpubl., BGR Archiv.
- KOERNKE B., 1938b — Geologische Karte Blatt Stuhm, Nr. 2080, unpubl., BGR Archiv.
- KOERNKE B., 1938c — Legende zur Geologischen Karte Blatt Stuhm, Nr. 2080, unpubl., BGR Archiv.
- KOERNKE B., 1939 — Geologische Karte Blatt Stuhm, Nr. 2080, unpubl., BGR Archiv.

- KEILHACK K., 1904 — Schichtenverzeichnis einer Brunnenbohrung in Stuhm–Marktplatz aus den 1890er Jahren. Unpubl. Archiv Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover.
- KONDRATIENE O., GUDELIS W., 1983 — Pleistocene marine sediments in the Peribaltica area. *Przegląd Geologiczny*, **36**, 4–5: 497–502.
- MADSEN V., 1893 — Note on German Pleistocene Foraminifera. *Meddelser fra Dansk Geologisk Forening*, **3**: 13–15.
- MAKOWSKA A., 1979 — Eemian Interglacial in valley of Lower Vistula River. *Studia Geologica Polonica*, **63**: 1–90.
- MAKOWSKA A., 1986 — Pleistocene seas in Poland e sediments, age and palaeogeography. *Prace Instytutu Geologicznego*, **120**: 1–74.
- MAKOWSKA A., 1989 — Dziewięć plejstocenijskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu. *Studia i Materiały Oceanograficzne*, **56**: 83–91.
- MAKOWSKA A., 1990 — Nowe stanowisko plejstocenijskich osadów morza krastudzijskiego na Dolnym Powiślu. *Kwartalnik Geologiczny*, **34**, 3: 465–488.
- MAKOWSKA A., 2001 — Paleogeografia rejonu Prabuty–Susz (Dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychnowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **398**: 25–67.
- MAKOWSKA A., 2004a — Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstocenijski (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. *Przegląd Geologiczny*, **9**: 887–894.
- MAKOWSKA A., 2004b — Nowe badania vistulianjskiej części profilu osadów młodoplejstocenijskich na dolnym Powiślu i wynikające z nich wnioski dyskusyjne. *Przegląd Geologiczny*, **10**: 953–962.
- MAKOWSKA A., 2009 — Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tle budowy osadów plejstocenijskich pomorza nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **437**: 59–124.
- MARKS L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Kwartalnik AGH Geologia*, **14**, 1: 1–76.
- MARKS L., 2005 — Pleistocene river systems in the southern peribaltic area as indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. *Quaternary International*, **130**: 43–48.
- MARKS L., GAŁĄZKA D., KRZYMIŃSKA J., NITA M., STACHOWICZ–RYBKA R., WITKOWSKI A., WORONKO B., DOBOSZ S., 2014 — *Quaternary International*, **328–329**: 45–59.
- SCHARF W., 1935a — Bericht über Kreidekalkvorkommen bei Kalwe, unpubl., BGR Archiv.
- SCHARF W., 1935b — Gutachten über die Kreidescholle von Kalwe, Kreis Stuhm, als industrielle Rohstoffbasis, unpubl., BGR Archiv.
- SONNTAG P., 1919 — Geologie von Westpreussen. Gebrüder Bornträger, Berlin, pp. 1–240.
- RABEK W., 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Sztum. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- WOLDSTEDT P., 1944. Geologisch–morphologische Übersichtskarte von Ostpreußen 1:300000. unpubl., Reichsstelle für Bodenforschung Berlin.
- WOLDSTEDT P., 1942. Eine geologisch–morphologische Übersichtskarte von Ostpreußen im Maßstab 1:300000. Berichte des Reichsamts für Bodenforschung Wien, 23–47.
- WOLFF W., 1914 — Die geologische Entwicklung Westpreußens. *Schriften der Naturforschenden Gesellschaft in Danzig*, Bd. **XIII**: 59–105.

ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ W DOLNYM PLEJSTOCENIE W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI NIZINY POŁUDNIOWOPODLASKIEJ

Łukasz BUJAK¹, Barbara WORONKO², Marcin ŻARSKI³, Marzena MAŁEK⁴,
Renata STACHOWICZ-RYBKA⁵

¹Wydział Geodezji i Kartografii Politechnika Warszawska, pl. Politechniki 1, 329, 00-661 Warszawa
e-mail: lbujak@gik.pw.edu.pl

²Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: bworonko.uw.edu.pl

³Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: marcin.zarski@pgi.gov.pl

⁴Przedsiębiorstwo Geologiczne Polgeol, Zakład w Lublinie ul. Budowlana 26 20-469 Lublin

⁵Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: r.stachowicz@botany.pl

Prowadzone w ostatnich latach w ramach SMGP badania geologiczne (Żarski 1991, 2003, 2007a, b; Małek, Buczek 2007) oraz badania finansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego (granty nr 2 PO4 E00 930 i N N307 039 940) na obszarze południowej części Niziny Południowopodlaskiej dostarczyły nowych danych dotyczących rozwoju sieci rzecznej w okresie dolnego plejstocenu. Wykonane badania cech teksturalnych osadów (uziarnienie, mikromorfologia powierzchni ziaren kwarcu, skład minerałów ciężkich) pozwoliły zidentyfikować w otworach wiertniczych (Łuków 3, Łapiguz, Wola Chomejowa, Kolonia Bronisławów, Serokomla, Budziska oraz Ferdynandów) miąższą serię osadów (od kilku do prawie 20 m) zalegającą pomiędzy osadami podłoża przedczwartorzędowego, a najstarszą na tym obszarze gliną zwałową, charakteryzujących się dobrym wysortowaniem oraz znacznym stopniem eolizacji ziaren kwarcu frakcji piaszczystej (ziarna typu EM/RM i RM stanowiły często nawet ok. 90%) (Woronko i in. 2007; Woronko 2012). Osady o podobnym wykształceniu i wieku, jednakże nie poddane tak dokładnym analizom stwierdzono również w wierceniach leżących na zachód od wymienionych wyżej: Grabów Szlachecki oraz Kolonia Zalesie (Żarski 1991, 2007b). Osadów o takich cechach brak na obszarach sąsiednich.

Takie wykształcenie i rozmieszczenie badanych osadów może wskazywać, że były one akumulowane w rozległej dolinie w warunkach klimatu peryglacjalnego. Źródłem dla tych osadów były prawdopodobnie pokrywy piaszczyste zalegające na wysoczyznach, które w wyniku rozwoju procesów eolicznych były wywiewane i przemieszczane, a następnie akumulowane w dolinie rzecznej.

Stwierdzona dolina najprawdopodobniej nawiązywała do istniejącej w tym miejscu od miocenu doliny odwadniającej pas Wyżyn Środkowopolskich oraz znajdujący się dalej na NE maszyn białoruski. Istnienie takiej rzeki sugerowane było wielokrotnie w literaturze i wiązane było z doliną pra-Wieprza (ostatnio Badura, Przybylski 2004; Gibbard, Lewin 2016). Obecnie istniejące w podłożu obniżenie wykorzystuje współczesny Wieprz.

Literatura

- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 — Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the Foreland of Sudetes Mountains, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **74**: 43–61.
- GIBBARD P.L., Lewin J., 2016 — Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles. *Geologica Belgica*, **19**, 3–4. DOI: <http://dx.doi.org/10.20341/gb.2015.017>.
- MAŁEK M., BUCZEK K., 2007 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Łuków (602). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- WORONKO B., 2012 — Zapis procesów eolicznych w piaszczystych osadach plejstocenu na wybranych obszarach Polski środkowej i północno-wschodniej. Wydawnictwo UW, Warszawa, 1–130.
- WORONKO B., ŻARSKI M., BUJAK Ł., 2007 — Pozycja stratygraficzna osadów dolnego plejstocenu w południowej części Niziny Południowopodlaskiej – dyskusja merytoryczna. *Biuletyn PIG*, **425**: 87–104.

- ŻARSKI M., 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Dęblin (674). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Żelechów (638). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2007a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Adamów (639). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2007b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Okrzeja (638). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

OSADY ZAMKNIĘTYCH BASENÓW SEDYMENTACYJNYCH PÓŁNOCNEGO PODLASIA JAKO ZAPIS ZMIAN KLIMATYCZNYCH W OKRESIE MIS 6 – MIS 2

Mirosław Tomasz KARASIEWICZ¹, Barbara WORONKO², Joanna RYCHEL³,
Mirosława KUPRYJANOWICZ⁴, Tomasz KRZYWICKI³, Aleksander ADAMCZYK¹

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
e-mail: mtkar@umk.pl, adams@doktorant.umk.pl,

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: bworonko@uw.edu.pl,

³Państwowy Instytut Geologiczny Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl, tkrz@pgi.gov.pl

⁴Zakład Botaniki, Instytut Biologii, Uniwersytet w Białymstoku, ul. K. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok
e-mail: kuprbot@uwb.edu.pl,

Wzgórza Sokólskie (NE Polska) charakteryzuje wyjątkowo zróżnicowana rzeźba i duża ilość zagłębień bezodpływowych, jak na obszary, których rzeźba określana jest mianem staroglacjalnej. Osady wypełniające te zagłębienia stanowią zapis zmian klimatu, jakie miały miejsce od końca zlodowacenia Odry stadiału Warty (MIS 6) do chwili obecnej. Dwa z takich zagłębień poddano szczegółowym badaniom strukturalnym i teksturalnym: Sadowo i Drahle. W każdym z nich wykonano wkop do głębokości odpowiednio 2,3 i 2,2 m. W przypadku Drahle pogłębiono go do głębokości 9,6 m sondą mechaniczną. W każdym z nich, do głębokości ok. 2 m wypełniające je osady to materiał piaszczysty, piaszczysto-zwirowy i diamikton. Charakteryzuje je brak, bądź niewielka zawartość materii organicznej i całkowite odwapnienie. Ponadto w strukturze osadów zaznacza się wpływ warunków peryglacjalnych, tj. obecność struktur typu *ball and pillow*, żył i niewielkich rozmiarów klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. W profilu Sadowo na głębokości 2,30 m występują osady biogeniczne wykształcone w formie silnie sprasowanego torfu, który poddano analizie palinologicznej. Na tej podstawie określono wiek torfu na eemski. W stanowisku Drahle, osady wypełniające zagłębienie, to mułki o masywnej strukturze do spągu rdzenia, tj. od około 2 do 9,6 m. Nie udało się jednoznacznie określić ich pozycji stratygraficznej.

Z każdego stanowiska pobrano próbki do analiz uziarnienia metodą laserową, oznaczenia materii organicznej, pH, makro- i mikropierwiastków metodą ICP (za pomocą spektrometru mas w plaźmie indukcyjnie sprzężonej) oraz wieku metodą OSL (optycznie stymulowanej luminescencji). Zbiór otrzymanych danych poddano analizie skupienia w celu wydzielenia lokalnych poziomów geochemicznych. Wyliczono też podstawowe wskaźniki geochemiczne: Na:Ka, Ca:Fe i Fe:Mn oraz wskaźniki wietrzeńowe: CIA, czyli indeks zmian chemicznych (Chemical Index of Alteration - Nesbitt, Young 1982) i CIW, czyli chemiczny indeks zwietrzenia (Chemical Index of Weathering) zaproponowany przez Hornois (1988).

Zagłębienie w Sadowie początkowo funkcjonowało, jako niewielki, płytki zbiornik, w którym odkładał się torf (eem). Początek vistulianu zaznaczył się podniesieniem poziomu wody w zagłębieniu, podobnie jak to ma miejsce na całym obszarze Wzgórz Sokólskich. Zapełnianie zbiornika drobnoziarnistymi osadami następowało w okresie od 58,9 do 25,9 ka BP. Okres zlodowacenia Wisły (MIS 2) zaznaczył się drastyczną zmianą warunków sedymentacji, w zbiorniku dochodzi do akumulacji osadów stokowych i eolicznych. W profilu Drahle, zbiornik jeziorny istniał od momentu uwalnia tego terenu spod pokrywy lodowej tj. od MIS 6 do około 40,5±2,2 ka BP czyli do ocieplenia środkowego Vistulianu (MIS 3), po czym wyschło. Podobnie, jak w Sadowym, na stokach zagłębienia zachodziły ruchy masowe.

Dla obydwu stanowisk, wyniki analiz geochemicznych pozwoliły na wyróżnienie pięciu lokalnych poziomów geochemicznych, do których nawiązują wskaźniki geochemiczne. Można zatem przypuszczać, że lokalne poziomy geochemiczne mogą być odzwierciedleniem regionalnych, albo nawet ponadregionalnych zmian klimatycznych zachodzących w okresie całego Vistulianu. W przypadku

osadów z Drahli wyliczone indeksy wietrzeniowe nie wykazują, wyraźnych trendów, zachowują wahania w układzie pionowym, CIW w granicach od 76,9 do 83,8, a CIA od 50,1 do 58,8. Mniejsze różnice obserwowane są w części spągowej badanego profilu, a nieco wyższe w jego stropie. W Sadowie obliczone wskaźniki wietrzeniowe pokazują wyraźniejsze trendy i większy rozrzut skrajnych wartości (CIW od 72 do 91, a CIA 45,7÷63,7) w stosunku do osadów w Drahlach. Wyższe wartości notowane są w spągu osadów (w torfie), następnie sukcesywnie spadają, osiągając najniższe wartości w stropowej części osadów, wyraźniej też korelują z wyznaczonymi poziomami geochemicznymi. Dalsze badania są w toku.

Badania finansowane z projektu naukowego NCN nr 2013/09/B/ST/10/02118

Literatura

- HARNOIS L., 1988 — The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, **55**: 319–322.
- NESBITT H.W., YOUNG G.M., 1984 — Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 1523–1534.
- RYCHEL J., KARASIEWICZ M.T., KRZEŚLAK I., MARKS L., NORYSKIEWICZ B., WORONKO B., 2014 — Paleogeography of the environment in north-eastern Poland recorded in an Eemian sedimentary basin, based on the example of the Jałówka site. *Quaternary International*, **328**, 32: 60–73.

**JESZCZE O WYSTĘPOWANIU LUB NIEWYSTĘPOWANIU GLINY LODOWCOWEJ
NAD OSADAMI INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO (ALEKSANDRYJSKIEGO,
LICHWIŃSKIEGO) NA POGRANICZU POLSKI, BIAŁORUSI I UKRAINY ORAZ
O ZASIĘGU ZŁODOWACENIA ODRY (PRYPECI, DNIEPRU 2)**

Leszek LINDNER

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa Polska
e-mail: l.lindner@uw.edu.pl

Ubiegłoroczna notatka (Marks i in. 2015) o braku przykrycia gliną lodowcową niektórych stanowisk osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego (aleksandryjskiego) na pograniczu Polski i Białorusi, a także zawarta w niej opinia o możliwości mniejszego zasięgu stadiału maksymalnego zlodowacenia odry (prypeci) niż stadiału warty (sońskiego), skłania mnie do ponownego zajęcia stanowiska w tej sprawie.

Stanowisko to opiera się głównie na materiałach geologicznych zebranych przeze mnie i moich 18 magistrantów wykonujących w latach 1986-1999 prace dyplomowe w zakresie geologii czwartorzędu na obszarze południowego Podlasia i północnej części Polesia Lubelskiego (Lindner 1988, 1996). Z materiałów tych wynika, że osady wymienionego interglacjału są lub były przykryte gliną lodowcową, której śladem są niekiedy jedynie piaski ze żwirem i głazikami stanowiącymi reziduum (bruk morenowy) tej gliny m.in. w Komarnie, Hrudzie, Ossówce, Grabanowie, Wilczynie, Woskrzenicach, Białej Podlaskiej i Pawłowie Nowym (Lindner 2009, Lindner, Marciniak 1997, 1998).

Zaznaczyć należy, że glina ta, z reguły silnie piaszczysta, jak i jej reziduum osiagają tu niewielką miąższość (0,5 - 2,0 m). W sytuacjach wysoczyznowych, np. w rejonie Sławacinka – na zachód od Białej Podlaskiej (por. Krupiński i in. 1986) – była ona miejscami rozmyta przez wody osadzające młodsze serie piaszczysto-żwirowe kilku poziomów sandrowych (Lindner 1996) sypanych od czoła lądolodu stadiału Warty nie sięgającego do tego obszaru (Lindner i in. 1991b).

Glina ta, mimo fragmentarycznego zachowania na powierzchni terenu, jest miejscami zaburzona gładitektonicznie i moim zdaniem reprezentuje stadiał maksymalny zlodowacenia Odrzy (Lindner 1988, 1996, 2009). Zaburzenia te, obejmujące też starsze osady interglacjalne – w tym łupki bitumiczne m.in. stanowiska Biała Podlaska (Krupiński i in. 1986) czy stanowiska Komarno (Lindner i in. 1988b), zostały utworzone głównie w czasie deglacjacji tego obszaru w czasie zaniku ostatniego na tym obszarze lądolodu skandynawskiego (Falkowski i in. 1984-1985, 1988). Powstające wówczas bryły martwego lodu, naciskając na niżej występujące, znacznej miąższości interglacjalne osady kredy jeziornej, mułków i łupków bitumicznych, powodowały ich kompaktację (Myślińska 1988) i wypieranie zwłaszcza w strefach brzegowych utworzonych wcześniej zbiorników jeziornych (Nitychoruk 1994).

Zjawisko to było szczególnie dobrze czytelne na przykładzie stanowiska Hrud I (Lindner i in. 1991a) oraz stanowiska Grabanów (Lindner, Wyrwicki 1996), gdzie podobnie jak w Białej Podlaskiej i Wilczynie wspomniana kompaktacja (zmniejszenie miąższości) osadów interglacjalnych doprowadziła do powstania ponad nimi i przetrwałych do dziś, miejscami nieco przemodelowanych obniżen morfologicznych (Kaftan, Stala 1990). Wynikiem tego procesu jest z reguły brak w obrębie wspomnianych obniżen zwartej pokrywy gliny lodowcowej, co ułatwia bezpośrednie docieranie do osadów interglacjału mazowieckiego nawet ręcznymi sondami (Lindner i in. 1990) i płytkimi wkopami (Szymanek 2009).

Jeśli obniżenia te nie zostały zasypane w czasie młodszej akumulacji sandrowej od czoła lądolodu stadiału Warty to znaczy, że musiały być konserwowane przez bryły martwego lodu z lądolodu maksymalnego stadiału zlodowacenia odrzańskiego. Może to świadczyć, że odstęp czasowy między rozwojem tych lądolodów był mniejszy niż dotychczas się przyjmuje. Tym samym należy rozważyć czy zanik starszego z tych lądolodów na przestrzeni między doliną Krzny na południu, a zasięgiem warciańskim mógł odbywać się w przedziale interfazowym (por. Różycki 1964) a wymienione zasięgi

miały charakter faz. O interfazowym charakterze tej oddzielności mogą przemawiać wyniki analizy palinologicznej „poodrzańskich”, nadglinowych osadów organogenicznych (profil OS-2/89) w północno-zachodniej części przekroju geologicznego przez rejon Ossówki (Krupiński W: Lindner i in. 1990).

Analiza powyższych zjawisk na szerszym obszarze pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego upoważniła autora tego doniesienia do zaprezentowania przed laty (Lindner 1988, 2009; Lindner i in. 2004a) sposobu i warunków przykrycia południowego Podlasia i Polesia Lubelskiego przez łądolód maksymalnego stadiału zlodowacenia Odry. Z uzyskanych materiałów wynika, że za obecny stan występowania osadów interglacjału mazowieckiego na tym obszarze odpowiada:

1 – szacunkowo mała miąższość i specyficzne wykształcenie glin lodowcowych osadzonych przez stosunkowo czysty łądolód, którego dolna partia przepojona materiałem morenowym została odkłuta i „zatrzymana” na północy przez kulminacje podłoża czwartorzędu w rejonie Kornicy i Mielnika,

2 – znaczna kompakcja osadów interglacjalnych pod wpływem obciążenia przez bryły martwego lodu,

3 – znaczny rozwój przepływów wód proglacjalnych (sandrowych) i ekstraglacjalnych w czasie stadiału pomaksymalnego (Warty).

Reasumując powyższe stwierdzam, że przytoczony na początku tej notatki pogląd o braku przykrycia morenowego osadów interglacjału mazowieckiego (aleksandryjskiego) na pograniczu Polski i Białorusi, oparty głównie na analizie profilów wiertniczych i wybranych odsłonięć (Marks i in. 2015), należy uznać za nieco uproszczony. Nie można jednak wykluczyć ewentualności, że przytaczane z obszaru Białorusi stanowiska interglacjalne są przykryte przez piaski reprezentujące akumulację kemów międzylobowych w warunkach nunatakowych strefy brzeżnej łądolodu stadiału Prypeci (Odry).

O obecności w rejonie południowego Podlasia dwóch, młodszych od interglacjału mazowieckiego nasunięć łądolodu środkowopolskiego (MIS8 i MIS6) zdają się dowodzić także analizy erratyków przewodnich w tej części Polski (Czubla i in. 2015). Podobne stanowisko prezentował wcześniej Gaigalas (Bogucki i in. 1998) w oparciu o skład petrograficzny materiału gwałowego dwóch dniewprowskich glin lodowcowych w zachodniej części Polesia Wołyńskiego. Wyniki tych analiz mogą tym samym potwierdzać opinię o dwóch nasunięciach łądolodu dniewprowskiego (Dniepr 1 i Dniepr 2) również na obszar północno-zachodniej Ukrainy (por. Lindner i in. 2004b, 2007).

Literatura

- BOGUICKI A., WOŁOSZYN P., GAIGALAS A., MELESZYTE M., ZALESKI I., 1998 – Geologiczny kompleks Polesia Wołyńskiego, stanowiska – Rostań i Kalinówka. W: R. Dobrowolski (red) Przewodnik Wycieczkowy IV Zjazdu Geomorfologów Polskich. Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy, III, Lublin: 65–81.
- CZUBLA P., TERPIŁOWSKI S., ZIELIŃSKI T., GODLEWSKA A., PIDEK J.A., ZIELIŃSKI P., 2015 – Erratyki przewodnie jako narzędzie korelacji osadów glacialnych w Polsce Wschodniej. W: J. Kordowski i in. (red) Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacialna transformacja jej rzeźby. XXII Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Gołaszewo, 31.08–04.09.2015 r., Inst. Geogr. i Przestrz. Zagospod. PAN, Państw. Inst. Geol., 30–31.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J., KRAUŻLIS K. 1984–1985 – Kształtowanie się rzeźby obszaru woj. białkopodlaskiego i ocena możliwości uzyskania surowców mineralnych. *Rocznik Międzyrzecki*, **16–17**: 56–82.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J., KRAUŻLIS K. 1988 — Morfogenezę sieci rzecznej woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji. *Przegl. Geol.*, **427**, 11: 619–630.
- KAFTAN J., STALA Z., 1990 – Rzeźba terenu okolic Białej Podlaskiej. *Czasop. Geogr.*, **61**: 49–58.
- KRUPIŃSKI K.M., LINDNER L., TUROWSKI W. 1986 – Sediments of the Mazovian Interglacial at Biała Podlaska (Eastern Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **34**, 4 365–373.
- LINDNER L., 1988 – Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związku Radzieckiego. *Przegl. Geol.*, **427**, 11: 637–647.

- LINDNER L., 1996 – Pomazowieckie osady lodowcowe i wodnolodowcowe w rejonie Białej Podlaskiej i ich wiek w świetle dyskusji nad problemem zlodowacenia warty w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **373**: 87–96.
- LINDNER L., 2009 – O trzech przyczynach przypowierzchniowego występowania osadów interglacjału mazowieckiego na południowym Podlasiu i Polesiu Lubelskim. W: M. Żarski i S. Lisicki (red) *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu*. XVI Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Zimna Woda k. Łukowa, 31.08–04.09.2009, Państw. Inst. Geol., 68–71.
- LINDNER L., BOGUICKI A., CHLEBOWSKI R., GOŻIK P., JEŁOWICZEWA J., WOJTANOWICZ J., ZALESKI I. 2007 – stratygrafia czwartorzędu Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina). *Annales Univ. M. Curie-Skłodowska, Sec. B*, **62**: 7–40.
- LINDNER L., BOGUICKI A., JEŁOWICZEWA J., MARCINIAK B., WOJTANOWICZ J., 2004a — Problem braku przykrycia morenowego większości stanowisk osadów interglacjału mazowieckiego (aleksandryjskiego – lichwińskiego) w przygranicznych obszarach Polski, Białorusi i Ukrainy. W: A. Ber i in. (red) *Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski; Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej*. XI Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., 54–55.
- LINDNER L., BOGUICKI A., CHLEBOWSKI R., GOŻIK P. 2004b – Nowe spojrzenie na zasięgi lądolodów skandynawskich w czasie zlodowaceń środkowopolskich (dnieprowskich) na obszarze Polski i Ukrainy. W: Z. Michalczyk (red) *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*. Wyd. UMCS, Lublin: 97–99.
- LINDNER L., KRUPIŃSKI K.M., MARCINIAK B., NITYCHORUK J., 1990 – Sytuacja geologiczna i florystyczna plejstocenijskich osadów organogenicznych w rejonie Osówki (południowe Podlasie). *Przegl. Geol.*, **451**, 11: 476–483.
- LINDNER L., KRUPIŃSKI K.M., MARCINIAK B., NITYCHORUK J., SKOMPSKI S. 1991a – Plejstocenijskie osady jeziorne w stanowisku Hrud I k. Białej Podlaskiej. *Kwart. Geol.*, **35**(4): 337–362.
- LINDNER L., KRUPIŃSKI K.M., SEMIL J., ZALEWSKI A. 1988 – Geologic Setting of Sediments of Mazovian Interglacial Age at Komarno near Biała Podlaska, Eastern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **36**, 1: 49–57.
- LINDNER L., MARCINIAK B. 1997 – Śródkowoplejstocenijskie jeziora kopalne na tle stratygrafii czwartorzędu w rejonie Janowa Podlaskiego (wschodnia Polska). *Przegl. Geol.*, **45**, 5: 484–488.
- LINDNER L., MARCINIAK B. 1998 – Middle Pleistocene lake deposits in southern Podlasie. *Studia Geol. Pol.*, **113**: 65–83.
- LINDNER L., MARUSZCZAK H., PALIENKO V.P., WOJTANOWICZ J. 1991b – Extents and Chronology of Stadial Advances of the Saalian I Ice Sheet between the Odra and Dnieper Rivers. *Annales Univ. M. Curie-Skłodowska, Sec. B*, **46**: 139–153.
- LINDNER L., WYRWICKI R. 1996 – Plejstocenijskie osady jeziorne w odsłonięciu Grabanów na południowym Podlasiu. *Przegl. Geol.*, **44**, 11: 1131–1134.
- MARKS L., NITYCHORUK J., KARABANOV A., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., BAHIDASARAU M., BER A., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., RYLOVA T., MAMCHYK S. 2015 – Zasięg lądolodu zlodowacenia odry na pograniczu polsko-białoruskim. W: J. Kordowski (red) *Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacjalna transformacja jej rzeźby*. XXII Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Gołaszewo, 31.08–04.09.2015 r., Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN, Państw. Inst. Geol., 45–46.
- MYŚLIŃSKA E., 1988 – Wpływ obciążenia na zmianę struktury utworów organicznych występujących w Komarnie na obszarze woj. białkopodlaskiego. *Przegl. Geol.*, **427**, 11: 630–633.
- NITYCHORUK J., 1994 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocznik Międzyryzecki*, **26**: 23–107.
- RÓŻYCKI S.Z., 1964 – Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geol. Pol.*, **14**, 3: 321–339.
- SZYMANEK M., 2009 – Rekonstrukcja warunków klimatycznych w interglaciale mazowieckim na podstawie zmian szerokości muszli ślimaka *Viviparus diluvianus* (Kunth) ze stanowisk w okolicach Białej Podlaskiej. W: M. Żarski i S. Lisicki (red) *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu*. XVI Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Zimna Woda k. Łukowa, 31.08–04.09.2009, Państw. Inst. Geol., 129–132.

SEDYMENTOLOGICZNY MODEL RZEKI ROZTOKOWEJ OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA W PRADOLINIE TORUŃSKO-EBERSWALDZKIEJ

Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY

Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
e-mail: pisanka@amu.edu.pl

Podczas plejstocenu lądolód skandynawski drenował ogromne ilości wody. Wypływające z lądolodu wody proglacjalne, często przeciążone osadem, formowały na przedpolu sandry a następnie zasilały pradoliny. Powszechnie wiadomo, że sedymentacja sandrowa, jak i w pradolinie sterowane były przez rzeki roztokowe. Brak jest jednak prac dotyczących rozróżnienia modelu sedymentacji rzeki sandrowej i pradolinnej.

Przedmiotem badań była środkowa i zachodnia części pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, zwana również pradoliną Noteci-Warty o długości 300 km. Analizie poddane zostały osady deponowane w czasie fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, od stanowiska Rozwarzyn (na wschodzie) w Dolinie Środkowej Noteci (=Dolinie Noteci) do stanowiska Macherslust (na zachodzie) w Dolinie Eberswaldzkiej. Na podstawie badań wydzielono nowe **środowisko pradolinnej rzeki roztokowej** (Pisarska-Jamroży 2015), które w przeciwieństwie do środowiska roztokowych rzek sandrowych charakteryzuje m.in. „skrępowanie” systemu fluwialnego (ang. *confined fluvial system*), obecność warstwowań przekątnych rynnowych i płaskich wielkiej skali oraz depozycja brekcji w marginalnych częściach systemu.

Ponadto badania wykazały, że pradolina Toruńsko-Eberswaldzka zasilana była głównie przez wody proglacjalne płynące od czoła lądolodu, przez sandry do pradoliny (Pisarska-Jamroży i in. 2015a, b), a przepływ w głównych korytach w pradolinie był porównywalny z wezbrzeniami ablacyjnymi i mega powodzią (ang. *megafloods*), opisywanymi z sandrów (m.in. Pisarska-Jamroży, Zieliński 2014). Dowodem na występowanie powodzi sandrowych, które mogły zasilać również pradolinę jest zapis sedymentacji megawarw w Dolinie Eberswaldzkiej (Pisarska-Jamroży 2013), deponowanych w zbiorniku zasilanym przez przepływy przeciążone osadem. Te ostatnie uważane są za diagnostyczne dla identyfikacji megapowodzi sandrowych (Marren 2005). Przepływy w brzeżnych częściach pradolinnego systemu roztokowego były porównywalne z przepływami w żwirodennych plejstoceńskich rzekach sandrowych. Na tej podstawie dokonano podziału pradolinnego systemu roztokowego na trzy strefy: **(1) głębokich żwirodennych kanałów roztokowych z rozległymi rozmyciami** (ang. *deep gravel-bed braided channels zone with extensive scours*), **(2) głębokich piaskodennych kanałów roztokowych z odsypami poprzecznymi** (ang. *deep sand-bed braided channels zone with transverse bars*) oraz **(3) marginalnych, żwiro- i piaskodennych roztok z debrytami i brekcjami** (ang. *marginal, deep and shallow sand-bed and gravel-bed braided channels zone with debrite and breccia deposition*). Strefa pierwsza (1), głębokich żwirodennych kanałów roztokowych, charakteryzuje się największą energią przepływu; przykładowo średnia moc przepływu wynosiła $450,5 \text{ Wm}^{-2}$, a prędkość przepływu $1,9 \text{ ms}^{-1}$. W strefie tej rozwijały się powszechnie trójwymiarowe wydmy (ang. *3-D dunes*) i deponowane były litofacje żwirowe i piaszczyste warstwowane rynnowo Gt, GSt, SGt, St. Często w strefach pomiędzy dwoma korytami powstawały rozmycia (ang. *scour pools*). Strefę drugą (2), głębokich piaskodennych kanałów roztokowych z odsypami, charakteryzuje z jednej strony powszechna depozycja odsypów (Sl, Sp, SGp) głównie w drugorzędnych, nieco płytszych kanałach roztokowych a z drugiej – migracja trójwymiarowych wydym w najgłębszych częściach systemu roztokowego. Strefę drugą, w porównaniu z pierwszą strefą, charakteryzowały niższe średnie wartości mocy przepływu ($221,8 \text{ Wm}^{-2}$) oraz prędkości przepływu ($1,7 \text{ ms}^{-1}$). Ostatnia, trzecia strefa (3) obejmuje sedymentację w marginalnych, zarówno głębokich jak i płytkich, żwiro- i piaskodennych kanałach roztokowych, do których deponowane były osady spływowe (debryty) oraz dostarczane były klasty i megaklasty erodowane z brzegów (z wysoczyzny). Depozycja debrytów i megaklastów w korytach powodowała powstawanie przeszkód

na dnie (ang. *obstacle marks*), modyfikujących przepływ i zmieniających naprężenia ścinające dna. W efekcie zmian warunków hydrodynamicznych na dnie dochodziło do erozji zdeponowanych megaklastów i depozycji brekcji fluwialnej w ich „cieniu”. W strefie trzeciej panowały najniższe średnie wartości mocy przepływu ($56,8 \text{ Wm}^{-2}$) oraz prędkości przepływu ($1,2 \text{ ms}^{-1}$). Za sedymentację debrytów i brekcji odpowiedzialne były m.in. warunki peryglacialne panujące w czasie fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły w pradolinie. Debryty i brekcje zostały uznane za osady wskaźnikowe dla warunków fluwioperyglacialnych (Pisarska-Jamroży, Zieliński 2011; Weckwerth, Pisarska-Jamroży 2015).

Rzeki sandrowe, zasilające pradolinę od północy, jak i rzeka w samej pradolinie miały charakter roztokowy, jednakże pradoliną rzekę roztokową charakteryzują pewne cechy, które nie występują lub są rzadkie na sandrach i *vice versa*. Sandrowe rzeki roztokowe cechują krótkookresowe, mało intensywne wezbrania (ang. *low-magnitude-high-frequency cyclical discharges*) a roztoki pradolinne - sporadyczne, intensywne wezbrania (ang. *high-magnitude-low-frequency discharges*). Pomimo całkiem różnej architektury środowiska sandrowego i pradolinnego, na podstawie analizy litofacjalnej trudno jest jednak rozróżnić osady tych środowisk.

Praca została wykonana w ramach projektu badawczego DEC 2013/09/B/ST/10.00031.

Literatura

- MARREN P.M., 2005 – Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth–Science Reviews*, **70**, 203–251.
- PISARSKA–JAMROŻY M., 2013 – Varves and megavarves of the Eberswalde Valley (NE Germany) – a key for the interpretation of glaciolimnic processes. *Sedimentary Geology*, **291**, 84–96.
- PISARSKA–JAMROŻY M., ZIELIŃSKI T., 2011. Genesis of a till/sand breccia (Pleistocene, Noteć Valley near Atanazyń, central Poland). *Sedimentary Geology* 236, 109–116.
- PISARSKA–JAMROŻY M., ZIELIŃSKI T., 2014 – Pleistocene sandur rhythms, cycles and megacycles: Interpretation of depositional scenarios and palaeoenvironmental conditions. *Boreas*, **43**, 330–348.
- PISARSKA–JAMROŻY M., 2015 – Factors controlling sedimentation in the Toruń–Eberswalde ice–marginal valley during the Pomeranian phase of Weichselian glaciation: an overview. *Geologos*, **21**, 1–29.
- PISARSKA–JAMROŻY M., VAN LOON A.J. (Tom), WORONKO B., 2015a – Sorting of heavy minerals in sediments deposited at a high accumulation rate, with examples from sandurs and an ice–marginal valley in NW Poland. *GFF*, **137**, 126–140.
- PISARSKA–JAMROŻY M., VAN LOON A.J. (Tom), WORONKO B., STERNAL B., 2015b – Heavy–mineral analysis as a tool to trace the source areas of sediments in an ice–marginal valley, with an example from the Pleistocene in northwest Poland. *Netherlands Journal of Geosciences*, **94**, 185–200.
- WECKWERTH P., PISARSKA–JAMROŻY M., 2015 – Periglacial and fluvial factors controlling the sedimentation of Pleistocene breccia in NW Poland. *Geografiska Annaler*, **97A**, 415–430.

DEFORMACJE GĘSTOŚCIOWE PERYGLACJALNE I SEJSMICZNE – PODOBIENSTWA I RÓŻNICE

Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY¹, Barbara WORONKO²,
Antonius J. (Tom) VAN LOON³, Mateusz MLECZAK¹

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
e-mail: pisanka@amu.edu.pl, mateusz.mleczak92@gmail.com

²Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: bworonko@uw.edu.pl

³Geocom Consultants, Benitachell, Spain
e-mail: tvanloon@amu.edu.pl

Deformacje osadów nieskonsolidowanych (ang. *soft-sediment deformation structures*) mogą powstawać w efekcie wielu procesów, w tym m.in. glaciektonicznych, ruchów masowych, peryglacjalnych, pęcznienia minerałów ilastych (ang. *swelling*), krioturacji czy nawet ruchów wywołanych przez ruch samochodowy. Prowadzą one do rozwoju m.in. struktur gęstościowych, występujących zarówno w osadach podlegających warunkom peryglacjalnym, jak i w utworach zaangażowanych sejsmicznie. Za powstanie tego typu struktur odpowiedzialne są głównie dwa procesy: uwodnienie (ang. *fluidization*) i/lub upłynnienie (ang. *liquefaction*) osadu. Oba powodują uruchomienie procesów grzęźnięcia (ang. *loading*) wynikających z gradientu gęstości osadów. Upłynnienie osadu zachodzi w systemie hydraulicznie zamkniętym, tzn. ilość wody w osadzie jest stała - woda do ośrodka nie dopływa, ani z niego nie uchodzi. Natomiast powstanie struktur deformacyjnych wywołanych upłynnieniem następuje pod wpływem dodatkowo przyłożonego naprężenia np. wstrząsu sejsmicznego lub obciążenia nadkładem. W takich warunkach dochodzi do wzrostu ciśnienia wód porowych, które niszczy kontakty międzyziarnowe i prowadzi do mobilizacji osadu (m.in. Allen 1982; Lowe 1982; van Vliet-Lanoë i in. 2004; Zieliński 2014). Uwodnienie z kolei to mechanizm powodujący, że woda dostarczana do ośrodka ucieka poprzez pory. Prowadzi to do rozwoju struktur deformacyjnych w osadzie. Najłatwiej uwodnieniu/upłynnieniu ulega osad piaszczysty i pyłowy, natomiast materiał żwirowy i ilasty nie podlegają zazwyczaj tym procesom; żwirowy ze względu na zbyt dużą porowatość a ilasty z powodu sił kohezji.

Ostateczna forma wykształcenia deformacji powstałych w efekcie uwodnienia i upłynnienia zależy głównie od cech fizycznych ośrodka deformowanego (czyli od typu osadu), siły deformacji i czasu jej trwania, natomiast mechanizm spustowy deformacji, odgrywa niewielką lub wręcz nieistotną rolę. Innymi słowy, struktury deformacyjne w osadach nieskonsolidowanych mogą „wyglądać” niemal identycznie, niezależnie od tego, czy zostały utworzone w wyniku wstrząsu sejsmicznego czy też powstały w warunkach peryglacjalnych. Często trudno jest jednoznacznie określić genezę struktur gęstościowych (ang. *load structures*), zwłaszcza wtedy, gdy brak jest wskazówek wynikających z kontekstu geologicznego. Wiele struktur deformacyjnych powstałych w warunkach peryglacjalnych i mających sejsmiczną genezę powstaje w efekcie *loadingu*, chociaż mechanizmy spustowe ich rozwoju są diametralnie inne. Co więcej, trzęsienia ziemi mogą powodować *loading* w osadach zmodyfikowanych wcześniej przez środowisko peryglacjalne, czyli może dojść do nakładania się na siebie deformacyjnych struktur gęstościowych różnej genezy. W tej sytuacji analiza struktur gęstościowych może prowadzić do błędnych wniosków co do genezy i ewentualnych implikacji paleoklimatycznych.

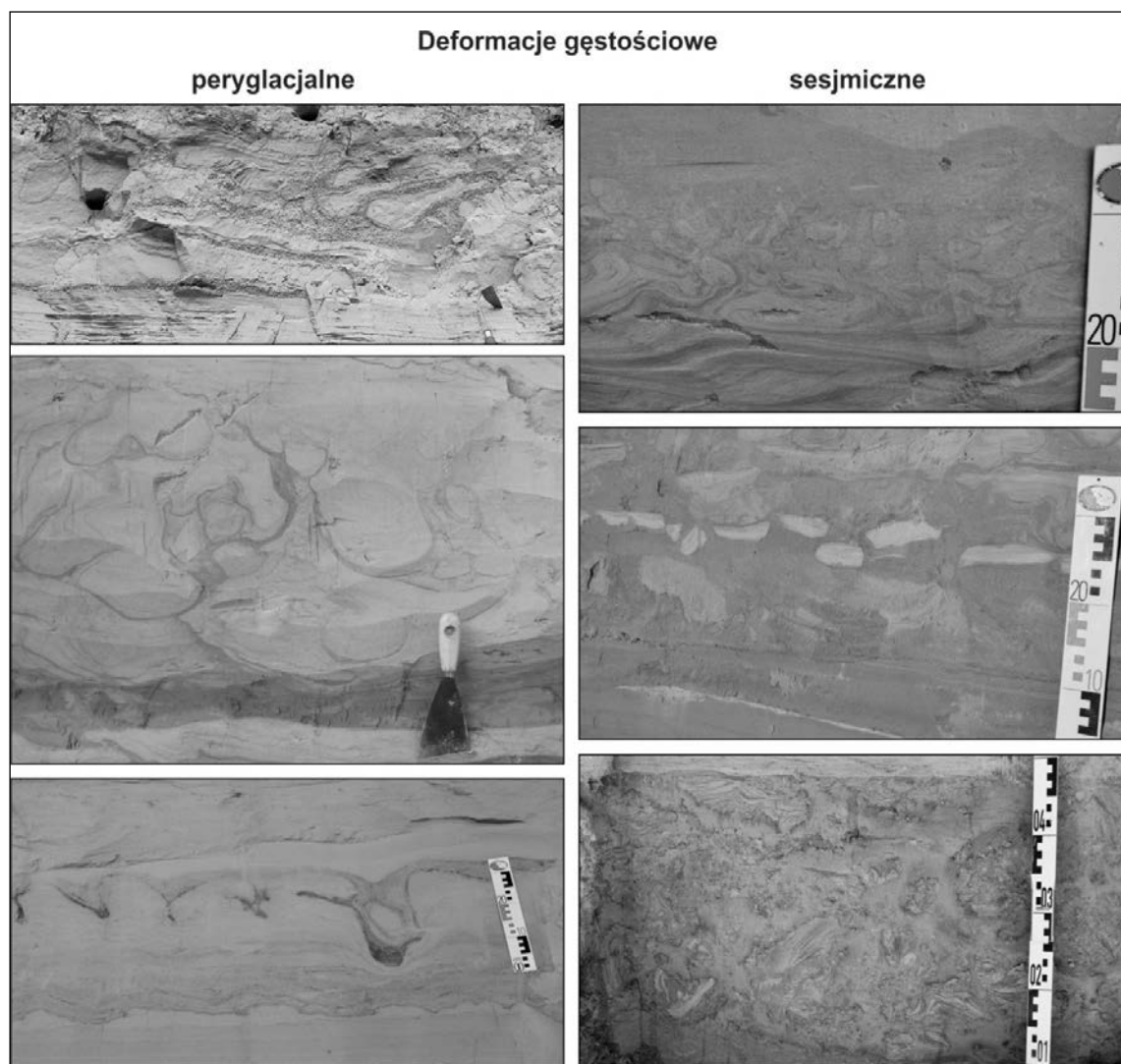


Fig. 1. Przykłady struktur peryglacialnych i sejsmicznych wywołanych różnicami gęstości osadów – Niecka Bałtycka.

W środowisku peryglacialnym, woda może powodować intensywne odkształcenia osadów podczas zmiany temperatury oscylującej wokół punktu zamarzania. Niektóre ze struktur deformacyjnych są charakterystyczne tylko dla procesów peryglacialnych, jak np. szczeliny kontrakcji termicznej (ang. *frost fissures*), kliny mrozowe (ang. *frost wedges*) czy struktury stowarzyszone z nimi (np. French i in. 2007).

Izostatyczne odprężenia związane z odstąpieniem lądolodu (ang. *glacioisostatic rebound*) mogą powodować wystąpienie trzęsień ziemi i powstanie struktur deformacyjnych w osadach nieskonsolidowanych (Mörner 1990; Van Loon, Pisarska-Jamroży 2014). Trzęsienia ziemi o wystarczająco dużej magnitudzie mogą doprowadzić do upłynnienia osadu. W przypadku deformacji osadów nieskonsolidowanych o pochodzeniu sejsmicznym, struktury *load cast* mogą rozwijać się tylko wtedy, gdy upłynnieniu ulega warstwa zalegająca na pewnej głębokości i tylko w niej widoczne są struktury *load cast* lub *pseudonodule* – czyli rozwinięta postać *load cast* (Moretti, Ronchi 2011). Natomiast warstwy zalegające powyżej nie wykazują obecności deformacji. Typ, rozmiar i złożoność wewnętrzna budowy deformacji w warstwach sejsmicznych jest funkcją magnitudy trzęsienia ziemi (Guiraud & Plaziat 1993). Dystrybucja i lateralna zmienność typu, rozmiaru i złożoności budowy wewnętrznej tych deformacji może być wykorzystywana do zlokalizowania epicentrum trzęsienia ziemi.

W tej sytuacji powstaje pytanie: czy wszystkie struktury deformacyjne w plejstocénskich osadach klastycznych, zinterpretowanych wcześniej jako peryglacjalne, są nimi faktycznie i czy część z nich nie mogłaby powstać w efekcie odprężeń postglacjalnych? Uważamy, że część struktur, które do tej pory były traktowane jako peryglacjalne np. wokół Niecki Bałtyckiej są w rzeczywistości strukturami powstałymi w efekcie wstrząsów sejsmicznych związanych z odstąpieniem lądolodu (Pisarska-Jamroży i in. 2015; Van Loon i in. 2015; Van Loon i in. 2016; fig. 1).

Literatura

- ALLEN J.R.L., 1982 – Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, **30**, 1–593.
- FRENCH H.M., 2007 – The periglacial environment. Wiley & Sons, Chichester, 458 pp.
- GUIRAUD M., PLAZIAT, J.C., 1993 – Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, **225**, 493–522.
- LOWE D.R., 1982 – Sediment-gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 279–297.
- MORETTI M., Ronchi, A., 2011 – Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the Neuquén Basin (Northern Patagonia). *Sedimentary Geology*, **235**: 200–209.
- MÖRNER N.A., 1990 – Glacioisostatic and long term crustal movements in Fennoscandia with respect to lithospheric and atmospheric processes and properties. *Tectonophysics*, **176**, 13–24.
- PISARSKA-JAMROŻY M., VAN LOON A.J. (TOM), NARTIŠS M., KRIEVĀNS M. 2015 – Seismites recording glacio-isostatic rebound after melting of the Scandinavian Ice Sheet in Latvia. *Miscellanea INGV*, **27**: 386–388.
- VAN LOON A.J. (TOM), PISARSKA-JAMROŻY M., 2014 – Sedimentological evidence of Pleistocene earthquakes in NW Poland induced by glacioisostatic rebound. *Sedimentary Geology*, **300**, 1–10.
- VAN LOON A.J. (TOM), PISARSKA-JAMROŻY M., NARTIŠS M., KRIEVĀNS M., SOMS, J., 2015 – Seismites in Latvia-Baltica. Fucino Frequent earthquakes recorded in a section with twelve seismites at Rakuti (SE Latvia). *Miscellanea INGV*, **27**, 497–499.
- VAN LOON A.J. (TOM), PISARSKA-JAMROŻY M., NARTIŠS M., KRIEVĀNS M., SOMS J., 2016 – Seismites resulting from high-frequency, high-magnitude earthquakes in Latvia caused by Late Glacial glacio-isostatic uplift. *Journal of Palaeogeography*. in press
- VAN VLIET-LANOË B., MAGARI A., MEILLIEZ F., 2004 – Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Change*, **43**, 103–127.
- ZIELIŃSKI T., 2014 – Sedymetologia. Osady rzek i jezior. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 594 pp.

ZMIANY KLIMATYCZNE W OKRESIE INTERPLENIGLACJAŁU ODZWIERCIEDLONE W GEOEKOSYSTEMACH POLSKI POŁUDNIOWEJ

Leszek STARKEL¹, Danuta J. MICHCZYŃSKA², Piotr GĘBICA³

¹ Instytut Geografii i Zagospodarowania Przestrzennego PAN, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków
e-mail: starkel@zg.pan.krakow.pl

² Instytut Fizyki – CND, Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice
e-mail: danuta.michczynska@polsl.pl

³ Katedra Geografii, Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, ul. Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów
e-mail: piotrgebica@wp.pl

W czasie ostatniego zlodowacenia obszar Europy Centralnej był objęty wieczną zmarzliną i dwukrotnie przykryty lądolodem skandynawskim, ale około 70% tego czasu było związane z fazami przejściowymi, które wiązały się z ciągłymi zmianami zasięgu zmarzliny i znalazły swoje odbicie w grubości osadów stokowych, fluwialnych i eolicznych.

W tym okresie bardzo wyraźnie zaznaczyły się dwie relatywnie szybkie zmiany. Jedna była związana z relatywnie szybką arydyzacją klimatu około 33-30 tys. lat kal BP (z transgresją lądolodu, ekspansją zmarzliny i początkiem depozycji lessów). Druga zmiana związana jest z gwałtownymi ociepleniami ok. 14,8 i 11,7 tys. lat kal. BP z ekspansją lasów i zmianą reżimu hydrologicznego. Największe transformacje w rzeźbie stoków i dolin rzecznych (denudacja stoków, miąższe wypełnienia aluwów) miały miejsce nie w najzimniejszych fazach ze stabilną zmarzliną, ale w interpleniglacji. Autorzy przytaczają liczne stanowiska Polski Południowej dokumentujące szybkie fluktuacje klimatu i zmarzliny z tego okresu 30 tys. lat. Kalibrowane daty tych epizodów są dobrze skorelowane z krzywą zmian $d^{18}O$ z rdzenia NGRIP, na której są widoczne liczne ocieplenia. Te szybkie ocieplenia znalazły odzwierciedlenie w wysokim stopniu agradacji den dolin rzecznych i miąższych koluwiach na stokach związanych z ustępowaniem zmarzliny. Autorzy, dokonując przeglądu poprzednich badań, sugerują zwrócenie większej uwagi na zróżnicowanie osadów i form w zależności od typu podłoża, lokalnej rzeźby, topoklimatu, jak również krótkich epizodów wysokiej intensywności procesów, które czasami były interpretowane jako efekt dłuższych faz. W dotychczasowych rekonstrukcjach paleogeograficznych obraz zmian w czasie i przestrzeni był za bardzo upraszczany. Dlatego porównanie z krzywą $d^{18}O$ z rdzenia NGRIP jest tak istotne dla ustalenia chronologii zjawisk.

WIELKIE GŁAZY NARZUTOWE PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ POLSKI I ICH PRZYDATNOŚĆ DO DATOWANIA RECESJI OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU SKANDYNAWSKIEGO METODĄ IZOTOPÓW KOSMOGENICZNYCH

Karol TYLMANN¹, Piotr P. WOŹNIAK¹, Vincent RINTERKNECHT²

¹ Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański
e-mail: k.tylmann@ug.edu.pl, geopw@ug.edu.pl

² Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Laboratoire de Géographie Physique, CNRS, UMR 8591, Francja
e-mail: vincent.rinterknecht@lgp.cnrs.fr

Północno-zachodnia (NW) Polska jest obszarem kluczowym dla uzupełnienia chronologii recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego uzyskanych w rezultacie datowania metodą izotopów kosmogenicznych, które są obecnie dostępne w obszarze położonym na południe od Morza Bałtyckiego. Nowy projekt datowania kosmogenicznego (<http://www.daterr.ug.edu.pl>) w regionie perybałtyckim ma na celu doprowadzić do wypełnienia luki istniejącej pomiędzy zapisem dostępnym w zachodniej (Dania, Niemcy) oraz we wschodniej (północno-wschodnia Polska, Litwa, Białoruś) części południowego sektora zasięgu ? ostatniego lądolodu skandynawskiego. Wiarygodne datowanie recesji dawnych lądolodów metodą nuklidów kosmogenicznych wymaga poboru próbek z przekształconych glacialnie wychodni skalnych lub wielkich głazów narzutowych położonych *in-situ* na powierzchni wysoczyzn morenowych bądź moren czołowych. W obszarze zlokalizowanym na południe od Morza Bałtyckiego, gdzie na powierzchni terenu dominuje pokrywa osadowa, pochodzące z tarczy fennoskandzkiej wielkie narzutniaki są najbardziej odpowiednimi obiektami, z których można pobierać próbki do datowania kosmogenicznego. Prezentujemy wyniki inwentaryzacji wielkich głazów narzutowych Polski północno-zachodniej oraz kameralnej i terenowej weryfikacji ich przydatności do datowania metodą izotopu kosmogenicznego ¹⁰Be.

Analizę przeprowadzono w trzech etapach. Zaczęto od skonstruowania bazy GIS wielkich głazów narzutowych zlokalizowanych na obszarze badań na podstawie wszelkich dostępnych źródeł, w tym: list pomników przyrody pozyskanych z Regionalnych Dyrekcji Ochrony Środowiska, bazy geostanowisk, map geologicznych i geoturystycznych, katalogów głazów narzutowych i innych publikacji książkowych, informacji pozyskanych w leśnictwach, gminach, parkach krajobrazowych itp. Baza GIS zawiera podstawowe informacje dostępne dla poszczególnych głazów: współrzędne geograficzne lub opis położenia, wymiary (obwód i wysokość), typ petrograficzny eratyka oraz inne informacje (np. nazwa własna głazu, czy informacje o śladach działalności ludzkiej). Drugi etap polegał na analizie wymiarów głazów, cech petrograficznych, jak również ich rozmieszczenia na tle wysokościowego modelu terenu i map geologicznych. Wszystkie głazy o obwodzie < 5,0 m lub o wysokości < 0,5 m, jak i te położone w dolinach i na rozległych powierzchniach sandrowych, zostały odrzucone. Pominięto również narzutniaki, które były już przedmiotem datowania kosmogenicznego. Preferowano głazy narzutowe największych rozmiarów, położone na wzniesieniach stref marginalnych oraz w obrębie wysoczyzn morenowych. Utworzono w ten sposób listę zawierającą ponad 100 eratyków potencjalnie odpowiednich do datowania. Dla części z nich możliwe było porównanie ich współczesnych i archiwalnych fotografii, co pozwoliło ocenić wpływ działalności człowieka na przekształcenia głazów w XX wieku. W ostatnim etapie wstępnie wytypowane eratyki zostały zweryfikowane w terenie, ze specjalnym uwzględnieniem ich lokalizacji geomorfologicznej, wysokości powyżej gruntu, kształtu, cech petrograficznych, śladów erozji glacialnej oraz śladów działalności ludzkiej. W konsekwencji ponad 60 wielkich głazów narzutowych położonych *in-situ* i zawierających istotną ilość kwarcu zostało wyselekcjonowanych jako spełniające warunki przydatności do datowania metodą izotopu kosmogenicznego ¹⁰Be.

Część z wytypowanych do datowania głazów leży na powierzchni morenowych form marginalnych związanych z zasięgami ostatniego lądolodu skandynawskiego, inne zaś są zlokalizowane pomię-

dzy zasięgami poszczególnych faz glacialnych – na powierzchni wysoczyzn morenowych. Umożliwi to kompleksową analizę chronologii deglacjacji, tj. datowanie zasięgów faz glacialnych stadiału głównego zlodowacenia Wisły oraz oszacowanie tempa recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego wzdłuż rozległych południkowych transektów przebiegających przez obszar NW Polski.

Autorzy dziękują Mateuszowi Binkowskiemu i Wojciechowi Wysocie za udostępnienie fotografii wielkich głazów narzutowych leżących na obszarze łobu Wisły oraz Izabeli Jamorskiej za udostępnienie informacji o głazach narzutowych Pojezierza Drawskiego na początkowym etapie badań. Justynie Relisko-Rybak dziękujemy za pomoc w inwentaryzacji wielkich eratyków Pomorza Zachodniego.

Badania są finansowane przez Narodowe Centrum Nauki - projekt badawczy nr 2014/15/D/ST10/04/113 uzyskany w ramach konkursu SONATA 8.

GENEZA I WIEK OSADÓW DOLINY CZARNEJ STASZOWSKIEJ W REJONIE RYTWIAN (NIECKA POŁANIECKA)

Artur ZIELIŃSKI¹, Tomasz KALICKI¹, Dariusz WIECZOREK², Ireneusz OLSZAK³,
Marcin FRĄCZEK¹, Libor PETR⁴

¹ Instytut Geografii UJK w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
e-mail: artur.zielinski.kielce@gmail.com, tomaszkalicki@ymail.com, marcinfraczek1987@gmail.com

² Świętokrzyskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk Geologicznych, Zgoda 21, 25-953 Kielce
e-mail: dariusz.a.wieczorek@gmail.com

³ e-mail: i.olszak@poczta.fm

⁴ Zakład Botaniki i Zoologii Wydziału Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Masaryka,
Kotlářská 267/2, 611 37 Brno, Republika Czeska
e-mail: petr.libor@gmail.com

Obszar badań zlokalizowany jest w północnej części Niecki Połanieckiej stanowiącej wschodni subregion Niecki Nidziańskiej. Czarna Staszowska jest główną rzeką odwadniającą ten teren. Jej dolina w górnym i środkowym odcinku uwarunkowana jest strukturalnie i nie jest zbyt szeroka. Zaś poniżej Staszowa przybiera rozszerzony, kotlinowaty kształt, który być może jest uwarunkowany tektoniką i litologią utworów podłoża. Na południe od Staszowa, w podłożu zalegają sarmackie iły krakowieckie. Są one przykryte utworami czwartorzędowymi o niewielkiej miąższości. Stanowią je piaszczysto-żwirowe serie preglacjalne, utwory lodowcowe i rezydualne kompleksu południowopolskiego, utwory piaszczyste i lessopodobne kompleksów środkowo i północnopolskiego oraz piaski rzeczne i torfy holocenu (Makowska 1976).

W dolinie Czarnej na linii Tuklęcz - Kłoda rozpoznano utwory organogeniczne i mineralne.

Pierwsze stanowisko zwane Świńska Krzywda (ŚK) jest położone około 1,1 km od Czarnej, obejmuje utwory pozakorytowe (mułki, iły) i torfy o miąższości 1,63 m, zalegające na serii piaszczystej (do 2,7 m). Torfy charakteryzują się zróżnicowanym pH od 5,06 na głębokości 10 cm do 7 pH na głębokości 130 cm. Zawsze zawartość części organicznych mieściła się w przedziale od 35% na głębokości 30 cm do 80-85% na głębokości 90 cm. Datowanie radiowęglowe wykazało ich wiek na około 8000 lat BP - na głębokości 130-135 cm i na około 2000 lat BP - na głębokości 40-45 cm. Prowadzone są także ekspertryzowe badania palinologiczne utworów organicznych (L. Petr).

Drugie stanowisko Kłoda (K) jest położone w skarpi koryta Czarnej, obejmuje mady piaszczyste i piaski korytowe, o łącznej miąższości około 2,2 m, zalegające na iłach krakowieckich. Badania granulometryczne mady wskazują ich zróżnicowanie, które jest typowe dla osadów równiny zalewowej. W osadach tych wyraźnie zapisały się trzy cykle zalewowe.

W profilu (K) utwory są wieku holocenu: $1,2 \pm 0,2$ ka B.P (KIE-865) na głębokości 53 cm oraz $1,3 \pm 0,2$ ka B.P (KIE-866) na głębokości 150 cm.

UWARUNKOWANIA KLIMATYCZNE I LOKALNE NA DEPOZYCJĘ FLUWIALNO-EOLICZNEJ SUKCESJI OSADOWEJ W POLSCE I ZACHODNIEJ UKRAINY

Paweł ZIELIŃSKI¹, Robert J. SOKOŁOWSKI², Barbara WORONKO³, Michał JANKOWSKI⁴,
Stanisław FEDOROWICZ⁵, Karol STANDZIKOWSKI¹

¹Uniwersytet Marii Skłodowskiej Curie, Zakład Geoekologii i Paleogeografii, 20-718 Lublin, al. Kraśnicka 2cd
e-mail: pziel@umcs.pl, karol.standzikowski@poczta.umcs.lublin.pl

²Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, al. M. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
e-mail: r.sokolowski@ug.gda.pl

³Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: bworonko.uw.edu.pl

⁴Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
e-mail: mijank@umk.pl

⁵Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu,
80-309 Gdańsk, ul. Bażyńskiego 4
e-mail: geosf@univ.gda.pl

Sukcesja fluwialno-eoliczna jest charakterystyczna dla akumulacji w strefie peryglacialnej ostatniego zlodowacenia w obrębie Nizin Środkowoeuropejskich. Na tym obszarze dominowała depozycja fluwialna rzek ekstraglacialnych i proglacialnych, a później ich osady podlegały redepozycji w środowisku eolicznym. Procesy te doprowadziły do powstania europejskiego pasa piaszczystego. Badania prowadzone w jego obrębie w Europie Zachodniej pozwoliły wydzielić cztery generacje pokryw piaszczystych: dwa poziomy późnoplejstoceny, starszych pokryw (Older Coversand I i II), rozdzielonych poziomem bruku deflacyjnego (Beuningen Gravel Bed) oraz dwa poziomy późnopleistoceny, młodszych pokryw (Younger Coversand I i II). Obie generacje pokryw lokalnie odseparowane są poziomem organogenicznym (Lower Loamy Bed), natomiast młodsze pokrywy miejscami rozdziela gleba kopalna typu Usselo (Kasse i in. 2007). Rozpoznanie analogicznych osadów na obszarze Polski i zachodniej Ukrainy pozwoliły stwierdzić następstwo trzech kompleksów litofacialnych, deponowanych na przełomie wistulianu i holocenu: fluwialnego, fluwio-eolicznego i eolicznego (Zieliński i in. 2015). Stwierdzona ewolucja środowisk depozycyjnych skłoniła autorów do studiów nad uwarunkowaniami ich rozwoju. Cel ten został zrealizowany na podstawie: (i) studiów sedymentologicznych (analizy litofacialnej, granulometrycznej, morfoskopowej, minerałów ciężkich), (ii) charakterystyki struktur kriogenicznych i poziomów glebowych, (iii) datowań luminescencyjnych i radiowęglowych.

Jednostka fluwialna była deponowana w środowisku rzeki roztokowej. Funkcjonowała ona w surowych warunkach klimatycznych z dobrze rozwiniętym ciągłym permafrostem. Datowania luminescencyjne wskazują jej depozycję do końca pleniwistulianu lub początku późnego wistulianu. Jednostka fluwio-eoliczna powstała w następstwie naprzemiennej depozycji fluwialnej i eolicznej, podczas poprawy warunków klimatycznych i częściowej degradacji permafrostu. Depozycja jednostki przypada na najstarszy dryas, a w części wschodniej badanego obszaru jej koniec datowany jest na starszy dryas. Zróznicowanie czasu depozycji wywołane jest również warunkami lokalnymi – w małych dolinach początek jej depozycji następował wcześniej. Dalsza poprawa warunków klimatycznych w późnym wistulianie skutkowałą rozwojem siedlisk tundry otwartej (w bøllingu), zapisanej w postaci inicjalnych gleb glejowo-murszowych, wykształconych w stropie osadów fluwio-eolicznych. Natomiast we wschodniej części badanego obszaru w tym czasie nadal były akumulowane osady fluwio-eoliczne. Jednostka eoliczna rozwijała się w postaci pokryw i wydm w starszym i młodszy dryasie na terenie Polski. Natomiast na Ukrainie jednostka ta deponowana była wyłącznie w młodszy dryasie. Jednostka ta rozwijała się dzięki znacznemu wzrostowi drenażu, będącego następstwem degradacji permafrostu oraz kataglacialnej erozji w dolinach rzecznych. Ocieplenie w allerødzie skutkowało przerwą w rozwoju procesów eolicznych, w wyniku sukcesji lasów borealnych, zapisanych poziomami inicjalnych gleb bielcowych i koluwalnych.

Badania prowadzone były w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego N N 306 197639 i środków na Badania Statutowe WNoZiGP UMCS.

Literatura

- KASSE C., VANDENBERGHE D., DECORTE F., VANDENHAUTE P., 2007 – Late Weichselian fluvio–aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. *Journal of Quaternary Science*, **22**: 695–708.
- ZIELIŃSKI P., SOKOŁOWSKI R.J., WORONKO B., JANKOWSKI M., FEDOROWICZ S., ZALESKI I., MOLODKOV A., WECKWERTH P., 2015 – The depositional conditions of the fluvio–aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine, *Quaternary International*, **386**: 30–41. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.013>

POJEZIERZA MAZOWIECKIE PODLASIA I POLESIA (POLSKA SE)Marcin ŻARSKI¹, Anna HRYNOWIECKA²¹ Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, ul Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: marcin.zarski@pgi.gov.pl² Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza,
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk
e-mail: anna.hrynowiecka@pgi.gov.pl

Interglacjał mazowiecki (Holsteinian, Aleksandrian) korelowany jest z MIS 11 (morskie stadium izotopowe) i znajduje się pomiędzy zlodowaceniem Sanu 2 (Elsternian, Berezinian, MIS 12), a zlodowaceniem Liwca (MIS 10), którego na terenie Białorusi nie wyróżniono. Najczęściej osady interglacjału mazowieckiego przykryte są przez utwory zlodowacenia Krzny (MIS 8) bądź zlodowacenia Odry (Dnieperian II, MIS 6). Pojezierza z okresu interglacjału mazowieckiego ukształtowały się po okresie zlodowacenia Sanu 2, a ich geneza wiąże się z wytapianiem brył martwego lodu, przekształcaniem zastoisk w jeziora, a także zanikiem przepływu wody w rzekach fluwioperyglacialnych.

W południowo-wschodniej Polsce udokumentowano badaniami geologicznymi i paleobotanicznymi trzy rejon występowania kopalnych pojezierzy interglacjału mazowieckiego. Dwa z nich zlokalizowane są na Nizinie Południowopodlaskiej w jej wschodniej (rejon Białej Podlaskiej) i południowo-zachodniej części (rejon Łukowa, Wojcieszkowa, Okrzei). Trzeci z nich występuje na obszarze Polesia Zachodniego w okolicach Włodawy, który kontynuują się na obszarze Białorusi i Ukrainy. Łącznie wszystkich stanowisk tego wieku jest ponad 50. Większość stanowisk interglacjału mazowieckiego ma bardzo dobrą dokumentację palinologiczną oraz geologiczną (Ossówka, Grabanów, Dobropol B, Hermaów, Przytulín, Adamów, Ortel, Zakrzów). Do części z nich wykonano ekspertyzy palinologiczne, które także wskazują na mazowiecki wiek badanych osadów, a niektóre stanowiska są jedynie korelowane z interglacjałem mazowieckim. Zdecydowana większość stanowisk nie ma przykrycia osadami glacialnymi, a te które je mają charakteryzują się niewielką miąższością glin (zwałowych ?) nie przekraczającą 2-3 m (Wylezin, Gózd, Poznań, Adamów, Czersł-Poddębje, Ryżki, Krępa, Dobropol A, Stare Koszary (Ukraina). Gliny te są całkowicie zwietrzałe i nie nadają się do porównań petrograficznych. Ze względu na morfologię osady interglacjału mazowieckiego występują w trzech położeniach. Część z nich usytuowana jest w niewielkich współczesnych obniżeniach bezodpływowych znajdujących się na wysoczyźnie polodowcowej (rejon Wojcieszkowa, Domaszewnicy, Białej Podlaskiej, Janowa Podlaskiego, Rokitna). Strop serii jeziornych znajduje się tu przeważnie na głębokości nie większej niż 2 m, a zarys współczesnych zagłębień pokrywa się z paleozbiornikami interglacjału mazowieckiego. Badania osadów przykrywających utwory biogeniczne wskazują na ich deluwialną genezę. Wiek tych osadów korelowany jest z Vistulianem. Druga grupa stanowisk występuje także na wysoczyznach polodowcowych, lecz mazowieckie paleojeziora nie znajdują żadnego odbicia we współczesnej rzeźbie terenu (Adamów, Gózd, Poznań, Krępa, Dobropol B, Suszno, Cegielnia Włodawa). Osady biogeniczne przykryte są 3-8 metrowym nadkładem osadów głównie zastoiskowych, nad którymi znajdują się miejscami gliny (zwałowe?). Trzecia grupa stanowisk występuje na szlaku odpływów wód wodnolodowcowych zlodowacenia Odry, stadiału Warty (Wola Okrzejska, Kasyldów, Kol. Charlejew, Nowe Połoski). Oddzielnym problemem w kontekście występowania tak licznych stanowisk interglacjału mazowieckiego (pojezierzy), jest zasięg zlodowacenia Krzny-Odry, a także sposób deglacjacji tych lądolodów. Faktem, raczej niepodważalnym jest, że lądolody Krzny-Odry na opisywanym terenie cechowały się niedużą miąższością i nie objęły całego badanego terenu zwartą pokrywą, lecz rozprzestrzeniały się prawdopodobnie lobami, pomiędzy którymi były obszary wolne od lodu. Intensywnie także rozwijały się procesy spływów gliniastych, które przykrywają część stanowisk. Nie można jednoznacznie wykluczyć, że są to spływy solifluk-

cyjne glin zlodowacenia Sanu 2. W świetle obecnych danych istnieje możliwość bardziej dokładnego odtworzenia paleogeografii z okresu interglacjału mazowieckiego oraz zlodowaceń środkowopolskich z bardziej szczegółowym przedstawieniem zasięgów zlodowaceń Krzyny-Odry.

POSTERY

PALAEOECOLOGICAL INVESTIGATIONS OF THE EEMIAN INTERGLACIAL PEAT SEQUENCE NEUBRANDENBURG-HINTERSTE MÜHLE (MECKLENBURG-WESTERN POMERANIA, NE-GERMANY)

Andreas BÖRNER¹, Anna HRYNOWIECKA², Renata STACHOWICZ-RYBKA³,
Monika NISKA⁴, Vladislav KUZNETSOV⁵, Fedor MAKSIMOV⁵, Aleksey PETROV⁵,
Magdalena MOSKAL-DEL HOYO³

¹ State authority for Environment, Nature protection and Geology of Mecklenburg-Vorpommern - State Geological Survey,
Goldberger Str. 12, DE 18273 Güstrow, GERMANY
e-mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

² Polish Geological Institute-National Research Institute, Marine Geology Branch, ul. Kościarska 5, PL 80-328, Gdańsk, POLAND
e-mail: ahry@pgi.gov.pl

³ Polish Academy of Science, Institute of Botany PAS, Palaeobotany Department, Lubicz 46, PL 31-512 Krakow, POLAND
e-mail: r.stachowicz@botany.pl, m.moskal@botany.pl

⁴ Pomeranian University in Słupsk, Institute of Geography and Regional Study, ul. Partyzantów 27, PL 76-200, Słupsk, POLAND
e-mail: monikaniska@wp.pl

⁵ Saint-Petersburg State University, Universitetskaya emb., 7/9, RU 199034, St. Petersburg, RUSSIA
e-mail: maksimov-fedor@yandex.ru, petrovalexey1987@gmail.com

An Eemian interglacial sequence was explored in the gravel pit “Neubrandenburg-Hinterste Mühle” (HM) near Neubrandenburg (NE- Germany). According to the palynological classification of Strahl (2000) the HM-section represents a complete Eemian sequence. The profile is situated in a former kettle hole depression between underlying till (Wartanian) covered by Weichselian till. The today still visible 3 m long and max. 2 m wide profile is located in the western part of the Eemian paleodepression. The sampled sequence is generally subdivided in three units, 1: in the lower part 0,5 m limnic organic silt deposits; 2: appr. 1,9 m strongly compressed Eemian peat with numerous wood remains in the upper part, and 3: redeposited peaty lenses in sand layers on the top.

The limnic sedimentation began during the Late Saalian period in a landscape characterized by herbaceous vegetation and heliophytes (cf. Fig. 1). Later dominated cool, clear and calcium carbonate-rich lake water, also inhabited by *Characeae*, what indicates presence of stonewort meadows, most typical to waters up to 10 m in depth. Abundant in calcium carbonate this water level, as well as pH of ca 7,8, is supported by the occurrence of *Ceratophyllum demersum*. When considering plant macroremains, the beginning of sediment accumulation at the initial phase of basin development was recorded as numerous statoblasts of *Cristatella mucedo* and remains of brown mosses. Aquatic plants often recorded for Late Glacial periods of cool climate were represented by *Potamogeton gramineus* and *Nymphaea candida*. The peaty and humid area as well as highly trophic muddy lakeshore area were covered by plants like *Scirpus sylvaticus* and *Phragmites australis*. The protocratic phase of Eemian vegetation succession began with the development of pioneer forest habitat, characterized by dominance of light birch forest followed by pine forest. The end of

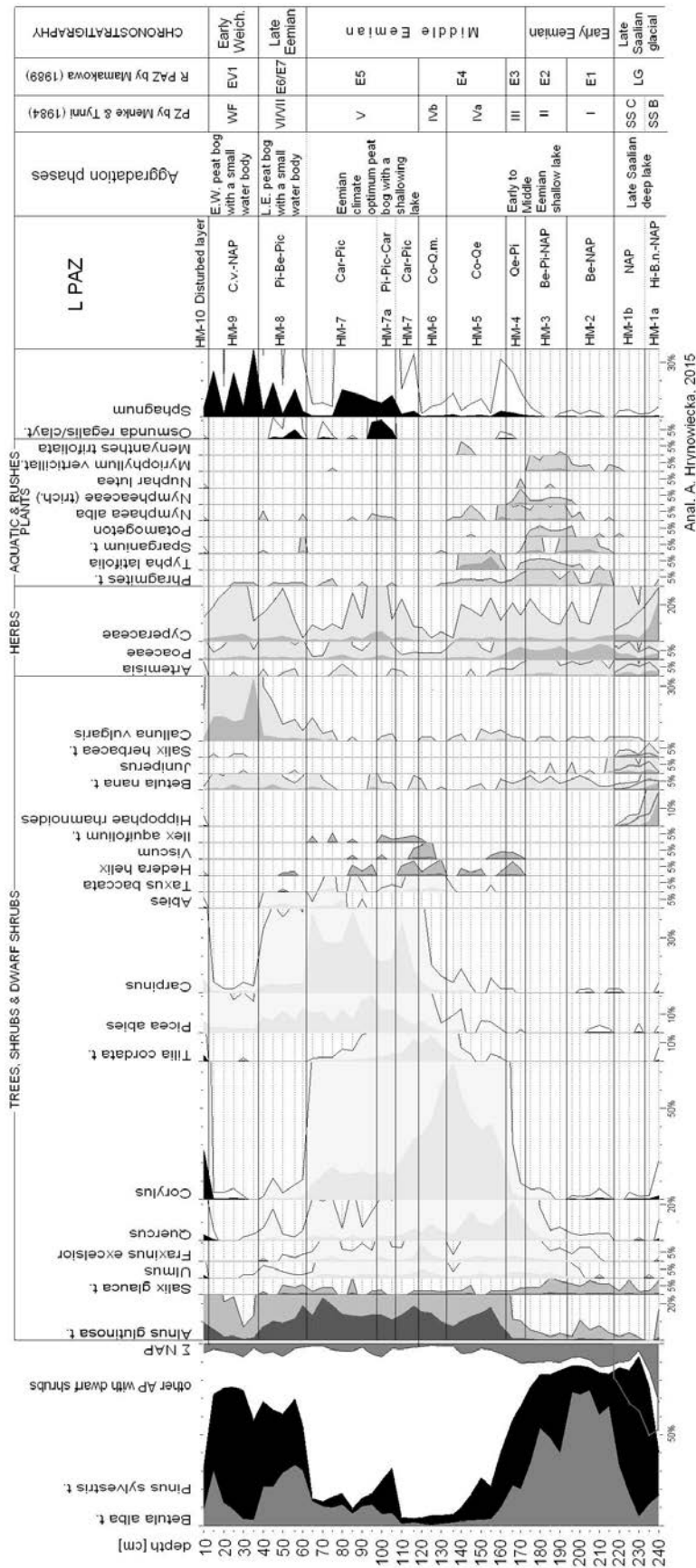


Fig. 1. Pollen diagram presented of selected taxa with local pollen zones (L PAZ) of Hinterste Mühle section (A. Hrynowiecka). The color description: dark green - azonal plant vegetation, yellow - thermophilic vegetation, red - indicators of warm climate, blue - indicators of open landscape, light green - water and rush vegetation. A lighter color were marked of pollen values which are multiplied with factor x10. The dark blue line marked values of pollen after excluding Pinus pollen from the AP + NAP sum.

dominating limnic conditions is marked by a decrease in the frequency of aquatic vegetation and increasing amount of brown mosses. In the water reservoir prevailed favourable conditions for the zooplankton development similar to the Late Saalian. Continues *Poaceae* occurred quite numerous indicating a significant brightness of *Betula* communities. The water level in the reservoir was decreased - a rich participation of aquatic plants like *Nymphaea alba* and *Myriophyllum verticillatum*, and expanded the lakeshore belt of rushes. The beginning of mesocratic ecological phase of Eemian is characterized by the development of thermophilic communities initially dominated by oak forest with appearance of warm climate indicators (*Hedera helix*, *Viscum*). The ensuing climate optimum was characterized by the encroachment of hazel-oak forest and after mixed deciduous forest, and limnic sedimentation ceased in the basin during this phase. The beginning of mesocratic phase of Eemian Interglacial characterized by the development of thermophilic communities initially dominated by *Quercus* and accompanying *Ulmus*, *Fraxinus* and *Corylus*. Water and rushes plants were still present numerous and tree vegetation of *Corylus* with accompanying *Quercus* began to dominate. The basin shore was still covered by riparian forests with *Alnus*, which occupied even the local belt of rushes. In the wet environment grew mostly the riparian forest with *Alnus*, *Ulmus* and *Fraxinus* and also appeared communities with *Picea* and *Taxus*. In the interglacial optimum reigned mixed forests with *Carpinus* and *Picea*. There were often *Hedera helix*, *Viscum* and *Ilex aquifolium*.

Younger part of mesocratic phase was characterized by the dominance of *Carpinus* initially with numerous participation of *Tilia*, *Corylus* and increasing participation of *Picea* (HM-7 L PAZ).

However, there has been a breakdown of communities with *Carpinus* corresponding to this interglacial optimum (zone E-5 acc. to Mamakowa 1989, 2003) and bears a record of further oligotrophication. In this phase bears also a record of further oligotrophication in transition bogs and humid depressions of raised bogs. The progressive deterioration of conditions in the reservoir indicates increasing attendance of *Ephippia*. Very numerous branches of brown mosses and the decreasing amount of aquatic plant taxa evidence that the basin gradually became shallower until its open waters nearly completely disappeared. The aquatic plants vanished and the following phase of overgrowing and progressive development of a raised bog is marked by the occurrence of wood remains of *Calluna vulgaris* and *Eriophorum vaginatum* as well as by an increase in the frequency of *Sphagnum* sp. The depression gradually became shallower and was overgrown by a forest cover until the closing of its open water. The overgrowing of former Eemian lakes and the transformation to terrestrialization development were often associated with improved thermal conditions and probably also lowering of the ground water table during Middle Eemian Interglacial. In the telocratic phase of Eemian spread communities with *Pinus*, *Betula* and still *Picea*. The anatomical characteristics of the local needle wood taxa representing species such as *Pinus sylvestris* and *P. mugo*. Another coniferous taxa may belong to the genus of *Picea* or *Larix*. Among the broad-leaved group the following local wood taxa were identified: *Betula* sp., *Salix* sp., *Populus* sp. and *Calluna vulgaris*. The ending interglacial is characterized by disappearing riparian forest and sporadically appearing of plants rushes. The telocratic phase of Eemian Interglacial was beginning of the appearance of communities with *Pinus* and *Betula* and still persisting *Carpinus* and *Picea*. *Pinus* dominated, other trees disappeared completely and heaths were spreading on acidly soils. The water level fluctuated and the end of the interglacial and deterioration of climatic conditions is documented by the presence of *Betula nana* and *Hippophaë rhamnoides*. At the close of the Eemian interglacial the peat bog was flooded due to a rise in ground water level resulting from increasing humidity of climate. The palaeoecological results data illustrate well the palaeoecology of the aggradation of a shallow water reservoir with fully limnic conditions from the Saalian deglaciation up to a raised bog development up to the end of Eemian interglacial period.

A low U-specific activity were obtained for the U/Th samples from the profile range of 90-135 cm whereas U-concentration. Similar low U-activity is encountered sometimes in the organic-rich profiles, but more often in raised bog type (Kuznetsov, Maksimov 2012). Latter was identified biostratigraphically in the upper part of the Hinterste Mühle sequence (this publ.). Apparently, the reduced U-concentration is characteristic for raised bogs and depends on the hydrological conditions of their formation. The

analytical data obtained for the five samples from the upper part of the HM-profile had been analyzed by Total Sample Dissolution (TSD) technique were taken into age calculation and yielded with standard deviation error $\pm 1\sigma$ isochronously-corrected age of $116 \pm 13/10$ kyr. The data reflects the classification into second half of Eemian interglacial and Early Weichselian for the upper part of peat formation.

Acknowledgements: For chemical treatment of pollen samples we thanks Dr. Sebastian Lorenz and Anne Bohm from Greifswald University. The Cladocera analysis was supported by the Pomeranian University in Słupsk from its statutory funds. The macroremains analysis was financed by the W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences from its statutory funds. The U/Th analysis was partially supported by the St. Petersburg State University (Project No. 18.37.141.2014).

References

- KUZNETSOV V.Yu., MAKSIMOV F.E., 2012 – Metody chetvertichnoi geohronometrii v palaeogeografii i morskoi geologii [Methods of Quaternary geochronometry in palaeogeography and marine geology]. Nauka, St. Petersburg, p. 191. [In Russian, with English abstract]
- MAMAKOWA K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, 29(1): 11–176.
- MAMAKOWA K., 2003 – Plejstocen. In: S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (eds.) *Palimnologia* : 235–266. Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, Kraków.
- STRAHL J., 2000 – Detailergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 7 (1/2): 29–40. [in German, English abstract]

KORELACJA CHRONOSTRATYGRAFICZNA NEOPLEJSTOCENSKICH LESSÓW WOŁYŃSKICH I PODOLSKICH NA PODSTAWIE DAT LUMINESCENCYJNYCH

Stanisław FEDOROWICZ¹, Maria ŁANCZONT², Andriy BOGUCKI³, Karol STANDZIKOWSKI²,
Przemysław MROCZEK², Jarosław KUSIAK²

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, 80-309 Gdańsk, ul. Bażyńskiego 4
e-mail: geosf@univ.gda.pl

² Uniwersytet Marii Skłodowskiej Curie, Zakład Geoekologii i Paleogeografii, 20-718 Lublin, Al. Kraśnicka 2cd
e-mail: lanczont@poczta.umcs.lublin.pl, karol.standzikowski@poczta.umcs.lublin.pl, przemyslaw.mroczek@umcs.pl

³ Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Narodowego Uniwersytetu im. Ivana Franka,
79000 Lwów, ul. Doroszenka 41, Ukraina
e-mail: pleistocene@ukr.net

W zachodniej części Ukrainy, na Wyżynie Wołyńsko-Podolskiej, występuje zwarta i miąższa pokrywa lessowa. Kluczowymi profilami na tym obszarze są: Wołoczysk, Korsziw, Bojanice usytuowane w rogach nierównego trójkąta o bokach 100-150-189 km. Profile te odgrywają ważną rolę w stratygrafii środkowego i górnego plejstocenu w Europie Środkowej i dlatego wytypowano je do szczegółowych datowań luminescencyjnych, wykonanych w 3 polskich laboratoriach (Gdańsk, Lublin, Gliwice). Daty były wykonane metodami luminescencyjnymi: termoluminescencyjną (TL), optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) – technikami SAR oraz post IR IRSL. Wykorzystano różne rodzaje i frakcje ziaren, najgrubsze kwarcowe: 90–125 µm (SAR OSL w Gliwicach) i 80–100 µm (TL w Gdańsku), polimineralne frakcje o wielkości: 45–65 µm (SAR OSL w Lublinie), 45–56 µm (post-IR IRSL w Lublinie) 4–11 µm (post-IR IRSL w Gliwicach). Szczególnie cenne z punktu widzenia porównań są daty uzyskane dla próbek pobranych z tych samych miejsc i wykonane przez wszystkie 3 laboratoria, jak było w przypadku profili Korsziw i Wołoczysk. Dodatkowo dla Wołoczyska uzyskano wyniki dla różnych frakcji ziaren polimineralnych najnowszą metodą post-IR IRSL.

Profil Wołoczysk (26°14,5' E; 49°33'N) usytuowany jest na terenie czynnej cegielni, położonej w lewobrzeżnej części doliny Zbrucza, w zachodniej części Płaskowyżu Chmielnickiego (Wyżyna Podolska). Badana część sekwencji osadów obejmuje dwie jednostki lessowe (L2 i L1) rozdzielone pedokompleksem horochiw (S1). Młodszy less L1 rozdziela interstadialna gleba dubno (MIS 3), a w obrębie jego części górnej występuje jeszcze inicjalny poziom krasylów (MIS 2). W 2010 r. pobrano 13 próbek na datowanie: Gdańsk i Lublin (13 dat TL), Lublin (13 dat SAR OSL), Gliwice (9 dat SAR OSL). W roku 2014 wykonano dodatkowo dla tych samych próbek daty metodą post IR IRSL (Lublin – 6, Gliwice – 12). Łącznie dla 13 próbek uzyskano 53 daty.

Profil Korsziw (25°09,5'E; 50°38'N) odsłania się przy wyrobisku eksploatacyjnym dla potrzeb cegielni w Łucku. Położony jest w środkowej części Wyżyny Wołyńskiej, w strefie wododziału Bugu i Prypeci. Składa się z czterech segmentów badanych w różnych fragmentach ścian wyrobiska. Pełna sekwencja lessowo-glebową obejmuje warstwy korelowane z okresem MIS8-2. Wiek luminescencyjny oznaczono dla lessu L2 z poziomem interstadialnej tarnopolskiej gleby, pedokompleksu horochiw (S1), oraz lessu L1 z śródlessowymi poziomami glebowymi niższej rangi gleb dubno (MIS 3) oraz riwnie i krasylów (MIS 2). W 2010 r. pobrano 31 próbek (31 dat TL – Gdańsk, 28 dat TL – Lublin, 20 dat SAR OSL – Gliwice). Łącznie dla 31 próbek uzyskano 79 dat.

Profil Bojanice (24°09,5'E; 50°29'N) lokuje się w obrębie wielkiego wyrobiska glin dla potrzeb cegielni w Sokalu. Jest to SW część Grzędy Sokalskiej, w zachodniej części Wyżyny Wołyńskiej. Sekwencja lessowo-glebową podścielona jest gliną zwałową ładolodu Oki/Sanu 2. Badano osady reprezentujące okres MIS 6-MIS 2 z podobnym układem warstw lessowych i glebowych jak w Korszewie. Próbkę do datowań pobrano w latach 2007 (14 dat TL – Gdańsk) i 2009 (20 dat TL – Lublin). Łącznie uzyskano 34 daty.

Duża liczba 166 wykonanych dat luminescencyjnych daje dobrą podstawę do porównań i wniosków. Porównania zakresów czasowych poszczególnych jednostek lessowo-glebowych dokonano w na-

wiązaniu do zakresu czasowego stadiów izotopowo-tlenowych od 6 do 2. Generalnie daty TL są starsze od pozostałych a ponadto wszystkie daty gliwickie i lubelskie dla SAR OSL są zaniżone w stosunku do przedziałów wyznaczonych przedziałami MIS z wyjątkiem subjednostek lessowych i glebowych w obrębie L1. Daty OSL są wyraźnie niedoszacowane. Mimo, że daty uzyskane dla pedokompleksu horochiw są również zaniżone, ich skrajne wartości wskazują, że czas jego tworzenia wynosi około 70 tysięcy lat, co jest zgodne z czasem trwania MIS5. Subjednostki dubno, riwne i krasyliv wyróżnione w obrębie L1 dzięki datom luminescencyjnych zostały umiejscowione poprawnie w czasie. Daty TL gleby dubno z profilu Bojanice mieszczą się w przedziale 45-50 tysięcy lat i odpowiadają czasowo dacie gleby interstadialnej glinde w Europie Zachodniej. Podobne daty uzyskała w spągowej części gleba dubno w Korszewie, zaś część stropowa ma datę ok. 24 tysięcy lat. Te dwie skrajne daty najprawdopodobniej potwierdzają dwudzielną poziomą dubno, wykazaną w wielu ukraińskich profilach. Daty poziomu inicjalnego krasyliv (rozumianego jako warstwa czynna kopalnej zmarzliny) wskazują, że ostatni czas jego kształtowania przypada kilkanaście tysięcy lat temu.

**STANOWISKO KOPALNE PRAŻUBRA *BISON PRISCUS* W OSADACH RZECZNYCH
VISTULIANU W JABŁONNIE, K. WARSZAWY**

Gwidon JAKUBOWSKI¹, Maciej WŁODEK²

¹Muzeum Ziemi PAN w Warszawie
e-mail: gwidon_jakubowski@o2.pl

²eMWu – Prace geologiczne
e-mail: mgeol@poczta.onet.pl

W otworze studziennym w Jabłonnej k. Warszawy, opisanym przez M. Włodka (2003), na głębokości 18 m, znaleziono kości czaszki (wraz z zębami). Według G. Jakubowskiego kości należą najprawdopodobniej do prażubra, czyli bizona stepowego (*Bison proscus Bojanus, 1827*). Szczątki tego ssaka są licznie znajdowane w osadach ostatniego zlodowacenia. Stanowisko to ma znaczenie dla oceny wieku piaszczystych osadów rzecznych, którym dotychczas przypisywano wiek eemski. Seria rzeczna spoczywa na starszym cokole erozyjnym, tworzonym bądź przez osady glacialne lub serie wodnolodcowe (środkowopolskie), bądź rzeczne (mazowieckie).

Literatura

WŁODEK M., 2003 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wody w Jabłonnej k/Warszawy, ulica Leśna 21 – 2003 – CAG – Warszaw.

**WYBRANE CECHY STRUKTURALNE OSADÓW W DOLNYM PIĘTRZE
STRUKTURALNYM W ODKRYWCE BEŁCHATÓW (POLSKA ŚRODKOWA)
– PROFIL KUCÓW 16**

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA², Dariusz WIECZOREK³

¹ Uniwersytet Wrocławski

e-mail: dariusz.krzyzskowski@uwr.edu.pl

² Uniwersytet Łódzki

e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

³ Geoconsult Sp. z o.o. w Kielcach

e-mail: wieczorek@geoconsult.kie.pl

Osady zastoiskowe w obrębie środkowej części rowu Kleszczowa - odkrywce Bełchatów - zostały opisane w obrębie formacji Folwark, Kuców, Rokity, Ławki, Stawek, Rogowiec (Krzyszowski 1990, 1992, 1993, 1994, 1995; Gruszka i in. 2003). Litologicznie są one wykształcone jako: osady piaszczysto-mułkowe, mułki, ily, ily warwowe, gliny zastoiskowe. Miąższości tych utworów wynoszą: 1÷10 m (f. Folwark); 25÷45m (f. Kuców); ~1 m (f. Rokity); 15÷55 m (f. Ławki); (f. Stawek); 2÷3 m + ? + <15 m (f. Rogowiec) (Krzyszowski 1990; Gruszka i in. 2003). Już pierwsze prace wskazywały na genezę glacialimniczną oraz glacideltową (Hałaszcak 1982).

Profil **Kuców 16** został udokumentowany w 1994 r. przez D. Krzyszowskiego, a obecnie jest opracowany przez zespół autorów. Analizowane osady zalegały w dolnym, zaburzonym piętrze strukturalnym, na wysokości 120-140 m n.p.m., przy wysokości ściany *ca* 200 m n.p.m., gdzie opisano także utwory formacji: Folwark, Kuców, Rokity, Ławki i Stawek.

Na posterze przedstawiono następstwo facji obserwowane w profilu **Kuców 16** (A, B), położonym w brzeżnych partiach zbiornika proglacialnego. W spągu zalegają piaski i żwiry oraz piaski o rynnowym warstwowaniu przekątnym SGt, St. Wyżej pojawiają się facje Vc4 – obejmujące głównie utwory piaszczysto-mułkowe oraz podrzędnie ily warwowe, Vs – mułki warwowe oraz utwory piaszczysto-mułkowe, ponownie St, SGt – epizod większego przepływu (gwałtowny dopływ materiału), dalej facje Vc4, Vc3, Vc2, Vc3, Vc4 – obejmujące utwory piaszczysto-mułkowe, a podrzędnie także ily warwowe, a dalej naprzemiennie facje Vc3 i Vc2 – czyli głównie utwory mułkowo-ilaste, a podrzędnie piaski drobnoziarniste. W profilu tym nie obserwowano facji związanych ze spływami grawitacyjnymi (Dmm), choć występują one w niewielkim oddaleniu. Wydaje się, że występuje tutaj następstwo asocjacji A→D→E z współwystępującą asocjacją Q? (por. Krzyszowski 1993). Spąg profilu w części SGt, St, może obejmować utwory glacifluwalne/fluwioglacjalne, wyżej zaś zalegają utwory glacideltowe (partie z większym udziałem serii piaszczystych) i glacialimniczne (głównie utwory mułkowe i ilaste). Asocjacje A, D i E powstały bez bezpośredniego udziału procesów spływów grawitacyjnych, a asocjacja Q powstała w wyniku bezpośredniego udziału takich spływów.

Nasuający się lądolód poprzez wody lodowcowe odkładał na swoim przedpolu utwory glacifluwalne/fluwioglacjalne. Narastający nacisk jego masy na skorupę ziemską wywoływał obniżenie się dna rowu Kleszczowa (ekstensja). W konsekwencji doszło do uformowania się zbiornika wód lodowcowych i ekstraglacialnych - jeziora proglacialnego, a postój czoła lądolodu przyczynił się do rozwoju procesów powodujących wypełnianie tego zbiornika.

W profilu osadów plejstocenu w rejonie odkrywki Bełchatów, występuje powtarzalność utworów zastoiskowych w kolejnych cyklach glacialnych i piętrowość ich układu. To skłania do interpretacji nawiązującej do cyklicznej aktywności tektonicznej podłoża kenozoicznego i zwanego z tym obniżania się dna rowu Kleszczowa w każdym glacialu (por. Krzyszowski 1995). Osady powstałe m.in. w wyniku spływów mas wskazują, że skłon podwodny zbiorników proglacialnych okresowo był dość stromy (por. Krzyszowski 1995; Gruszka i in. 2003).

Literatura

- GRUSZKA B., GOŹDZIK J., ZIELIŃSKI T., 2003 – Osady delty i jeziora ze zlodowacenia Warty oraz warunki ich sedimentacji (odsłonięcie bełchatowskie). W: Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.), Zlodowacenie Warty w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin: 71-86.
- HAŁUSZCZAK A., 1982 – Osady zastoiskowe typu deltowego. Charakterystyka i znaczenie ich występowania. W: Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. WG, Wrocław-Warszawa: 175-179.
- KRZYSZKOWSKI D., 1990 – Litostratygrafia osadów czwartorzędowych w rowie Kleszczowa. *Geologia*, 16,1:111-137.
- KRZYSZKOWSKI D., 1992 – Czwartorzęd rowu Kleszczowa. Litostratygrafia i tektonika. *Studia Geograficzne*, t. LIV. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego.
- KRZYSZKOWSKI D., 1993 – Pleistocene glaciolacustrine sedimentation in a tectonically active zone, Kleszczów Graben, central Poland, *Sedimentology*, 40: 623-644.
- KRZYSZKOWSKI D., 1994 – Controls on sedimentation in the Elsterian proglacial lake, Kleszczów Graben, central Poland. In: Warren W.P., Croot D.G. (eds.), *Formation and Deformation of Glacial Deposits*, Proc. of the Meeting of the Commission on the Formation and Deformation of Glacial Deposits, Dublin, Ireland, May 1991, A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, 53-68.
- KRZYSZKOWSKI D., 1995 – Odranian glaciolacustrine sedimentation in the Kleszczów Graben, central Poland, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 64: 1-14.

UTWORY FORMACJI ROGOWIEC (LATE SAALIAN, MIS6) W ODKRYWCE BEŁCHATÓW, POLSKA ŚRODKOWA

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA², Dariusz WIECZOREK³

¹ Uniwersytet Wrocławski
e-mail: dariusz.krzyzkowski@uwr.edu.pl

² Uniwersytet Łódzki
e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

³ Geoconsult Sp. z o.o. w Kielcach
e-mail: wieczorek@geoconsult.kie.pl

Utwory formacji Rogowiec w profilu litostratygraficznym opisanym dla środkowej części rowu Kleszczowa - odkrywce Bełchatów - obejmują gliny zwałowe oraz rozdzielające je piaski lub piaski i żwiry fluwioglacjalne, a podrzędnie także iły warwowe i mułki zastoiskowe (glacilimniczne) (por. Krzyżkowski 1988, 1990, 1992).

Ponad nimi, w profilu geologicznym, występują utwory jeziorne (fm Aleksandrów), rzeczne (fm Piaski i Widawka) i organogeniczne (fm Szerokie). Badania palinologiczne utworów formacji Aleksandrów wskazały na ich powinowactwo z interglacją eemskim (MIS5e). Biorąc to pod uwagę, ustalono, iż utwory formacji Rogowiec związane są z pobytem lądolodu skandynawskiego w Polsce Środkowej w czasie stadiau Warty w kompleksie środkowopolskim (Late Saalian, MIS6). Od spągu osady formacji Rogowiec kontaktują granicą sedimentacyjną z osadami formacji Chojny, obok formacji Ławki (Early Saalian, MIS6), a granicą erozyjną z osadami formacji Rokity, Czyżów i Kuców.

Osady opisywanej formacji zalegają subpowierzchniowo w obrębie wysoczyzny morenowej – Wysoczyzny Bełchatowskiej. Miejscami są one porożcinane młodszymi dolinami dopływów Widawki. Wysoczyznę urozmaicają charakterystyczne dla strefy glaciomarginalnej pagóry moren czołowych i kermów, ozy, wytopiska, czy depresje końcowe.

Choć utwory formacji Rogowiec zalegają zazwyczaj subhoryzontalnie, to obserwuje się jednak wyraźne, szerokopromienne ugięcia warstw o amplitudzie 3–10 m i długości falowej 1–1,5 km. Występują też strefy z zaburzeniami glacitektonicznymi. Miąższość utworów formacji waha się w granicach 20–30 m, a są miejsca gdzie spada ona do 3–10 m.

Badania geologiczne przeprowadzone w obrębie obszaru badawczego wskazały na istnienie trzech odrębnych poziomów glin lodowcowych (T5 - glina dolna, T6 - glina środkowa, T7 - glina górna; por. Krzyżkowski 1992; Allen, Krzyżkowski 2008). Formację podzielono na trzy główne człony (A, B, C), powiązane właśnie z poziomami glin zwałowych. Ogniwo A jest najmłodsze, a C – najstarsze. Ogniwo C opisuje niepełny cykl glacialny, obejmujący osady limnoglacialne i glacialne. Ogniwa B i A również zawierają utwory niepełnego cyklu glacialnego, ale są to osady fluwioglacjalne/glacifluwialne i glacialne. Gliny ogniwa B i A rozdziela tylko 0,5–1 m warstwa piasków lub żwirów. Miąższość glin lodowcowych waha się w ogniwie C: 1–7 m; B: 1–5 m; A: 3–10 m.

Badania petrograficzne wykazały, że w glinach zwałowych zawartość skał lokalnych nie przekracza 10%, dominują wapienie i piaskowce, a w dalszej kolejności występują krzemienie. Składniki północne kształtują się następująco: skały krystaliczne (40%), wapienie (35%), dolomity (3–5%), piaskowce i kwarcyty 5–8%. Uśrednione wskaźniki petrograficzne wynoszą: $O/K=1,02\div 1,19$; $K/W=1,08\div 1,24$; $A/B=0,64\div 0,83$. Wskaźnik Dp/Wp waha się w granicach $0,08\div 0,12$. W poszczególnych poziomach zmienność współczynników jest nieduża. Orientacja głązików z frakcji żwirowej w glinach (*till-fabrics*) wykazała, iż gliny dolna i górna mają niemal identyczne ułożenie głązików, a średni azymut A wynosi 315° (Krzyżkowski 1994). Dla gliny środkowej średni azymut $A=350^\circ$. Azymuty wskazujące na kierunek NW nasuwania mas lodowych w obrębie lobu Widawki znane są też z innych badań (por. Wachecka-Kotkowska 2015).

Interpretacja powyższych danych mogłaby być następująca: mamy tutaj do czynienia z zapisem co najmniej dwóch oscylacji czoła lądolodu, łobu południowowielkopolskiego (Widawki), który w stosunkowo niewielkiej odległości (od obszaru badań) osiągnął swój maksymalny zasięg. To założenie byłoby trafne, ale przeczy temu duży stopień zwietrzenia (odwapnienie) stropowych partii glin T5 i T6 oraz względne wzbogacenie we frakcję pyłową i drobnych piasków, a także zachowanie śladów procesów glejowych. To wskazywałoby na dłuższe przerwy pomiędzy odłożeniem poszczególnych poziomów glin zwałowych. Z drugiej strony na zapleczu strefy marginalnej łobu Widawki występuje tylko jeden poziom glin warciańskich (por. Baraniecka 1971; Klatkowa 1972; Rdzany 2009).

Zatem wciąż otwarty pozostaje problem trzech osobnych horyzontów glin (T5, T6 i T7) w rowie Kleszczowa, należących do tego samego, warciańskiego epizodu glacialnego, które poza tą strukturą stanowią - jak się wydaje - jeden horyzont.

Literatura

- ALLEN P., KRZYSZKOWSKI D., 2008 – Till base deformation and fabric variation in Lower Rogowiec (Wartanian, Younger Saalian) Till, Bełchatów outcrop, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78 (1): 19-35.
- BARANIECKA M.D., 1971 – Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko - podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254, 13. 11-36.
- KLATKOWA H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- KRZYSZKOWSKI D., 1988 – The Rogowiec formation in a Kleszczów Graben, a new view for the Wartanian (Warthe) glaciation in Central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*. 36, 3-4: 287-298.
- KRZYSZKOWSKI D., 1990 – Litostratygrafia osadów czwartorzędowych w rowie Kleszczowa. *Geologia*, 16,1:111-137.
- KRZYSZKOWSKI D., 1992 – Czwartorzęd rowu Kleszczowa. *Litostratygrafia i tektonika. Studia Geograficzne*, t. LIV. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego.
- KRZYSZKOWSKI D., 1994 – Forms at the base of till units indicating deposition by lodgement and melt-out, with examples from the Wartanian tills near Bełchatów, central Poland, *Sedimentary Geology*, 91: 229-238.
- RDZANY Z., 2009 – Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. *Wyd. Uniw. Łódzkiego*.
- WACHECKA-KOTKOWSKA L., 2015 – Badania ułożenia klastów w glinach morenowych jako element rekonstrukcji kierunków transportu lodowego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geogr. Lodz.* 103: 99-111.

UNIKALNE OBIEKTY PRZYRODY NIEOŻYWIWIONEJ W OKOLICY MIELNIKA NAD BUGIEM I MOŻLIWOŚCI ICH WYKORZYSTANIA W GEOTURYSTYCE

Karolina ŁABĘCKA

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Geoekologii i Paleogeografii, al. Kraśnicka 2c,d, 20-718 Lublin
e-mail: karolina.labecka21@gmail.com

Abiotyczne środowisko przyrodnicze okolic Mielnika wyróżnia się unikalnymi, w skali Niżu Środkowopolskiego zasobami turystycznymi. Ponadregionalną rangę mają w szczególności: wychodnia kredy piszącej, zespół form marginalnych lobu Bugu łądolodu Warty oraz przełom Bugu z dobrze zachowanym zespołem form fluwialnych ze zlodowacenia Wisły i holocenu. Informacje na ich temat mają na ogół ograniczony zasięg odbiorców. Są one dostępne głównie w specjalistycznych publikacjach naukowych lub tomach konferencyjnych.

Wychodnia kredy piszącej. To fragment rozległego garbu/zrębu tektonicznego skał górnokredowych (Rühle, Zwierz 1960; Nitychoruk i in. 2006). Ich profil litostratygraficzny obejmuje osady kampanu (biała kreda pisząca z krzemieniami na głębokości 18-19 m) i mastrychtu (szaro-zielona kreda glaukonityczna, kreda pisząca marglista). Rozdziela je poziom „twardego dna” – szara kreda marglista z ciemnobrunatnymi i czarnymi fosforytami (Pożaryski 1960). Oba ogniwa litostratygraficzne kredy są bogate w faunę belemnitową: dla kampanu charakterystycznym gatunkiem jest *Belemnites mucronata*, a dla mastrychtu – *Belemnites lanceolata* (Olszewska 1990).

Formy marginalne lobu Bugu łądolodu Warty. Są one zasadniczym elementem rzeźby „poziomu mielnickiego” (*sensu* Kondracki 1933) pomiędzy Mielnikiem a Wajkowem. Jest to szereg krótkich garbów zorientowanych poprzecznie do doliny Bugu: moren spiętrzonych z kulminacją Małe Uszeście (174 m n.p.m.) w Mielniku rozdzielonych depresjami glacitektonicznymi oraz „zamykających” je w okolicy Wajkowa moren akumulacyjnych z kulminacją Góra Wajkowska (167 m n.p.m.) (Terpiłowski, Dobrowolski 2004).

Przełom Bugu, to około 8-kilometrowy odcinek doliny między Klepaczewem a Osłowem, o wąskim dnie (do 1,3 km) oraz stromych i wysokich (do 55 m) zboczach (Zaborski 1927). Dno doliny tworzą: piaszczysta terasa nadzalewowa (3,5-6,0 m) ze zlodowacenia Wisły oraz dwie piaszczysto-mułowe terasy zalewowe – wyższa (2,0-2,5 m) i niższa (1,0-1,5 m) z holocenu (Nitychoruk i in. 2006). Różnią się one drugorzędnymi formami akumulacyjnymi. Charakterystycznymi elementami terasy nadzalewowej są szerokie i długie paleołachy śródkorytowe (forma typowa dla piaskodennych roztok), terasy zalewowej wyższej – paleowały meandrowe (forma typowa dla rzek meandrujących), a terasy zalewowej niższej – wąskie i krótkie łachy przybrzeżne oraz centralne, które dzielą współczesne koryto Bugu na płytsze i głębsze (formy typowe dla piaskodennych roztok) (Terpiłowski i in. 2004).

W celu spopularyzowania wiedzy naukowej o najcenniejszych elementach abiotycznych środowiska przyrodniczego okolic Mielnika, zaproponowano utworzenie trzech tematycznych ścieżek geoturystycznych: „W morzu górnokredowym”, „W krainie łądolodów plejstocentrycznych”, „Życie dużej rzeki”. Oferta ta, wspierana przez Urząd Gminy Mielnik, skierowana jest przede wszystkim do licznie odwiedzających Mielnik turystów – dotychczas głównie w celach wypoczynku i rekreacji.

Literatura:

- KONDRACKI J., 1933 – Tarasy dolnego Bugu. *Prz. Geogr.*, **13**: 104–126.
NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2006 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Janów Podlaski. Wyd. PIG, Warszawa.
OLSZEWSKA D., 1990 – Belemnites from the Upper Cretaceous chalk of Mielnik (eastern Poland). *Acta Geol. Pol.*, **40**: 111–134.

-
- POŻARYSKI W., 1960 — Zjawisko twardego dna w profilu kredy Mielnika. *Kwart. Geol.*, **4**: 105–112.
- RÜHLE E., ZWIERZ S., 1961 — Przekrój geologiczny doliny Bugu na Podlasiu w okolicy Mielnika. *Biul. Inst. Geol.*, **169**, 10: 213–234.
- TERPIŁOWSKI S., DOBROWOLSKI R., 2004 — Rola morfologii dolinnej w rozwoju moren akumulacyjnych lobu Bugu zlodowacenia warty w rejonie Mielnika (Wysoczyzna Drohicka). W: Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.), Zlodowacenie warty w Polsce 153–161. Wyd. UMCS, Lublin.
- TERPIŁOWSKI S., DOBROWOLSKI R., GÓRNIKOWSKA M., 2004 — Przełom Bugu pod Mielnikiem – geneza oraz ewolucja środowiska fluwialnego. W: Dobrowolski R., Terpiłowski S. (red.), Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski: 263–268. Wyd. UMCS, Lublin.
- ZABORSKI B., 1927 — Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, **7**: 1–52.

POWODZIE LODOWCOWE, JAKO SKUTEK EKSTREMALNYCH ZJAWISK GLACJALNYCH

Agnieszka MUZIŃSKA

Kolegium Międzywydziałowych Indywidualnych Studiów Matematyczno-Przyrodniczych (MISMaP),
Uniwersytet Warszawski, ul. Stefana Banacha 2C, 02-097 Warszawa
Zakład Geologii Klimatycznej, Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii,
Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: a.muzinska@uw.edu.pl

Przykłady katastrofalnych powodzi lodowcowych tzw. *glacier lake outburst flood* (GLOF) lub *jokulhlaup* znane są głównie z terenów Islandii, gdzie położenie lodowców na obszarze aktywnym sejsmicznie sprzyja wyzwalaniu tego rodzaju zjawisk. Jednak podobne nagłe powodzie o dużych rozmiarach zaobserwowano także w innych częściach świata. Jednym z ciekawszych przykładów powodzi glacialnych jest wezbranie wód spowodowane zjawiskiem szarży lodowcowej, które można obserwować m.in. w Pamirze. Szarże lodowcowe są rodzajem pulsacyjnego przepływu lodu, charakteryzującym się wyzwalaniem nagłego ruchu wewnątrz lodowca oraz regularnością występowania (Meier, Post 1969; Clarke 1987; Raymond 1987). Maksymalna prędkość płynięcia lodu w fazie aktywnego ruchu jest równa lub większa od 10-krotności tej prędkości z przed szarży (Raymond 1987, Paterson 1994). Nagły awans lodowców wiąże się z szybkim i znacznym przesunięciem czoła lodowca, zwiększeniem ilości wód roztopowych w okresie ablacyjnym, a także staje się w niektórych przypadkach bezpośrednią przyczyną katastrofalnych powodzi (GLOF). Interesującym przykładem zjawiska powodzi glacialnej towarzyszącego szarżom lodowcowym jest Lodowiec Niedźwiedzi w Dolinie Wandż w Pamirze Zachodnim (Tadżykistan). Jego nagłe awanse są regularne, a wysunięcie jezora lodowca powoduje przegrodzenie doliny, zatrzymując przepływ wód i prowadząc do ich gromadzenia w powstałym w ten sposób jeziorze zaporowym. Przerwanie tej lodowej tamy staje się przyczyną nagłej powodzi glacialnej, podczas której przepływ w rzece Wandż może wzrosnąć nawet 100-krotnie (Chamidow i in. 2011).

Ze względu na gwałtowność zjawiska szarży i powodzi glacialnych oraz ich wpływu na gospodarkę ludności na obszarze występowania zjawiska, poznanie przyczyn, szczegółowego przebiegu i mechanizmów szarż lodowcowych jest szczególnie ważne. Możliwość przewidywania szarż oraz zapobiegania powodziom lodowcowym w niektórych regionach pozwoli na uniknięcie wielu strat i zniszczeń. Pozyskanie informacji o epizodach szarż oraz towarzyszących im powodziach glacialnych w czasach historycznych jest szansą na ocenę zagrożenia na obszarach współcześnie zlodowaconych, którym towarzyszy osadnictwo lub gospodarka człowieka.

Literatura

- CHAMIDOW A., RADŻABALI Z., AZIZBEKOW Z., ABDURAHMONOW D., ISCHOKOW J., 2011 – *Zakłucie o rezultatach obsledowania lednika Medwejezyj, Wandzski rajon, GBAO*, - informacja uzyskana od Tadżyckiej służby hydrologicznej
- CLARKE G.K.C., 1987 – *Fast glacier flow: ice streams, surging, and tidewater glaciers*. In: Geophys. J. (eds.), 92 (B9), 8835-8841
- MEIER M. F., POST A., 1969 – *What are glacier surges?*, Canadian Journal of Earth Sciences 6(4), 807-81
- NOWIKOW V., 2002 - *Severe Hydrometeorological Events and their Fluctuation*. World Meteorological Organization, CBS Technical Conference poster
- PATERSON W.S.B., 1994 – *The physics of glaciers. Third edition*, Oxford etc., Pergamon Press, 480 pp.
- RAYMOND C.F., 1987 – *How do glaciers surge? A review*. J. Geophys. Res. 92 (B9), 9121-9134.

PALINOSTRATYGRAFIA I MAKROFLORA NOWEGO PROFILU FERDYNANDÓW 2011

Irena Agnieszka PIDEK¹, Renata STACHOWICZ-RYBKA², Marcin ŻARSKI³

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2 c/d, 20-718 Lublin
e-mail: i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl

²Instytut Botaniki im. W.Szafera, Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków
e-mail: r.stachowicz@botany.pl

³Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: marcin.zarski@pgi.gov.pl

Nowe wiercenie na stratotypowym stanowisku w Ferdynandowie, wykonane w 2011 roku, umożliwiło powtórzenie badań palinologicznych i analiz makroszczątków roślinnych. Pobrano rdzeń z pełną sekwencją osadów jeziornych glacialno-interglacialnych. Profil w Ferdynandowie (południowo-wschodnia część Wysoczyzny Żelechowskiej wg Kondrackiego 2002) zlokalizowany jest w obrębie współczesnego bezodpływowego obniżenia. Nowe wiercenie (Ferdynandów 2011) wykonano w sąsiedztwie archiwalnego wiercenia Ferdynandów B (Rzechowski 1996). Profil Ferdynandów 2011 obejmuje osady do głębokości 73 m. Seria interglacialna ma miąższość 13,5 m i została nawiercona na głębokości 34 m. W jej skład wchodzi torfy, gytie i mułki. Przykrycie stanowią dwa poziomy glin zwałowych korelowane odpowiednio ze zlodowaceniem Odry (MIS 6) i Sanu 2 (MIS 12). Poniżej serii interglacialnej leżą gliny zwałowe, które korelowane są ze zlodowaceniem Sanu 1 (MIS 16).

Opracowanie nowego profilu z Ferdynandowa podjęto w celu rozpoznania problemu obecności lub braku wahnień stadialno-interstadialnych charakterystycznych dla okresów zlodowaceń/ochłodzeń pomiędzy dwiema ciepłymi jednostkami. Dotychczasowe wyniki badań paleobotanicznych (Janczyk-Kopikowa 1975, 1991; Janczyk-Kopikowa i in. 1981) wskazywały, że w osadach z Ferdynandowa reprezentowane są dwa ocieplenia. Zgodnie z podziałem klimatostratygraficznym są to jednostki ciepłe F1 i F2, przedzielone ochłodzeniem/zlodowaceniem F 1/2 (Lindner i in. 2004; Winter 2006). Jednakże słabo wyrażony charakter tego ochłodzenia w diagramie pyłkowym ze starego profilu z Ferdynandowa mógł być przypuszczalnie związany z kompaktacją osadów przy równoczesnym stosunkowo rzadkim pobraniu próbek palinologicznych. Nowy profil Ferdynandów 2011 stworzył szansę przeprowadzenia badań o wysokiej rozdzielczości oraz dostarczył materiału do analiz makroszczątków roślinnych oraz innych (w tym sedimentologicznych, geochemicznych i izotopowych, paleomagnetycznych, malakologicznych). Korelacja wyników analiz: palinologicznej i makrofosyliów roślinnych, pozwoliła na precyzyjniejsze odtworzenie roślinności zarówno w samym zbiorniku jeziornym, jak i w jego otoczeniu.

Sukcesja pyłkowa z profilu Ferdynandów 2011 dzieli się na 21 lokalnych poziomów pyłkowych (LPAZ), które skorelowano z fazami wydzielonymi przez Janczyk-Kopikową (1975). Zastosowano również korelację z lokalnymi poziomami w diagramie palinologicznym Łuków-3A (Pidek, Małek 2010; Pidek 2013). Stanowisko w Łukowie jest najbliższe do Ferdynandowa spośród innych stanowisk tego wieku i posiada opracowaną sukcesję pyłkową o dobrze wyodrębniających się dwu okresach ciepłych rangi interglacialnej (F1 i F2) przedzielonych ochłodzeniem o charakterze glacialnym (F 1/2). W diagramach pyłkowych Łuków – 3A i Ferdynandów 2011 wyróżniono odpowiadające sobie poziomy pyłkowe i naniesiono na nowy podział sukcesji ferdynandowskiej (Mamakowa 2003).

Nowe dane palinologiczne z profilu Ferdynandów 2011 dostarczyły kolejnego dowodu zgodności obrazu rozwoju roślinności i zmian klimatu uzyskanych metodami palinologicznymi na dużych obszarach Niżu Europejskiego.

W odcinku 34,50-47,95 m, w którym palinologicznie stwierdzono Ferdynandowski wiek osadów, wyniki analiz makroszczątków również wykazują na obecność wszystkich jednostek klimatostratygraficznych mieszczących się w jednostce Ferdynandovian s.l. Ponadto stwierdzono makroszczałki z późnego glacialu Sanu 1 i wczesnego glacialu Sanu 2. Obecność m.in. *Betula nana* i *Selaginella selaginoides* - występujących w zimnym, borealnym klimacie charakteryzuje późny glacial Sanu 1.

W osadach starszego ocieplenia interglacjalnego (F1) makroszczątki roślin są słabo reprezentowane ilościowo, ale wskazują na klimat ciepły. Oznaczono m.in. nasiona *Najas marina* i *N. minor*, co przemawia za eutroficznym charakterem wody w zbiorniku, a liczne szczątki ryb sugerują jego znaczną głębokość. Chłodny okres (F 1/2) pomiędzy dwoma ciepłymi, cechuje powrót taksonów występujących w klimacie chłodnym (m.in. *Betula humilis*, *Larix* sp., *Ranunculus gmelini*). Młodszy okres ciepły (F2) jest, w świetle analiz makroszczątków, najcieplejszym poziomem w profilu Ferdynandów 2011. Oznaczono m.in. *Brasenia* sp. i *Caulinia macrosperma* - charakterystyczną dla środkowego plejstocenu (Velichkevich, Zastawniak 2008). We wczesnym glacie Sanu 2 stwierdzono występowanie *Betula nana*, a także licznych megaspor *Isoetes lacustris*, preferującego środowisko chłodnych wód oligotroficznych.

Badania wykonano w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki NN 307 039 940 (lata 2011–2015).

Literatura

- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1975 – Flora interglacjału mazowieckiego w Ferdynandowie. Biul. Inst. Geol., 290: 5-94.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1991 – The Ferdynandów Interglacial in Poland. Kwart. Geol., 35(1): 71–80.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., MOJSKI J.E., RZETCHOWSKI J., 1981 – Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary Stratigraphy of the European Plain. Biul. Inst. Geol., 335: 65 – 79.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. PWN. Warszawa.
- LINDNER L., GOZHIK P., MARCINIAK B., MARKS L., YELOVICHEVA Y., 2004 – Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. Geol. Quart. 48(2): 97-114.
- MAMAKOWA K., 2003 – Plejstocen. In: Dybowa-Jachowicz S., Sadowska A. (eds.) Palinologia, Wyd. IB PAN, Kraków: 235-266.
- PIDEK I.A., 2013 – Pollen-based vegetation and climate reconstruction of the Ferdynandovian sequence from Łuków (E Poland). Acta Palaeobotanica 53 (1): 115-138.
- PIDEK I.A., MAŁEK M., 2010 – A bi-partite Ferdynandovian succession from Łuków, Eastern Poland: a new palynostratigraphic approach. Geol. Quart., 54 (1): 69-85.
- RZETCHOWSKI J., 1996 – The Ferdynandovian Interglacial and its stratigraphical position in the Middle Pleistocene of Europe. In: Turner Ch. (eds.), The Early Middle Pleistocene in Europe. 279–293. Balkema, Rotterdam.
- VELICHKEVICH F. YU., ZASTAWNIAK E., 2008 – Atlas of vascular plant macroremains from the Pleistocene of central and eastern Europe, Part II – Herbaceous dicotyledons. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow. pp. 379.

OSADY PYLASTO-ILASTE NW CZĘŚCI ZIEMI WEDELA JARLSBERGA (SPITSBERGEN)

Cyprian SEUL

Katedra Geotechniki, Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie
e-mail: cyprian@zut.edu.pl, seulcyprian@wp.pl

Archipelag Svalbard w skład, którego wchodzi Spitsbergen charakteryzuje się zbliżonymi warunkami klimatycznymi do tych, które panowały w późnym plejstocenie na obszarze Niżu Polskiego będącego w zasięgu zlodowacenia Wisły. Badania geomorfologiczne, czy sedymantologiczne prowadzone na tym obszarze są przydatne do odtwarzania procesów, podczas których osadzany był materiał w plejstocenie i na początku holocenu na obszarze zajęтым przez lądolód skandynawski w Europie. W południowo-zachodniej części Spitsbergenu na Ziemi Wedela Jarlsberga znajdują się lodowce oraz podniesione terasy morskie z tundrą roślinnością, które często rozcięte są dolinkami odprowadzające wody lodowcowe do fiordów.

Podczas wypraw polarnych w roku 2011 w ramach badań realizowanych przez UMCS w Lublinie pod kierownictwem dra Andrzeja Gluzy i w roku 2012 pod kierownictwem dr hab. Piotra Zagórskiego i dra Waldemara Kociuby poza wykonywanymi zadaniami związanymi z grantami badawczymi pobierano materiał drobnopięnisty z różnych form terenu. Pobrano próbki osadów mułkowych z powierzchni lodowców Renadra, Scotta i Blomler. Z przedpola lodowca (mułki zastoiskowe) oraz z obszaru tundry między innymi z wypełnienia klinów mrozowych (osady mułkowo-ilaste). Następnie pobrano kilka próbek ze stożków aluwialnych dolnej części doliny Scotta a także materiał drobnopięnisty z górnej części plaży ze stożków spływowych.

Badania miały na celu porównanie rozkładów uziarnienia mikroagregatowego (analiza uziarnienia w wodzie destylowanej bez rozdzielania zlepionych cząstek) oraz uziarnienia dyspersyjnego (analiza uziarnienia z rozdzieleniem cząstek metodą ultradźwięków). Badania uziarnienia wykonano metodą laserową w aparacie Malvern 2000.

Jednym z podstawowych badań osadów jest analiza uziarnienia. Na podstawie rozkładów uziarnienia można ocenić warunki sedymantacyjne podczas depozycji oraz procesy postsedymantacyjne. Na podstawie uziarnienia agregatowego (analiza cząstek bez rozdrabniania) można określić dynamikę środowiska transportującego podczas depozycji osadu. Na podstawie analizy elementarnej (dyspersyjnej) polegającej na rozdrabnianiu cząstek można wnioskować o cechach materiału wyjściowego, który ulegał transportowi i depozycji tworząc osad. Porównywanie rozkładów uziarnienia agregatowego i elementarnego wskazuje na zmiany przekształcenia osadu podczas procesów postsedymantacyjnych. Tego rodzaju badania mogą być przydatne podczas odtwarzania warunków, w jakich deponowane były osady oraz jaki był materiał wyjściowy, z którego powstał osad. Powierzchniowe drobnopięniste osady współczesnej strefy glacialnej i peryglacialnej najczęściej pochodzą z okresu jednego sezonu, dlatego też procesy postsedymantacyjne nie przekształciły osadu, który jest nadal w redepozycji.

Głównym celem badań było porównanie wyników analiz agregatowych i elementarnych z poszczególnych stanowisk reprezentujących różne środowiska sedymantacyjne oraz próba odpowiedzi na pytanie czy osady podczas transportu w tych środowiskach sedymantacyjnych składały się z pojedynczych cząstek transportowanych czy transportowane były agregaty. Na podstawie wstępnych wyników zauważa się, że najmniejsze różnice uziarnienia agregatowego i elementarnego występują w osadach mułkowo-ilastych w strefie ujściowej Scotta a największe w osadach znajdujących się na lodowcu.

DEFORMACJE GLACITEKTONICZNE W CIOSNACH NA PÓŁNOC OD ŁODZI

Bartosz STĘPIEŃ

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
e-mail: stepienbart@gmail.com

Na północ od Łodzi położona jest tzw. strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej, o specyficznej rzeźbie wyrażonej występowaniem czterech stopni opadających ku północy, w kierunku pradoliny warszawsko – berlińskiej. Każdy ze stopni (poziomów) ma mało urozmaiconą powierzchnię i kończy się wyraźnym stokiem nachylonym ku północy, przechodzącym w powierzchnię kolejnego, niższego stopnia (Klatkowa 1996). Formy te uważane są za efekt działalności lądolodu, jednak nie mieszczą się w powszechnie przyjętych kategoriach form lodowcowych. Według *Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego* (Turkowska 2006) zaliczono je do kategorii pagórków i wzgórz spiętrzeń glacitektonicznych.

Pierwsze poglądy na temat rozwoju rzeźby niniejszego obszaru, uwzględniające charakterystyczne stopnie krawędziowe przedstawił Lencewicz (1927). Według tego autora tak specyficzne ukształtowanie terenu miało być wynikiem procesów erozyjno-denudacyjnych, a północna krawędź Wyżyny Łódzkiej ma uwarunkowania tektoniczne. Również Dylik (1953) wskazywał na istnienie stopni schodzących ku północy do pradoliny warszawsko - berlińskiej, natomiast nie zajmował się bliżej ich genezą. Następnie Dylikowa i Klatkowa (1956) podjęły próbę wyjaśnienia genezy strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, jednakże ich propozycje dotyczyły morfogenetycznego oddziaływania środowiska peryglacialnego. Dopiero Klatkowa (1972, 1996) uznała, że powstanie tak charakterystycznej rzeźby jest rezultatem transgresywnej działalności lądolodu stadiału Warty zlodowacenia Odry, który etapami nasuwał się ku południowi, każdorazowo przekraczając próg utworzony z osadów spiętrzonych glacitektonicznie na swoim przedpolu i wyrównując jego górną powierzchnię. Turkowska (2006) stwierdza, iż w oparciu o obecnie dostępne materiały geologiczne należy zweryfikować tezę Klatkowej, a także wskazuje, iż dyskusyjne jest powiązanie wszystkich stref spiętrzeń glacitektonicznych czytelnym w czołach stopni krawędziowych z pojedynczą transgresją lądolodu.

Stanowisko Ciosny zlokalizowane jest około 15 km od północnej granicy m. Łódź, w obrębie poziomu katarzynowskiego (130 – 160 m n.p.m.), którego stoki dość wyraźnie opadają na wschód w kierunku równiny Woli Mąkolskiej. Aktualnie przeprowadzono analizę mezostrukturalną oraz litofacjalną struktur deformacyjnych widocznych kilkadziesiąt centymetrów pod powierzchnią terenu. Wśród analizowanych deformacji dominują mezostruktury fałdowe, subhoryzontalne nasunięcia, a także liczne zespoły uskoków odwróconych. Drobne struktury deformacyjne o rozmiarach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów występują w postaci niewielkich uskoków odwróconych, uskoków normalnych, kliważu spękaniaowego oraz dysharmonijnych fałdów z płynięcia.

Struktury antyklinalne pocięte są licznymi uskokami odwróconymi i połogimi nasunięciami o wergencji południowej. Warstwy fałdów biegną niemal równoleżnikowo. W trzech przypadkach możliwe było wyznaczenie płaszczyzn osiowych antyklin. Kierunek nacisku powodujący południową wergencję fałdów działał z N/NNE. W struktury fałdowe zaangażowane są utwory piaszczysto-żwirowe i piaszczysto-mułkowe, o dużych różnicach w miąższości ławic.

Mezostrukturom fałdowym towarzyszą drobne uskoki odwrócone o wergencji południowej, nachylone pod kątem 25-65°, zespoły uskoków normalnych o zrzucie do kilku centymetrów i zasięgu pionowym do 1 m. Tylko w jednym miejscu zarejestrowano kliważ spękaniaowy tworzący zespół równoległych i równooddalonych spękań o odległościach kilku centymetrów. Powierzchnie kliważu pochylone są w tą samą stronę co powierzchnie subhoryzontalnych nasunięć (w kierunku północy).

Analiza orientacji i wergencji struktur deformacyjnych pozwoliła wyznaczyć kierunki głównego nacisku (transportu glacitektonicznego). Otrzymane wyniki wskazują, że powstanie zaburzeń glacitektonicznych w Ciosnach należy wiązać z działaniem subhoryzontalnej kompresji skierowanej z N ku S

i NNE ku SSW. Przypuszcza się, że powstanie stopnia wysoczyznowego w rejonie Ciosen związane było z postojem lądolodu warciańskiego w czasie jego generalnej recesji, a następnie krótkotrwałego awansu powodującego zaburzenie złożonych na przedpolu osadów.

Literatura

- DYLIK J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. (Univ.) Lodz.*, 4.
- DYLIKOWA A., KLATKOWA H., 1956 – *Exemple du modele periglaciaire du Plateau de Łódź*. *Biul. Peryglacialny*, 4: 239-253.
- KLATKOWA H., 1972 – *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- KLATKOWA H., 1996 – *Przejawy glacitektoniki w Polsce Środkowej*. *Acta Geogr. Lodz.*, 72.
- LENCEWICZ S., 1927 – *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, II, 2.
- TURKOWSKA K., 2006 – *Geomorfologia regionu łódzkiego*. Wyd. UŁ.

DEFORMACJE W OSADACH SUBAKWALNYCH – DYSKUSJA NAD CZYNNIKAMI SPRAWCZYMI

Piotr Paweł WOŹNIAK¹, Małgorzata PISARSKA-JAMROŹY², Mateusz MLECZAK²

¹Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
e-mail: geopw@ug.edu.pl

²Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
e-mail: pisanka@amu.edu.pl, mateusz.mleczak92@gmail.com

Środowisko glacialimniczne stwarza szczególne warunki do powstawania deformacji osadów nieskonsolidowanych (ang. *soft-sediment deformation structures*). Sprzyja temu duże uwodnienie osadu, różnice gęstości pomiędzy deponowanymi osadami, nacisk nadkładu, grawitacyjne ruchy masowe zachodzące na stożkach/deltach jeziornych, oddziaływanie gór lodowych, jak i wytapianego z nich materiału, zmiany poziomu wody, występowanie sztormów (m.in. Brodzikowski 1993; Bennet, Glasser 2010; Zieliński 2014), jak również procesy związane ze wstrząsami sejsmicznymi po odstąpieniu lądolodu (ang. *glacioisostatic rebound*; np. Mörner 1991).

O ile mułowe, iłowe i drobnopiaszczyste osady glacialimniczne były szeroko omawiane w literaturze (np. Ashley 1975; Smith, Ashley 1985; Brodzikowski, Van Loon 1991; Brodzikowski 1993), o tyle debryty glacialimniczne (diamiktony spływowe), powszechnie występujące w sekwencji klifu w Rzucewie (Pobrzeże Kaszubskie), były analizowane niezbyt często (np. Eyles 1987). Dodatkowo, w omawianym stanowisku, występuje rzadko spotykana duża różnorodność deformacji osadów klastycznych (fig. 1) oraz klastów (ang. *soft-sediment clasts*). Powstały one m.in. w efekcie takich procesów, jak: (1) rozdrabnianie i rotacja autochtonicznego materiału glacialimnicznego inkorporowanego do spływu, (2) deformowanie osadów, po których zachodziły bezpośrednio spływy (struktury płomieniowe, spiętrzenia czołowe, fałdy ciągnione, fałdy spływowe), (3) osiadanie na zboczu paleozbiornika pakietów osadów (fałdy szerokopromienne, uskoki odwrócone), (4) osuwanie się uwodnionych (ang. *fluidization*) i nieskonsolidowanych osadów po paleoskłonie (drobne fałdy i uskoki), (5) obciążanie nadkładem (ang. *overburden pressure*) silnie uwodnionych i nieskonsolidowanych osadów (struktury pograżowe, struktury ucieczkowe wody), (6) upłynnienie (ang. *liquefaction*) osadów spowodowane wstrząsami, np. tektonicznymi (*load casts*, *pseudonodule*, struktury ucieczkowe wody).

Rozmaitość występujących deformacji dała okazję do rozważań nad rolą poszczególnych czynników sprawczych w ich powstawaniu, w tym na ile powiązanie struktur deformacyjnych z czynnikami sprawczymi może być jednoznaczne, nie budzące wątpliwości. Autorzy wskazują przy tym te struktury, które powstały w efekcie oddziaływania więcej niż jednego czynnika sprawczego (ang. *trigger mechanism*).

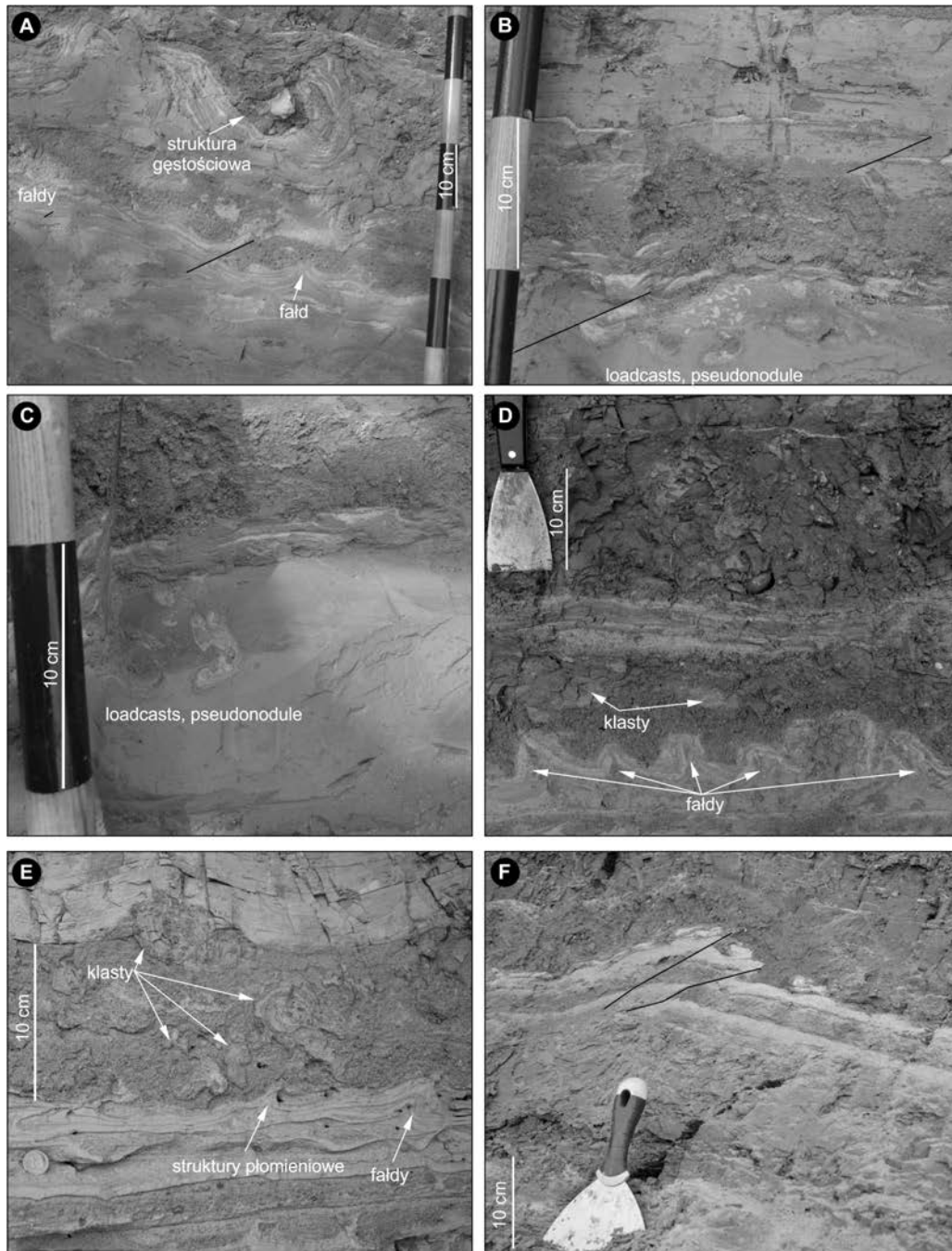


Fig. 1. Struktury deformacyjne i klasty występujące w sukcesji osadów klifu w Rzućewie. **A:** Struktura gęstościowa powstała w czasie splywu debrytu po mulowo piaszczystych osadach glacialimnicznych, powodujących ich deformacje. Występujące w dolnej części zdjęcia faldy i uskoki (czarne linie) powstały najprawdopodobniej w efekcie nacisku leżącego wyżej debrytu. **B i C:** Struktury gęstościowe typu loadcasts i pseudonodule mogące powstać w efekcie czynnika szokowego (np. wstrząsu tektonicznego). **D:** Klasty mulowe w diamiktonie wyerodowane (najprawdopodobniej w proksymalnej części stożka splywowego) z osadów glacialimnicznych. W dolnej części zdjęcia widoczne faldy, powstałe w efekcie przemieszczania i nacisku wyżej leżącego debrytu. **E:** Klasty w diamiktonie powstałe w efekcie zerodowania fragmentów mulowo piaszczystych lamin, które zostały częściowo zrotowane w trakcie transportu. W dolnej części zdjęcia widoczne faldy i struktury plamieniowe powstałe w efekcie oddziaływania przemieszczającego się po paleoskłonie debrytu. **F:** Uskoki odwrócone powstałe w efekcie osiadania pakietów osadów, prawdopodobnie na zboczu paleozbiornika.

Literatura

- ASHLEY G.M., 1975 – Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. In: Jopling A.V., McDonald B.V. (red.), Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Paper, 23, 304–320.
- BENNET M. R., GLASSER N. F., 2010 – Glacial geology. Ice sheets and landforms. John Wiley & Sons, Chichester (385 pp.).
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., 1991 – Glacigenic sediments. Developments in Sedimentology, 49. Elsevier, Amsterdam (674 pp.).
- BRODZIKOWSKI K., 1993 – Sedymencja glacialimniczna. Acta Geographica Lodziensia, 62 (162 ss).
- EYLES N., 1987 - Late Pleistocene debris-flow deposits in large glacial lakes in British Columbia and Alaska. Sedimentary Geology, 53, 33-71.
- MÖRNER N. A., 1991 – Intense earthquakes and seismotectonics as a function of glacial isostasy. Tectonophysics, 188, 407-410.
- SMITH N.D., Ashley G., 1985 – Proglacial lacustrine environments. In: Ashley G., Shaw J., Smith N.D. (eds.), Glacial Sedimentary Environments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course, 16, 135–216.
- ZIELIŃSKI T., 2014 – Sedymencja. Osady rzek i jezior. Wyd. Nauk. UAM, Poznań (594 pp.).

WYCIECZKI

WYCIECZKA I

Biała Podlaska – Rechitsa (Rzeczycza) – Shebryn (Szebryn) – Brest (Brześć)

STANOWISKO 1 – RECHITSA (RZECZYCA)

ZAPIS ZMIAN WARUNKÓW KLIMATYCZNECH W OKRESIE OD ZŁODOWACENIA SANU 2 DO ZŁODOWACENIA ODRY, STADIAŁU WARTY NA STANOWIKU RECHITSA (BIAŁORUŚ)

Aleksandra MAJECKA¹, Tatsiana RYLOVA², Barbara WORONKO¹, Joanna RYCHEL³,
Mikalai HRACHANIK⁴, Leszek MARKS^{1, 3}

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: a.majecka@uw.edu.pl, b.woronko@uw.edu.pl, leszek.marks@uw.edu.pl

²Instytut Zarządzania Przyrodą Narodowej Akademii Nauk Białorusi, Minsk
e-mail: rylova@nature.basnet.by

³Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl

⁴Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest
e-mail: hrachanik55@mail.ru

Położenie terenu badań

Stanowisko Rechitsa (Rzeczycza) leży w regionie Przedpolesie Zachodnie na Białorusi (Matveev 2002), ok. 15 km na wschód od miasta Bereza. Dużych rozmiarów odsłonięcie zlokalizowane jest we wzgórzu o orientacji NW-SE. W części północno-zachodniej towarzyszy mu kilka podobnych, równolegle zorientowanych form. Na południowy-zachód od wzgórz Rechitsy, aż po Kobryn i Brześć na zachodzie, rozciąga się obszerny sandr, a na południowy-wschód (okolice Bieloziarska) równina jeziorno – rzeczna z okresu zlodowacenia wisły/poozierje. Pomiędzy wzgórzami Rechitsy i Berezą, przebiega dolina rzeki Jasiołdy, która jest najprawdopodobniej dawną rynną odprowadzającą wody z topniejącego lądolodu stadiału Warty/Soża zlodowacenia Odry/Dniepru w czasie jego maksymalnego zasięgu (fig. 1).

Wzgórze, w którym zlokalizowane jest stanowisko Rechitsa (Rzeczycza), zostało określone jako morena czołowa znacząca maksymalny zasięg lądolodu stadiału Warty/Soża. Dynamika czoła tego lądolodu zapisana jest zaburzeniami glacitektonicznymi widocznymi w zachodniej części obszernej żwirowni.

W jednej ze ścian wyrobiska odsłaniają się osady biogeniczne, będące ciągłym zapisem zmian klimatu, jaki miał miejsce od schyłku zlodowacenia Sanu 2 (Berezyny) przez interglacjał mazowiecki/aleksandryjski po zlodowacenie odry stadiału Warty. Istnienie tych osadów wewnątrz wzgórza morenowego sprawia wiele kłopotów interpretacyjnych. Najprawdopodobniej osady organiczne zostały przemieszczone *en bloc* przez lądolód na niewielką odległość, bez zaburzenia ich pierwotnej struktury.

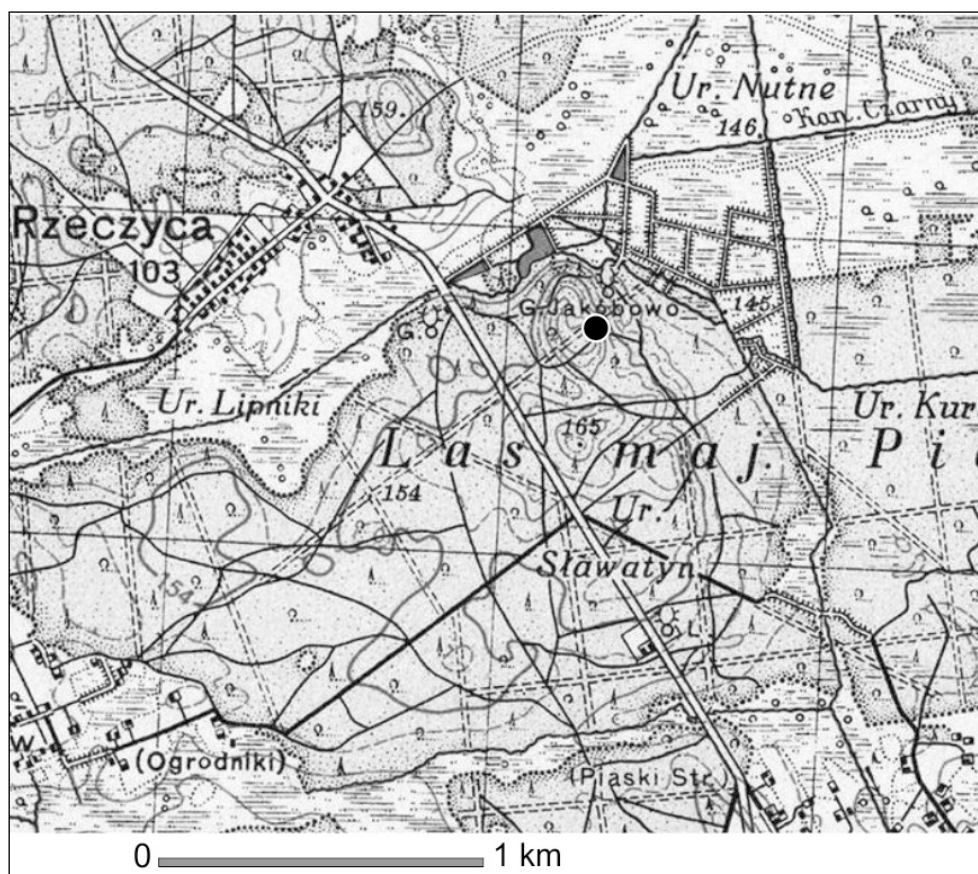


Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Rechitsa (Rzeczyca) (WIG 1932)

Litologia osadów

W odsłonięciu Rechitsa (Rzeczyca) odsłaniają się osady biogeniczne i mineralne, które przeanalizowano w dwóch profilach 1 i 2, oddalonych od siebie o około 10 m. Wspólnie prezentują one ciągły zapis zmian klimatu i towarzyszących mu procesów geomorfologicznych w strefie ekstraglacialnej rozwijających się lądolodów. Wyróżniono VI serii osadów, licząc od spągu RI-RVI (fig. 2).

W profilu 1 odsłaniają się osady o miąższości około 9,0 m. Ich spąg stanowią utwory piaszczyste przekątnie warstwowane (Sp) (gł. 8,93 m, seria RI), które wydatowano na 258 ka i 178 ka (Marks i in. w druku; fig. 2, 3). W stropie tej serii występuje około 10 cm warstwa żwirów masywnych (Gm), których średnica dochodziła do 2-3 cm (fig. 2).

Bezpośrednio podścielają one miększy kompleks osadów organicznych interglacjału mazowieckiego/aleksandryjskiego (C) serii RIII, który rozpoczyna il masywny koloru szarego (Fm). Granica między osadami piaszczystymi, a nadległym ilem jest ostra.

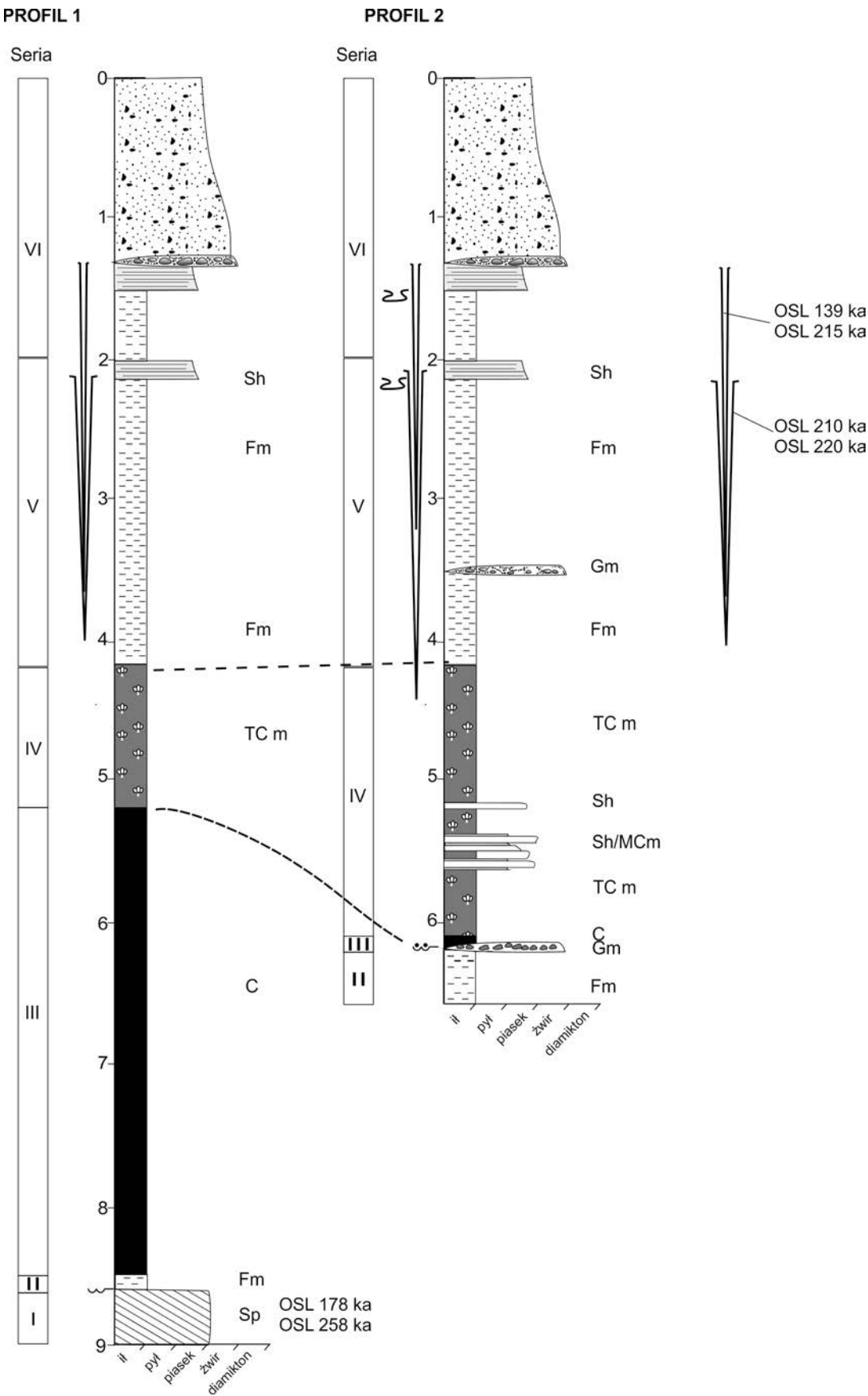


Fig. 2. Profile litofacjalne osadów w stanowisku Rechitsa (Rzeczyca)

W profilu 2 o miąższości około 6,2 m, sekwencję osadów rozpoczyna il szary o strukturze masywnej (Fm; gł. 6,24-6,44 m) serii RII, który nadbudowuje 10-centymetrowa warstwa torfu słabo rozłożonego (C) (seria RIII). Granica pomiędzy nimi ma charakter erozyjny, podkreślony obecnością porwaków, które tworzą klasty torfowe o średnicy około 1-2 cm (fig. 2). Wyniki analizy palinologicznej pokazały, że akumulacja ilów szarych serii RII miała miejsce w schyłkowej fazie interglacjału mazowieckiego/aleksandryjskiego, natomiast nadbudowujących je torfów we wczesnym glacie (Rch 10 L PAZ). Po depozycji torfu następował sukcesywny wzrost poziomu wody w zbiorniku. Początkowo dochodziło do akumulacji ilów masywnych koloru czekoladowego serii RIV, po czym ilów szarych serii RV (fig. 2). W profilu 2, w spągowych partiach serii RIV, osady ilaste są przewarstwione laminami drobnoziarnistego piasku o miąższości około 0,5 cm każda. Wyniki analizy palinologicznej pokazały, że akumulacja tak wykształconych osadów następowała w początkowej fazie glaciału.

W szarych masywnych ilach serii RV, znika materia organiczna. Na głębokości 2,15-2,30 m pojawiają się osady piaszczyste warstwowane horyzontalnie (Sh), stanowiące strop serii RV. W stropie osadów ilastych, zarejestrowano dolny poziom pogrążów, w które zaangażowane zostały osady piaszczyste bezpośrednio nadbudowujące ily. Są one zapisem funkcjonowania warunków peryglacialnych, z ciągłą wieloletnią zmarzliną. Reprezentują 2 typ krioturbacji wg Vandenberght (2013). Miąższość warstwy czynnej, oszacowana na podstawie głębokości pogrążów, wynosiła wówczas około 0,45 m. Na warunki peryglacialne wskazuje również obecność dużych rozmiarów klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym – włożonych jeden w drugi. Datowania OSL osadów wypełniających starszy z klinów pokazują, że tworzył się on w czasie 210-220 ka BP. Materiał wypełniający kliny ma genezę eoliczną. Wyniki analizy Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami, wskazują, że w osadzie wypełniającym klin dominują ziarna EM/RM, tj. o pośrednim stopniu obtoczenia i matowych jedynie najbardziej wystających fragmentach. Stanowią one od 60 do 70% (fig. 4). Jednoznacznie wskazuje to, iż procesy eoliczne w tym czasie były relatywnie krótkotrwałe i mało intensywne (Mycielska-Dowgiałło 1993, 2001; Woronko 2012).



Fig. 3. Ostra granica osadów serii RI i RII w profilu Rechitsa (Rzeczycza, profil 1)

Piaski warstwowane horyzontalnie (Sh) stanowiące strop serii RV, należy wiązać z procesami eolicznymi i depozycją piasków pokrywowych. Potwierdzają to wyniki analizy Cailleux (1942). Podobnie, jak w klinach dominują ziarna typu EM/RM. Ich udział wynosi od 60 do ponad 80% (fig. 5). Na uwagę zasługuje jednak fakt, iż wraz z rozwojem procesów eolicznych sukcesywnie eliminowane były ziarna EL, EM/EL, INNE czy NU, i następował wzrost ziarn EM/RM. Nie przybywa natomiast ziarn typu RM, tj. bardzo dobrze obtoczonych i o całkowicie matowej powierzchni, będącej wynikiem długotrwałej abrazji postępującej w czasie przenoszenia ziarn w procesie saltacji. Wskazuje to na krótkotrwały rozwój procesów eolicznych na badany terenie i dużą dostępność materiału do transportu eolicznego (Mycielska-Dowgiałło 1993, 2001; Woronko 2012; Woronko i in. 2015).

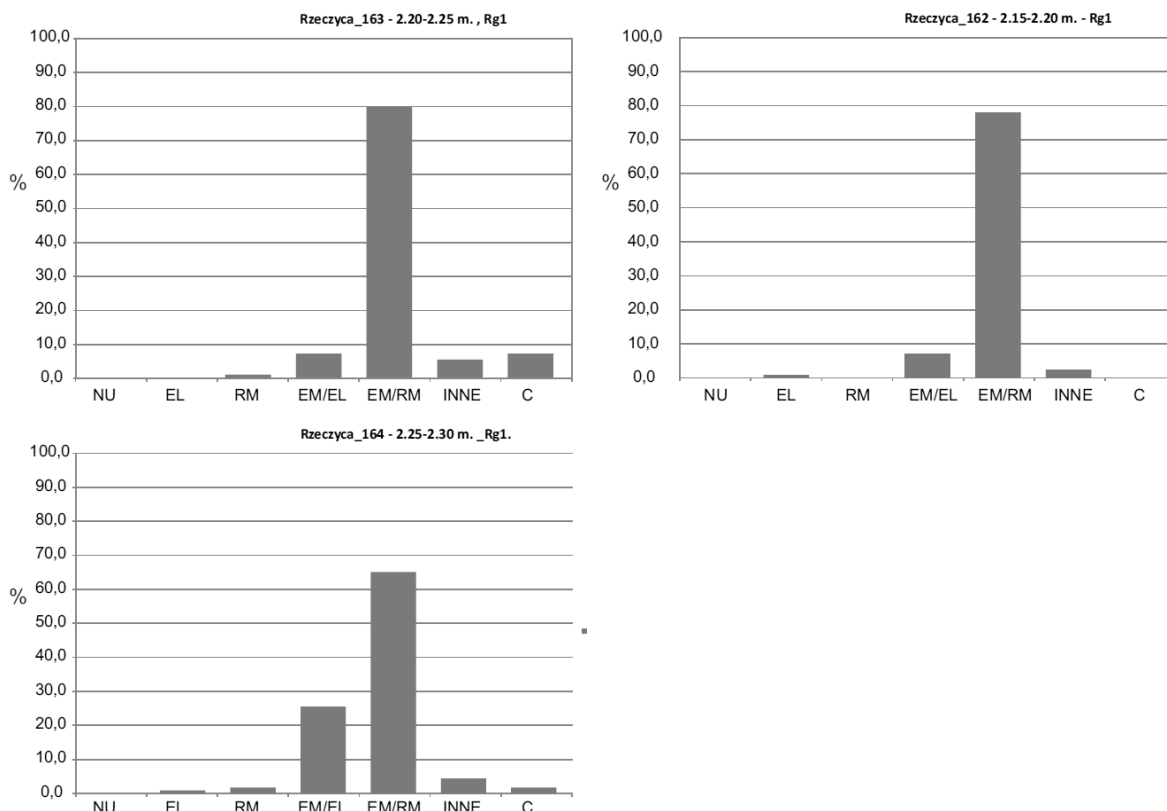


Fig. 4. Wyniki analizy Cailleux (1942) w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiallo i Woronko (1998) osadów piaszczystych z przedziału głębokości 2.15-2.30 m

Tego typu osady jednoznacznie wskazują, iż zbiornik przestał funkcjonować, a klimat stał się suchy, z bardzo niską temperaturą powietrza, umożliwiającą rozwój procesów eolicznych. Akumulacja osadów następowała w warunkach postępującego zaostrzania się klimatu, towarzyszącemu rozwojowi czasy lądolodu.

Nad tak wykształconymi osadami serii RV, zalega kolejna warstwa iłów szarych o strukturze masywnej i pozbawionych materii organicznych (Fm; gł. 1,65-2,15 m), które nadbudowuje około 0,3 m miąższości warstwa piasków warstwowanych horyzontalnie przewarstwionych 3-5 cm miąższości laminami iłów koloru czekoladowego. Osady piaszczyste stanowią spąg serii RVI. Obecność iłów wskazuje, że ich akumulacja wiązała się z ponownym podniesieniem się poziomu wody w zbiorniku. Najprawdopodobniej było to efektem wzrostu wilgotności powietrza, któremu towarzyszyła niska temperatura, a tym samym niskie parowanie. W stropie iłów obserwuje się drugą generację struktur gęstościowych, tym razem wykształconych w formie struktur kropłowych. W deformacje zaangażowane zostały horyzontalnie warstwowane piaski i czekoladowe ily. Ich obecność wskazuje na długotrwałe funkcjonowanie warstwy czynnej. Na szczególną uwagę zasługuje również fakt, iż w pograży zaangażowana została warstwa czekoladowych iłów. Wyniki analizy palinologicznej, pokazują, że ily nie zawierają materiału pyłkowego, a pojawiające się pojedyncze palinomorfy sugerują przypuszczenie, iż są na wtórnym złożu. Miąższość warstwy czynnej wówczas funkcjonującej wynosiła około 0,5 m. Tak wykształconym osadom towarzyszy druga generacja klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Wyniki datowania metodą OSL pokazują, że funkcjonowały one w okresie 139-215 ka BP (Marks i in. w druku). Podobnie, jak w klinach rozwiniętych na poziomie pierwszej serii inwolucji, dominują ziarna kwarcu typu EM/RM. Takie wyniki wskazują, że procesy eoliczne również były krótkotrwałe i miały niewielką intensywność. Najprawdopodobniej osady piaszczyste reprezentują drugą generację piasków pokrywowych.

Tak wykształcone osady nadbudowuje warstwa piasku żwirowego masywnego serii RIV (Gm; gł. 0,0-1,45 m). Kontakt, z utworami serii RV jest erozyjny. Wyniki analizy Cailleux (1942) późniejszymi modyfikacjami pokazują, że źródłem osadów piaszczystych dla litofacji Gm były przede wszystkim podścielające je piaski pokrywowe. Wśród ziarn kwarcu frakcji 0,8-1,0 mm dominują ziarna typu EM/RM (fig. 5).

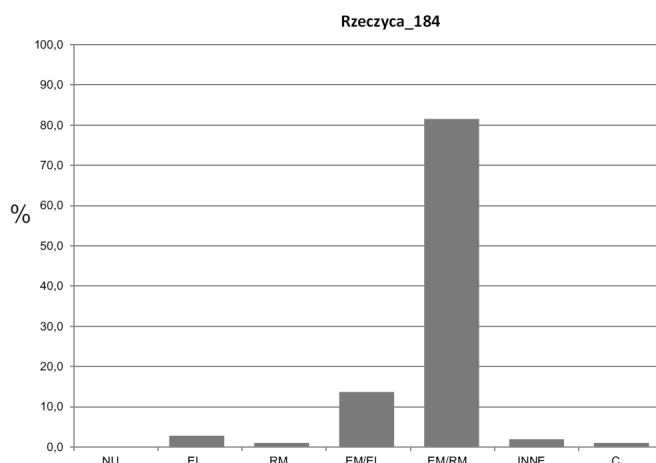


Fig. 5. Wyniki analizy Cailleux (1942) w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiallo i Woronko (1998) osadów wykształconych w formie żwirów masywnych (Gm) stanowiących strop serii RVI

Analiza palinologiczna

Do analizy pyłkowej ze ściany odsłonięcia w Rechitsa (Rzeczycza) pobrano próbki z profili 1 i 2, obejmujące osady biogeniczne, tj. torf zalegający w przedziale głębokości 8,43-6,18 m serii RII oraz leżące powyżej mułki organiczno-mineralne w kolorze ciemno szarym z przewarstwieniami osadów mineralnych, tj. piasków i mułków oraz szarych iłów serii RIII-V (1,8-6,18 m; fig.2). Z obu profili analizie pyłkowej poddano 77 próbek, w tym 67 próbek z profilu no 1 i 10 z profilu 2. Od głębokości 1,8 m do 4,2 m osady nie zawierały materiału pyłkowego.

Analiza pyłkowa profilu osadów w stanowisku Rechitsa (Rzeczycza) pozwoliła na udokumentowanie zapisu jednostek chłodnych, tj. końca stadiału Berezyna (złodowacenia Sanu 2) korelowanego z MIS 12, wyróżnianego na obszarze Białorusi wczesnego glaciału złodowacenia Prypeci (złodowacenia Odry) korelowanego z MIS 6 oraz cieplej jednostki klimatostratygraficznej w postaci pełnej sukcesji interglaciału mazowieckiego/aleksandryjskiego (MIS 11). Profil z Rechitsy (Rzeczycy) okazał się jedną z najdłuższych sukcesji roślinności udokumentowaną we wschodniej Białorusi (fig. 6). Ciągłość udokumentowanej sukcesji dowodzi, iż sam pakiet osadów organicznych nie był zaangażowany w zaburzenia glacitektoniczne, obserwowanych w osadach mineralnych w zachodniej części odsłonięcia. Osady organiczne cechowała silna kompresja i oddzielność łupkowa. Warstwy organiczne zalegały horyzonalnie względem siebie, przy czym cały pakiet był lekko pochylony, być może na skutek przemieszczenia osadów *en bloc* lub ich kompaktacji. Na podstawie przebiegu krzywych w diagramie pyłkowym wyróżniono 11 lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ), stanowiących podstawę charakterystyki florystycznej i klimatycznej w wyżej wymienionym okresie. W profilu 1 z Rechitsy (Rzeczycy) udokumentowano poziomy od Rch 1 do Rch-11 L PAZ (fig. 6), w profilu 2 poziomy Rch 9 do Rch 11 L PAZ (fig. 7).

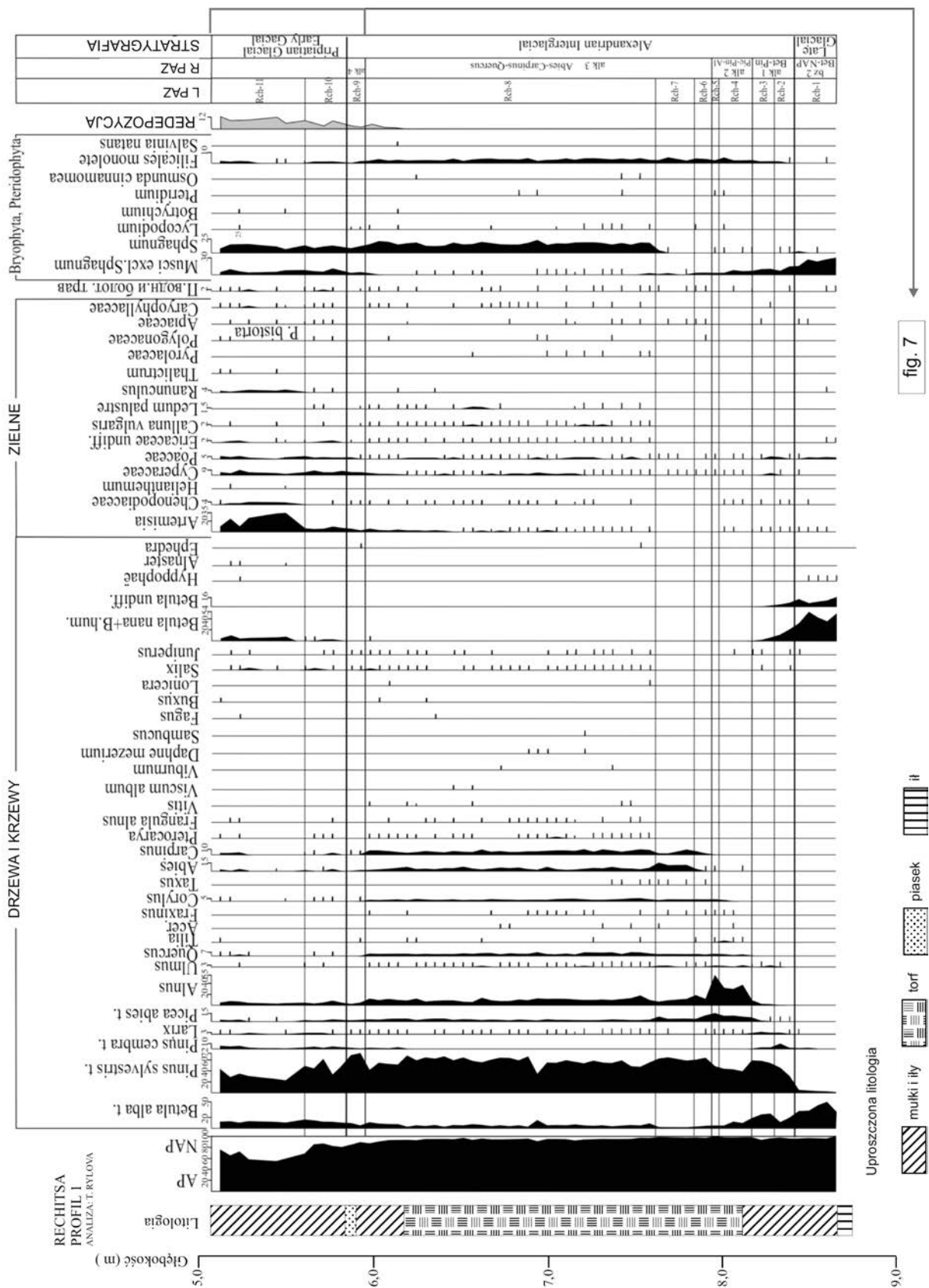


Fig. 6. Diagram pyłkowy osadów z profilu no 1 na stanowisku Rechitsa (Rzeczyca)

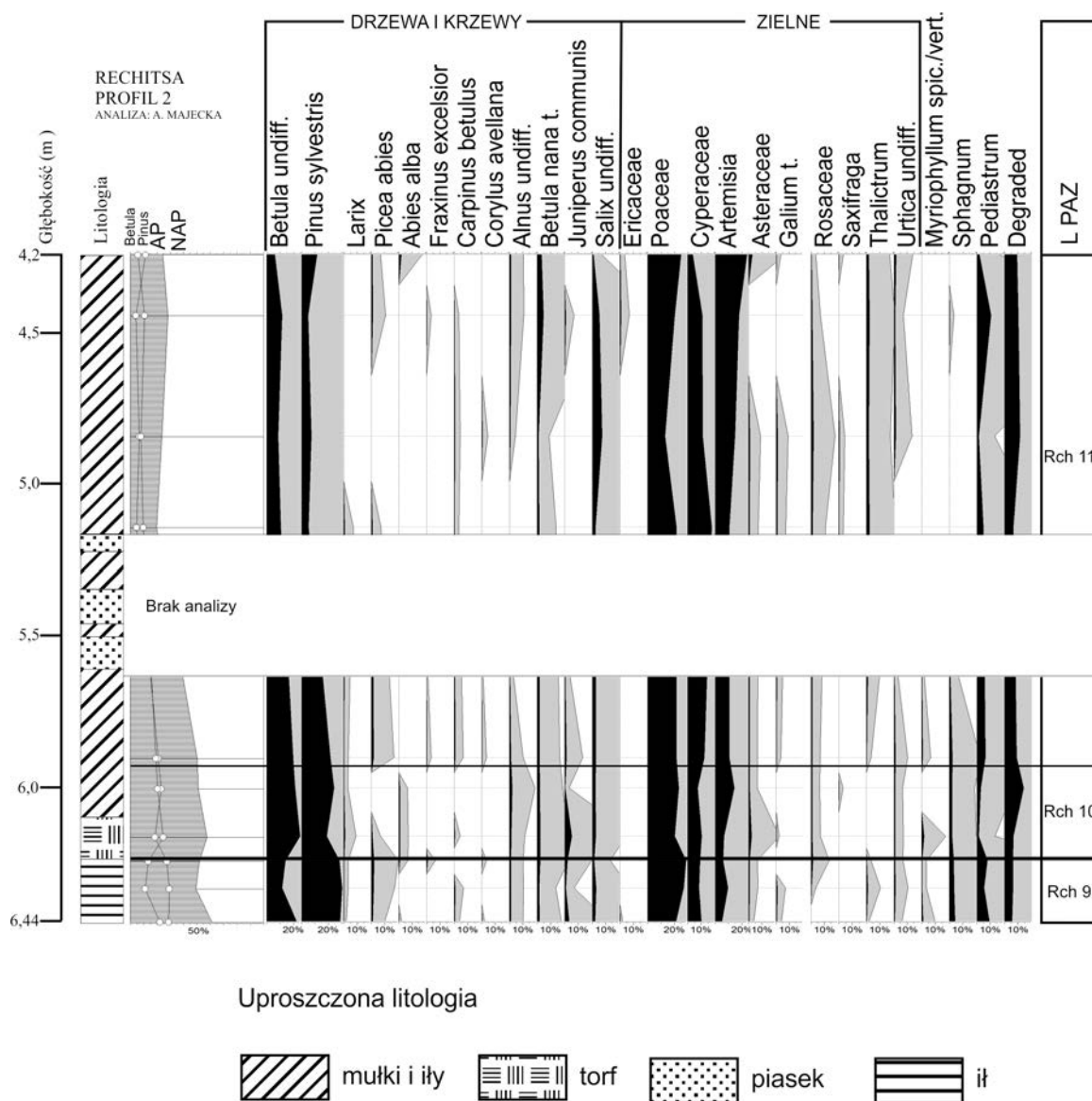


Fig. 7. Diagram pyłkowy osadów z profilu no 2 na stanowisku Rechitsa (Rzeczyca)

Schyłek stadiału berezyna (MIS12) ilustruje poziom pyłkowy Rch 1 L PAZ korelowany z bz-f-2 R PAZ (*Betula*-NAP), z wysokim, przekraczającym 50% udziałem pyłku brzozy (*Betula alba t.*, *Betula undiff.*) oraz wysokim udziałem procentowym (54%) brzozy karłowatej (*Betula nana*+*Betula hum.*) odpowiadających roślinności o charakterze tundry ze zbiorowiskami krzewiastymi. Panował klimat subarktyczny. Flora pyłkowa poziomów od Rch 2 do Rch 9 L PAZ odpowiada roślinności o charakterze interglacialnym i jest korelowana z wyróżnianym na obszarze Białorusi interglaciałem aleksandryjskim. Początek interglacjalu (stadium protokratycznego) cechuje rozwój lasów brzozowo-sosnowych. W początkowych spektrach Rch 2 i Rch 3 L PAZ korelowanych z alk. 1 R PAZ (*Betula*-*Pinus*) zaznacza się przewaga pyłku drzew odpowiadających lasom borealnym w typie tajgi, głównie sosny (*Pinus sylvestris t.*, *Pinus cembra t.*), jodły (*Larix*), przy zmniejszającym się udziale brzoź drzewiastych (*Betula alba t.* i *Betula undiff.*) i brzozy krzewiastej (*Betula nana*) a następnie ekspansja świerka (*Picea abies t.*) przy równoczesnym spadku znaczenia sosny w drzewostanie (Rch 4 L PAZ). Pod koniec stadium protokratycznego w zwarte lasy sosnowo-brzozowe zaczęły wkraczać drzewa, ogrywających największą rolę w interglacjale, tj. dąb, lipa, klon jesion, leszczyna. W udokumentowanej sukcesji zaznacza się

następstwo okresów pyłkowych w czasie optimum klimatycznego, w kolejności: okres *Picea-Alnus*, i okres *Carpinus-Abies*. Ta prawidłowość pozwala na korelację z interglacjami tego wieku w Europie – tj. Mazovian w Polsce, Alexandrian w Białorusi, Lichwin na Ukrainie i w Rosji. W Rechitsy (Rzeczycy) koniec stadium protokratycznego ilustruje poziom pyłkowy Rch 5 L PAZ, korelowany z alk. 2 R PAZ (*Picea-Pinus-Alnus*), w którym zaznacza się ekspansja olszy (*Alnus*) do 54% i świerka (*Picea abies* t.) do 15%, ale z niskim udziałem cisa (*Taxus*). Stadium mezokratyczne interglacjału, reprezentowane przez poziomy pyłkowy Rch 6, Rch 7, Rch 8 L PAZ odpowiadające alk. 3 R PAZ (*Abies-Carpinus-Quercus*) cechuje dominacja sosny (*Pinus*) oraz jodły (*Abies*), graba (*Carpinus*), dębu (*Quercus*) i leszczyny (*Corylus*). Stadium telokratyczne interglacjału aleksandryjskiego zaznacza się w poziomie pyłkowym Rch 9 L PAZ zwiększeniem udziału sosny (*Pinus sylvestris* t.), wskazując na wzrastającą i dominującą rolę borealnych lasów sosnowych i sosnowo-brzozowych, z domieszką świerka (*Picea*) w starszej części (korelowanej z alk. 4 R PAZ (*Abies-Picea-Pinus*) i modrzewia (*Larix*), w podszycie z jałowcem (*Juniperus*), w młodszej części stadium, korelowanej z alk. 5 R PAZ *Pinus-Betula-Larix* (fig. 6).

Historia florystyczna początku zlodowacenia prypeci (MIS 6) należy do wciąż słabo rozpoznanych. W stanowisku Rechitsa (Rzeczycy) wczesny glacjał udokumentowano w obu profilach, w przedziale głębokości 5,83-5,13 m w profilu 1 i 5,9-4,2 m w profilu 2. Osady mułkowe cechowały liczne przewarstwienia piaszczyste, szczególnie w przedziale głębokości 5,3-5,6 m w profilu 2, co wpłynęło na przerwanie ciągłości sukcesji. Początek ochłodzenia reprezentuje poziom Rch 10 L PAZ (*Pinus-Betula-NAP*) z roślinnością lasu sosnowo-brzozowego z wkraczającą roślinnością stepową. W przeciwieństwie do profilu 2, poziom Rch 10 L PAZ w profilu 1 został wyznaczony w osadach zbiornikowych. Te rozbieżności mogą wynikać z faktu, iż osady w profilu 1 reprezentują głębszą część zbiornika, a w profil 2 strefę brzegową tego zbiornika. Następnie zaznacza się jej dominacja z charakterystycznym wysokim około 40% udziałem bylicy (*Artemisia*) i 10-15% udziałem brzozy karłowatej (*Betula nana*) (Rch 11 L PAZ *Artemisia-Betula nana*). W profilu 2 (gł. 5,2-4,2 m), w młodszej części poziomu Rch 11 L PAZ, zaznacza się wysoki, sięgający 10% udział wierzb (*Salix*) przy czym nie ujęto tego epizodu jako odrębnego poziomu ze względu na zaobserwowane liczne zaburzenia w ciągłości sedymentacji (fig. 7).

W profilu z Rechitsy (Rzeczycy) nie udokumentowano okresów cieplejszych na początku wczesnego glacjału, które odnotowano na Nizinie Południowopodlaskiej. Dwa starsze ocieplenia, zaznaczają się także na obszarze wschodniej Białorusi, w stanowisku Seilovich-49 (Rylova, Khursevich 1999). Najstarsze z nich cechuje roślinność o charakterze lasów brzozowo-sosnowych, co wskazuje na gorsze warunki klimatyczne w stosunku do Podlasia, gdzie zaznacza się także obecność modrzewia (*Larix*) i świerka (*Picea*). Młodszy z okresów ociepleń na obu obszarach wykazuje podobny skład florystyczny, z zaznaczającym się panowaniem lasów sosnowych z modrzewiem (*Larix*).

STANOWISKO 2 – SHEBRYN (Szebryń) STREFA ZASIĘGU ŁĄDOŁODU STADIAŁU WARTY NA STANOWISKU SHEBRYN (Szebryń K/BRZEŚCIA)

Katarzyna POCHOCKA-SZWARC¹, Barbara WORONKO², Joanna RYCHEL¹,
Mikalai HRACHANIK³, Leszek MARKS^{1, 2}

¹Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, Polska
e-mail: kpoch@pgi.gov.pl, joanna.rychel@pgi.gov.pl, leszek.marks@uw.edu.pl

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa Polska
e-mail: bworonko@uw.edu.pl

³Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest
e-mail: hrachanik55@mail.ru

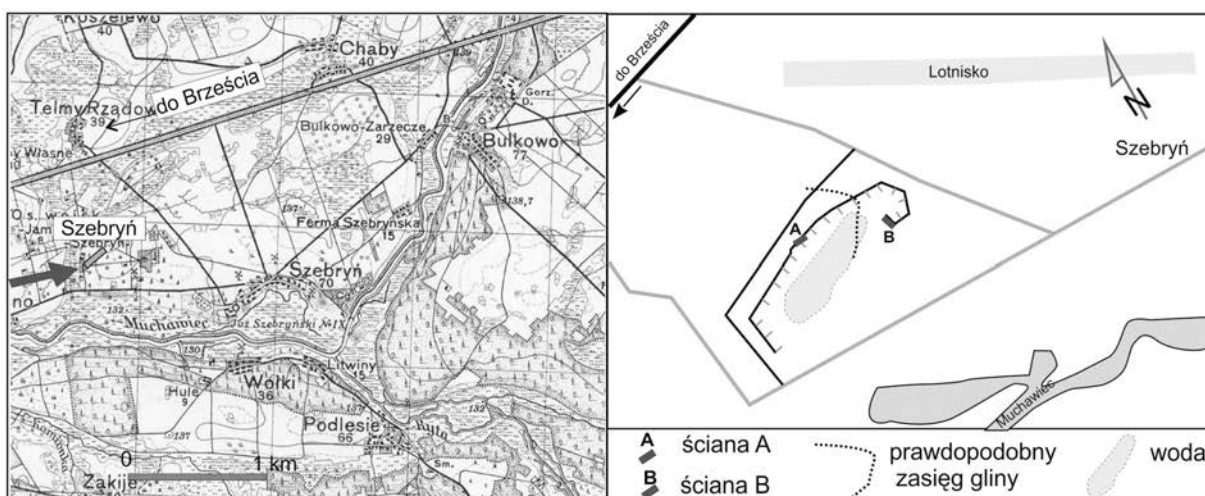


Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Shebryn (Szebryń) (WIG 1931b)

Fig. 2. Szkic odsłonięcia w miejscowości Shebryn (Szebryń)

Stanowisko Shebryn (Szebryń), to dużych rozmiarów żwirownia, położona na północ od doliny rzeki Muchawiec, stanowiącego prawobrzeżny dopływ Bugu i ok. 14 km na wschód od Brześcia (fig. 1, 2).

Dolina Muchawca rozgranicza dwa makroregiony fizycznogeograficzne Białorusi: Przedpolesie Zachodnie i Polesie Brzeskie (Matveev 2002).

Wieś Shebryn (Szebryń) leży na płaskiej wysoczyźnie polodowcowej, wznoszącej się na wysokości ok. 137 – 140 m n.p.m. Deniwelacje w tym rejonie dochodzą zaledwie do 1-2 m. Wysoczyzna jest zbudowana z gliny lodowcowej stadiału Warty/Soża zlodowacenia Odry/Dniepru, spoczywającej na iłach zastoiskowych datowanych na zlodowacenie Sanu 2 (Marks, Pavlovskaya 2003). Ich całkowita miąższość dochodzi do około 6-7 m (dokumentacja złoża).

Litologia osadów

W stanowisku Shebryn (Szebryń) wyróżniono 4 serie osadów mineralnych: SI-SIV (fig.3). Serię **SI** tworzą **ił**y, które można było obserwować na całej długości wyrobiska. W zachodniej części odsłonięcia bezpośrednio na iłach spoczywa kompleks szarej **gliny** zwałowej (Dm_2), stanowiącej serię **SII**. Natomiast w części wschodniej na iłach zalega kompleks piaszczysto-żwirowego diamiktonu ($SGDm$) – serii **SIII**. Serię **SIII** nadbudowują osady piaszczyste warstwowane horyzontalnie (Sh), stanowiące serię **SIV** (fig.3).

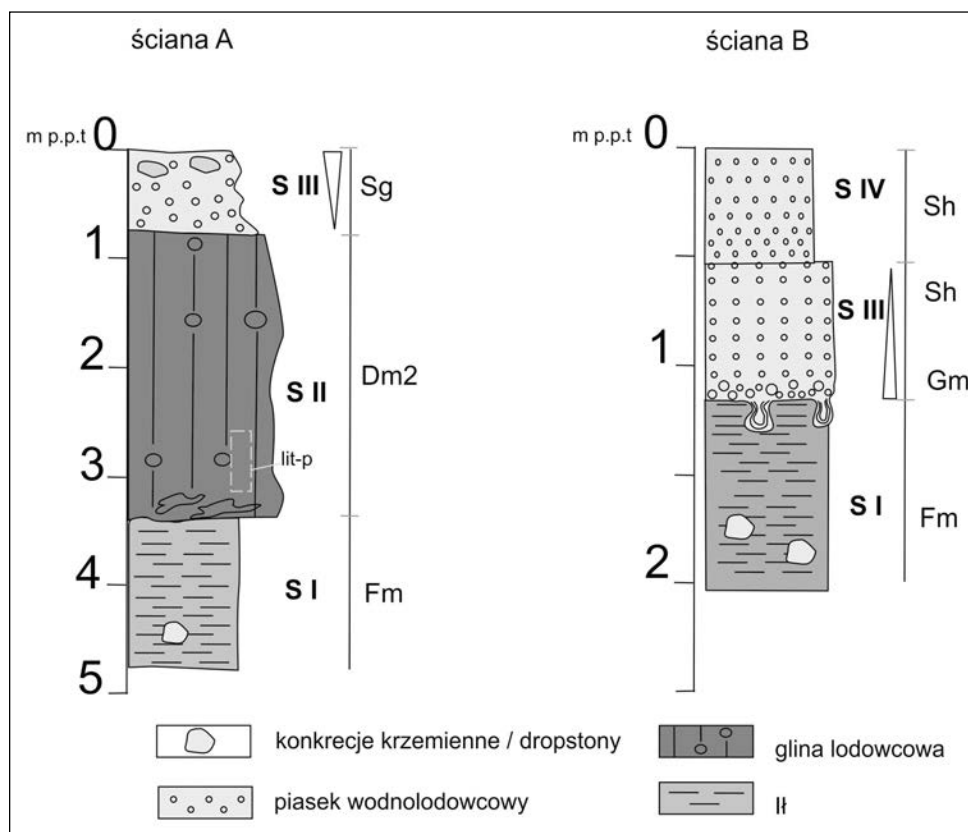


Fig. 3. Profile litofacjalne osadów w stanowisku Shebryn (Szebryn)

Seria I

Iły w obrębie wyrobiska stanowią ciągły pokład o miąższości 6-7 m (dokumentacja złoża), jednakże możliwa była obserwacja jedynie 2-3 metrów stropowych. Ich spąg występuje na rzędnej około 120 m n.p.m. W przeważającej części iły są wykształcone w formie osadów o strukturze masywnej (Fm) i szarym kolorze. Stwierdzono w nich występowanie pojedynczych dropstonów (fig. 4a). Pojawiają się również nieciągłe warstwy drobnoziarnistych piasków laminowanych horyzontalnie (Sh), o strukturze masywnej (Sm) lub o laminacji falistej (Sw) i miąższości od 0,5 do 10 cm, przewarstwione cienkimi laminami iłu (fig. 4b). W wielu przypadkach, zarówno spąg, jak i strop tak wykształconych osadów piaszczystych jest nierówny.

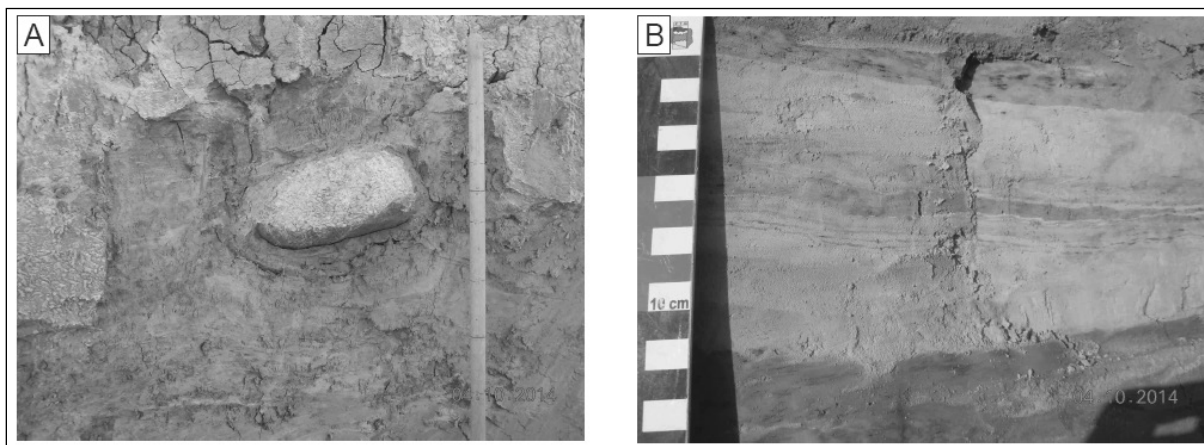


Fig. 4. Iły zastoiskowe w stanowisku Shebryn (Szebryn): A – dropston, B – przewarstwienia piasków masywnych (Sm) w osadach ilastych (fot. B. Woronko)

Seria II

Serię tą tworzy glina lodowcowa, spoczywająca bezpośrednio na ilach serii I (fig.3). Jej miąższość w obrębie wyrobiska jest zmienna. W części zachodniej dochodzi ona do 3,5 m miąższości, po czym stopniowo wyklinowuje się, aż do całkowitego zaniku w części wschodniej. Tworzy ją masywny diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym (D_{mm_1}) i barwie szarej. Matrix gliny jest silnie piaszczysta. Spąg gliny jest wyrównany, a kontakt z podścielającymi ilami ostry (fig. 5), o cechach erozyjnych. W spągowej części gliny występują zdeformowane laminy piasków. Ich miąższość dochodzi do 1 cm. Homogeniczność gliny wzrasta w górę serii. Orientacja a-osi klastów w glinie pokazuje, że lokalny ruch lodu następował z kierunku NW (fig. 6).



Fig. 5. Kontakt ilów serii I z gliną lodowcową serii II (fot. T.Krzywicki)

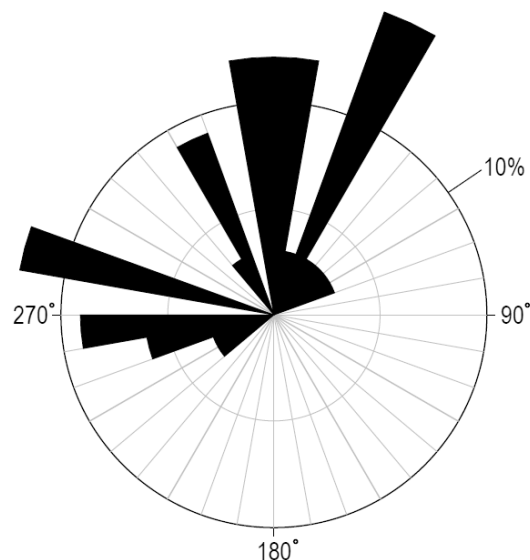


Fig. 6. Orientacja dłuższej osi klastów w glinie (gl. 2,8-3,3 m) na stanowisku Shebryn (Szebryn, strzałka oznacza lokalny ruch lodu)

Wyniki analizy petrograficznej żwirów frakcji 5-10 mm, wykazały że charakteryzują je następujące wartości wskaźników petrograficznych: $O/K=1,57$, $K/W=0,65$ oraz $A/B=1,46$. Wskazują one, glinę należy łączyć z pobytym lądolodem zlodowacenia Odry stadiału Warty (Marks i in., 2016 w druku).

Seria III

Tworzą osady żwirowo-piaszczyste o strukturze masywnej (SGm) i miąższości około 1 m. Koncentracja grubych żwirów występuje najczęściej w spągu i stropie serii. Kontakt z podścielającymi ilami jest nierówny, podobnie również strop. Największa miąższość tak wykształconych osadów występuje w niewielkich obniżeniach wyerodowanych w stropie ilów. W serii tej tkwią również pojedyncze głazy o średnicy dochodzącej do około 1 m. Na ich powierzchni widoczne są efekty obróbki w środowisku eolicznym.

Seria IV

Wykształcona jest w postaci piasków drobno- i średnioziarniste warstwowane horyzontalnie (Sh) o całkowitej miąższości około 2 m i grubości lamin do 0,5 cm. Osady serii IV bezpośrednio nadbudowujące kompleks osadów piaszczysto-żwirowych o masywnej strukturze (SGm) serii SIII. Charakteryzuje je bardzo duża rozciągłość. Ponadto zarejestrowano szczeliny kontrakcji termicznej około 0,5 m długości oraz serię uskoków normalnych i odwróconych. Wyniki analizy Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami, wykonane dla osadów serii SIV pokazują, że wśród ziarn kwarcu frakcji 0,8-1,0 mm dominują ziarna typu EM/RM i RM reprezentujące środowisko eoliczne. Ich sumaryczny udział sięga

ponad 90%. Jednakże 90% z nich, to ziarna typu EM/RM, tj. obróbka eoliczna widoczna jest jedynie na krawędziach i narożach (fig. 7).

Wyniki datowania metodą OSL osadów serii SIV wykazały, że ich akumulacja następowała w okresie od $15,01 \pm 0,84$ do $16,60 \pm 0,74$ ka.

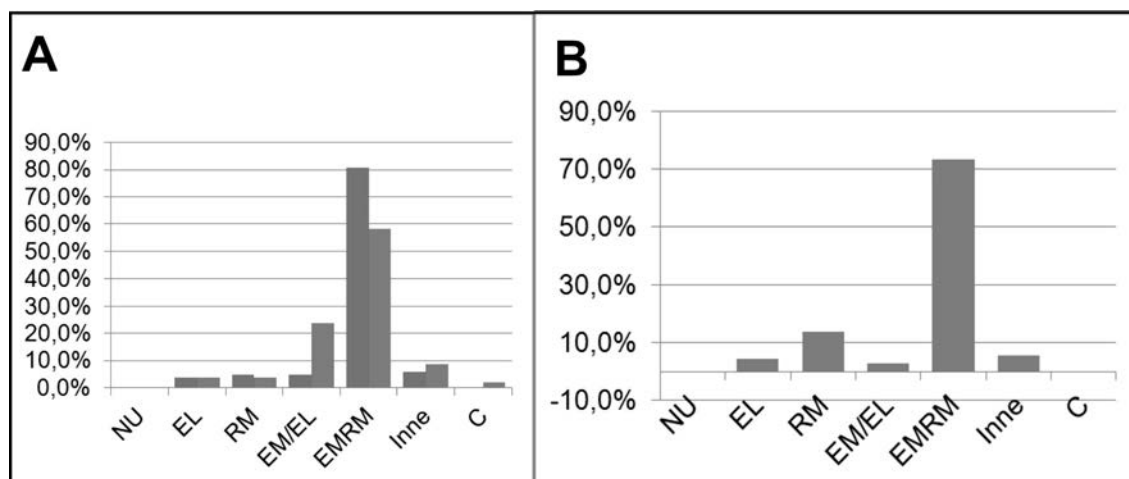


Fig. 7. Wyniki analizy Cailleux (1942) w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiallo i Woronko (1998) osadów piaszczystych serii IV ze stanowiska Szebryn A – z głębokości 0,5 (kolor niebieski) i 1,0 m (kolor czerwony); B - z głębokości 1,2 m

Interpretacja

Poziom iłów serii I jest bardzo dobrze udokumentowanym horyzontem, powszechnie występującym w dolinie rzek Muchawiec i Bug. W wierceniu zlokalizowanym kilka km na zachód od stanowiska Shebryn (Szebryn), pod gliną zwałową (10 m miąższości) występuje seria osadów zbiornikowych (mułki iły), które leżą bezpośrednio na piaskach neogeńskich. Miąższość osadów plejstocénskich w tej okolicy wynosi zaledwie ok. 30 m.

W Szebryniu mamy zapis strefy czołowomorenowej. Przed czołem lądolodu funkcjonował zbiornik terminoglacjalny, po którym pływały góry lodowe. Wskazuje na to obecność dropstonów tkwiących w iłach i zaburzających ich pierwotną strukturę (Brodzikowski 1993; Brodzikowski, Van Loon 1997; Zieliński 2014). Dryfujące góry lodowe transportujące gruboziarnisty materiał po tafli jeziora, topiąc się uwalniały go.

Badania petrograficzne pokazują, że glinę lodowcową rejestrowaną na stanowisku Shebryn (Szebryn) należy korelować z lądolodem stadiału Warty/Soża zlodowacenia Odry. Pozostaje jednak pytanie, kiedy funkcjonowało jezioro, w którym były akumulowane iły serii I? Czy należy je łączyć z występującymi w okolicy i udokumentowanymi w licznych wierceniach iłami „starszymi” Sanu 2/Berezyny (Marks, Pavlovskaya 2003) czy też rozległy zbiornik istniał w tym miejscu u schyłku zlodowacenia Odry (Dniepru).

Gлина rejestrowana w odsłonięciu ma charakter gliny deformacyjnej. Świadczy o tym między innymi jej homogeniczna, masywna struktura wzrastająca ku stropowi, obecność w diamiktonie zdeformowanych warstw piasku oraz silna orientacja dłuższej osi klastów (Evans i in. 2006; Wysota, 2002, 2004). Potwierdzać to może również ostry kontakt z podścielającymi osadami (Evans i in. 2006).

Z etapem deglacjacji związany jest diamikton piaszczysto-żwirowy serii III spoczywający wprost na iłach i rejestrowany we wschodniej części odsłonięcia. Niewielki udział frakcji pyłowo-iłowej w osadzie sugeruje, że powstały one w wyniku przepływów hydraulicznych przeciążonych zawiesiną (Pi-sarska-Jamróży 2008). Spływ powodował erozję osadów ilastych, którą znaczą niewielkich rozmiarów, ok. 1 m szerokości, rynny. Obecność tego typu osadów wskazuje, że ich akumulacja następowała w niewielkiej odległości od czoła lądolodu.

Ostatni etap kształtowania rzeźby rejonu okolic Szalbrynia następował w warunkach peryglacjalnych. Ich zapisem są piaski pokrywowe seria IV. Według Kasse (1997) akumulacja piasków pokrywowych jest związana z etapem degradacji wieloletniej zmarzliny. Wiąże się to ze wzrostem przepuszczalności i retencji gruntu, tym samym spadkiem intensywności spłukiwania i aktywności procesów fluwialnych oraz redukcją gęstości sieci rzecznej (Kasse 1997; Van Huissteden i in. 2000). Czynnikiem sprzyjającym w ich tworzeniu były: wysoka częstotliwość dużej energii wiatru, mała dostępność materiału, który mógł być włączony do transportu eolicznego, bardzo skąpa pokrywa roślinna, brak dużych przeszkód topograficznych modyfikujących przepływ wiatru oraz okresowe wezbrania (np. Kocurek, Nielsen 1986; Koster 1995; Kasse 1997; Zeeberg 1998).

Zważywszy na wyniki analizy Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami, działania procesów eolicznych była relatywnie krótkotrwała na tym obszarze (Mycielska-Dowgiałło 1993, 2001; Woronko 2001, 2012; Woronko i in. 2015). Obecność uskoków w tego typu osadach może wskazywać, że akumulacja osadów piaszczystych następowała na śniegu. Nierówno topniejący śnieg, mógł powodować przemieszczenie osadów piaszczystych. Brak klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym, natomiast obecność szczelin lodowych w osadach, może wskazywać na nieciągłą lub wyspową wieloletnią zmarzlinę lub głębokie przemarzanie gruntu. Na obszarze Polski taki typ osadów był akumulowany w późnym plenivistulianie oraz schyłku zlodowacenia Wisły (Zieliński i in. 2014, 2015; Woronko i in. 2015).

WYCIECZKA II

*Brest (Brześć) – Kamieniec- Tovarńa Gora (Towarna Góra) – Chepeli (Czepeli) - Brest (Brześć) –
Czosnówka*

STANOWISKO 1 – BREST (BRZEŚĆ)**HISTORIA BRZEŚCIA ORAZ UWARUNKOWANIA GEOMORFOLOGICZNE
I GEOLOGICZNE BUDOWY TWIERDZY BRZESKIEJ**

Leszek MARKS^{1,2}, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl, kpoch@pgi.gov.pl

²Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa Polska

Brześć (Brest) jest jednym z najstarszych miast Białorusi i prawie przez cały czas był położony w strefie pogranicznej. Pierwsze wzmianki o grodzie Berestie (lub Berestowo), położonym w widłach Bugu i Muchawca i sąsiadującym z nią miście pochodzą z 1019 roku (Bieszanow 2012). Korzystne położenie geograficzne sprzyjało szerokiemu rozwojowi kontaktów handlowych z Kijowem, Wołyniem, Przyczarnomorzem, Kaukazem, krajami bałtyckimi oraz Europą Zachodnią. Fragment unikalnej autentycznej zabudowy średniowiecznego miasta przedstawiono w muzeum, które otwarto 2 marca 1982 roku na Wyspie Szpitalnej Twierdzy Brzeskiej. Można tam zobaczyć część dzielnicy rzemieślniczej: 28 drewnianych budynków mieszkalnych i gospodarczych z XIII wieku, dwa chodniki uliczne i palisadę.

Berestie należało do różnych księstw ruskich aż do początków XIV wieku, chociaż w latach 1164-1182 opanowali je Litwini, a po nich do początku XIII wieku – Polacy. W 1319 roku przyłączone je do Wielkiego Księstwa Litewskiego, ale w XIV wieku opanowywali je na przemian Krzyżacy i Polacy. Wybudowano wówczas zamek, otoczony murami obronnymi i 5 basztami. W grudniu 1409 roku odbyło się tu tajne spotkanie króla polskiego Władysława Jagiełły i wielkiego księcia litewskiego Witolda z chanem Tatarów Dżelad ed-Dinem dla omówienia planów walki z Krzyżakami. Od unii lubelskiej w 1569 roku nazwa miasta została zmieniona na Brześć Litewski. W 1596 roku odbył się tu synod, na którym dokonano unii Kościoła łacińskiego i Cerkwi prawosławnej pod egidą Watykanu (Rąkowski 2001). W latach 1648-1661 roku Brześć został kilkakrotnie złupiony i zniszczony, kolejno przez Kozaków Chmielnickiego, Szwedów i wojska moskiewskie oraz ponownie przez Szwedów w 1706 roku (Rąkowski 2001). Po trzecim rozbiorze wszedł w skład imperium rosyjskiego, a zniszczenia w czasie wojny 1812 roku doprowadziły go do kompletnego upadku.

Pierwsze koncepcje ufortyfikowania Brześcia Litewskiego pojawiły się już parę lat po kongresie wiedeńskim w 1815 roku, a pierwszy plan przewidujący przekształcenie wyspy centralnej w główny punkt oporu oraz budowę fortyfikacji na wyspach północnej i południowej, a także na W brzegu Bugu przedstawił w grudniu 1823 roku generał inżynier N. Malecki (Bieszanow 2012). Jednak ostatecznie zaakceptowano w 1829 roku projekt generała K. Oppermana, który był tańszy i przewidywał przystosowanie murowanych budynków miejskich do zadań twierdzy. W 1833 roku rozpoczęła się budowa twierdzy, co doprowadziło do zagłady miasta: cytadelę zbudowano na miejscu handlowo-rzemieślniczego centrum miasta, obwarowanie wołyńskie (południowe) na miejscu starego grodziska z przeznaczonym do wyburzenia zamkiem, obwarowanie kobryńskie (północne) na Przedmieściu Kobryńskim zastępując zabudowania mieszczan, zaś obwarowanie terespolskie w miejscu miasteczka Terespol. Prace ziemne zakończono do 1836 roku, a cytadelę zbudowano w latach 1836-1842 (fig. 1.).



Fig. 1. Twierdza Brzeska II poł. XIX w. na obrazie pt. Brześć nad Bugiem, ze zbiorów Muzeum Twierdzy Brzeskiej (fot. T. Krzywicki)

Nowy Brześć powstał w odległości 2 km na NE od zewnętrznej skarpy twierdzy, tym samym miasto utraciło wszystkie zabytki architektury i kultury, archiwa i kolekcje. w Brześciu przed budową twierdzy było 726 domów, monastyr prawosławny, 6 kościołów katolickich, synagoga, kolegium jezuitów, 12 cerkwi parafialnych i klasztornych, magistrat, zajazd, szpital i 160 kramów handlowych. Część zabudowań dawnego miasta wykorzystano: w kolegium jezuitów umieszczono kancelarię komendanta twierdzy, główny odwach i rezydencję imperatora, przebudowany klasztor augustianów stał się Domem Inżynieryjnym, klasztor bazylianów – koszarami garnizonu artyleryjskiego, z cerkwią prawosławną na drugim piętrze. Zabudowania klasztoru brygidek na Wyspie Północnej przeznaczono na więzienie (w latach 1939-1941 było w nim więzienie NKWD). Klasztory i kościoły bernardynek i bernardynów na Wyspie Południowej zwanej także Szpitalną zostały przebudowane na szpital wojskowy, ale początkowo ulokowano w nim Aleksandrowski Korpus Kadetów.

Nowy Brześć ulokowano na dawnym Przedmieściu Kobryńskim, i zajmował on pięciokrotnie większy obszar niż 'stare' miasto. Miasto uzyskało planową zabudowę i szerokie ulice, sklepy, plac targowy, nową cerkiew i kościół. Ale murowane budynki pozwalano wznosić jedynie wyjątkowo, a ich wysokość ograniczono do jednego piętra oraz zabroniono wznoszenia wysokich kominów fabrycznych. W 1860 roku na N od twierdzy zbudowano linię kolejową Moskwa-Warszawa, której nasyp tworzył 'martwą strefę' przed umocnieniem kobryńskim (Bieszanow 2012). Dla kontroli tego odcinka w 1869 roku rozpoczęto budowę pierwszego fortu zewnętrznego (Graf Berg). Na Muchawcu zbudowano system śluz, a fosy otaczające umocnienia oddzielono od rzek tamami, w których występowały kamienne rury z zaworami, co umożliwiało regulowanie poziomu wody w kanałach. W latach 1878-1888 utworzono pierścień składający się z 9 fortyfikacji czołowych (fortów), położonych w odległości 3,5-4 km od cytadeli i od siebie: I (Kozłowicze), II (Grajewka), III (Tryszyn), IV (Wólka Podgrodzka), V (Arkadia i Wołynka), VI (Terespol), VII (Łobaczew), VIII (Rzeczycza) i IX (Berezówka). Na początku XX wieku wybudowano na NE samodzielny fort X (Brześć). W latach 1913-1915 zbudowano drugi pierścień umocnień w odległości 6-7 km od twierdzy z 11 fortami: A (Rzeczycza-Kozłowicze), W (Katin Bor), G (cmentarz Połoska), M (Brześć), E, Ż (Dubinniki), Z (Kotelnaja Bojarskaja), I (Żuki), K (Kobylany), L (Lebiedziew), O (Koroszczyn) oraz włączeniem dawnych fortów VIII i X, przemianowanych na B (Dubrowka) i D (Brześć). Na zachodnim brzegu Bugu ulokowano forty VI i VI pierwszego oraz I, L, K i O drugiego pierścienia umocnień.

W sierpniu 1915 roku twierdza brzeska została opuszczona bez walki przez wojska rosyjskie, a miasto ewakuowane, obrabowane i spalone. Niemcy okupowali Brześć do 1919 roku, a w marcu 1918 roku został w twierdzy podpisany traktat pokojowy między Niemcami, Austro-Węgrami, Bułgarią i Turcją a Rosją bolszewicką (Bieszanow 2012). W lutym 1919 roku wojska polskie zdobyły Brześć Litewski. W czasie wojny 1920 roku władza bolszewicka istniała w Brześciu jedynie przez 18 dni, a po zakończeniu wojny Twierdza Brzeska stała się obozem jenieckim dla 3000 czerwonoarmistów. W okresie II Rzeczypospolitej w twierdzy więziono niektórych opozycjonistów (m.in. Wincentego Witos), skazanych w latach 1931-1932 w tzw. procesie brzeskim, który toczył się jednak w Warszawie (Rąkowski 2001).

W 1939 roku skuteczna obrona Twierdzy Brzeskiej przed wojskami niemieckimi trwała w okresie od 13 do 16 września, po czym większość obrońców wraz z dowódcą generałem Konstantym Plisowskim wycofała się na W przez Wyspę Zachodnią, zwana także Lotniczą (Bieszanow 2012). Armia Czerwona dotarła do Brześcia 22 września i tego dnia po południu na ulicy Unii Lubelskiej (obecnie Lenina) odbyła wspólna defilada wojsk niemieckich i sowieckich. Pozostali polscy obrońcy zgromadzeni w forcie Sikorskiego (poprzednio Fort Graf), bronili się przed wojskami sowieckimi do 26 września, po czym rozproszyli się w różnych kierunkach (Rąkowski 2001). Zgodnie z ustaleniami niemiecko-sowieckimi z 2 października 1939 roku granica między oboma państwami miała przebiegać wzdłuż wschodniego brzegu rzeki Bug, ale wówczas Wyspa Zachodnia znalazłaby się na terytorium niemieckim. Chcąc zachować dla siebie całą twierdzę, wojska sowieckie zagroziły tamą Bug i wysadziły w powietrze grodzie fortecznej fosi obwarowania terespolskiego, w wyniku czego główny nurt rzeki został skierowany przez kanał obwodowy. Dwa ostatnie epizody walk o Brześć Litewski to czerwiec 1941 roku i lipiec 1944 roku, kiedy na zmianę atakującymi i broniącymi się były wojska niemieckie i sowieckie. W efekcie twierdza została kompletnie zrujnowana.

Twierdza Brzeska została posadowiona w miejscu, gdzie Muchawiec wpada do Bugu, co wynikało przede wszystkim z korzystnego położenia dla celów obronnych i później wykorzystano przy projektowaniu twierdzy. Możliwość kontrolowania szlaków handlowych (lądowych i wodnych) na kierunkach W-E i N-S, dostęp do wody oraz płaska powierzchnia wokół miały niewątpliwie znaczenie strategiczne. Wykopanie kanałów obwodowych wokół umocnień twierdzy jeszcze bardziej wzmocniło jej funkcje obronne. Mankamentem było usytuowanie twierdzy na tarasie zalewowym, co skutkowało płytkim występowaniem wód gruntowych oraz możliwością zalewania w czasie powodzi. Z kolei większość fortów obu pierścieni obronnych wybudowano na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych stadiału Warty/Soża, ale 3 forte powstały na tarasie nadzalewowym, a jeden na tarasie zalewowym Bugu.

Z punktu widzenia budowy geologicznej nowy Brześć zlokalizowano na obszarze o wiele bardziej korzystnym dla zabudowy: kilka metrów wyżej oraz na powierzchni terenu zbudowanej z piasków i żwirów fluwioglacjalnych stadiału Warty/Soża. Muchawiec około 2 km od ujścia podcina łagodne wzniesienie terenu, na którym znajduje się południowa część miasta (135 m. n.p.m.). Ku N miasto jest położone na kolejnej nieco wyższej kulminacji (ok. 140 m n.p.m.), a pomiędzy nimi znajduje się niewielki kanał uchodzący do Muchawca. O budowie geologicznej miasta i najbliższej okolicy można się dowiedzieć na podstawie analizy zachowanych dokumentacji otworów studziennych z okresu międzywojennego oraz z opracowań Prószyńskiego (1933, 1952) i Rühlego (1952). Podłoże osadów plejstoceniowych stanowi kreda piaszczysta i margle kredy górnej. Strop podłoża kredy znajduje się dość wysoko (105-95 m n.p.m.) w okolicy twierdzy, i niżej (około 80 m n.p.m.) w pozostałej części miasta. W profilach otworów studziennych w stropie kredy piaszczystej występuje jej residuum w postaci ciemnego ilu (opisywanego jako tzw. czarna glina), niekiedy z krzemieniami (Prószyński 1933). Na tych osadach przekraczająco leżą osady miocenu: piaski margliste z glaukonitem i wkładkami zwęglonego drewna (Prószyński 1933, 1952). Strop tych utworów jest położony najwyżej (prawie 100 m n.p.m.) w rejonie dawnego Urzędu Miejskiego (Prószyński 1933).

Na terenie Brześcia i jego najbliższej okolicy miąższość pokrywy plejstoceniowej wynosi ok. 30 m w rejonie twierdzy i wzrasta do 50-60 m w północnej części miasta. Poziomy glacialne zachowane w postaci glin lodowcowych kilkumetrowej miąższości, są rozdzielone seriami zastoiskowymi i wod-

nołodowcowymi. Gliny lodowcowe są korelowane ze zlodowaceniami Sanu 1/Narwi, Sanu 2/Berezyny i Odry/Dniepru (stadiału Warty/Soża).

Seria starszych osadów zastoiskowych wypełnia obniżenie w podłożu czwartorzędu (Prószyński 1933). Jest ona przykryta miejscami przez fragmentarycznie zachowaną glinę lodowcową sanu 1, udokumentowaną w kilku profilach studziennych w centralnej części miasta. Osady zastoiskowe mają niewielką miąższość (2-12 m), a ich spąg znajduje się na wysokości 98-105 m n.p.m. W rejonie twierdzy w jednym otworze wiertniczym stwierdzono glinę lodowcową Sanu 1/Narwi, leżącą bezpośrednio na utworach kredy.

Powyżej gliny Sanu 1/Narwi występuje seria osadów zbiornikowych, w których opisywano szczątki fauny słodkowodnej (Prószyński 1933). Osady te tworzą dosyć zwarty horyzont w mieście i korelowano je z pliocenem (Prószyński 1933), ale są to prawdopodobnie osady zbiornikowe akumulowane w klimacie chłodnym (Bińka 2001), przed zlodowaceniem sanu 2/berezyny. Osady te udokumentowano powszechnie w profilach otworów wiertniczych w dolinie Bugu (Nitychoruk i in. 2007), a w centralnej części Brześcia występują pod gliną lodowcową (Prószyński 1933) zlodowacenia sanu 2/berezyny. W rejonie twierdzy glina ta jest mocno zredukowana wskutek erozji przez wody lodowcowe, które utworzyły serię piaszczysto-żwirową o miąższości około 10 m.

Powyżej glin Sanu 2/Berezyny w centralnej i północnej części miasta występuje kolejna seria osadów zastoiskowych o miąższości do 20 m, o spągu na wysokości ok. 120 m n.p.m. Są to iły i mułki szaro-zielonkawe z glaukonitem, zawierające głazy o średnicy do 1 m (Prószyński 1933). W Gierszoznach na S od Brześcia eksploatowano te iły od XIX wieku m.in. do produkcji cegły produkowano wykorzystywanej do budowy Twierdzy Brzeskiej. Obecnie są one eksploatowane w Szebryniu, kilka kilometrów na E od Brześcia, gdzie występują pod gliną lodowcową stadiału Warty/Soża.

Najmłodszy poziom glacialny reprezentują gliny lodowcowe o miąższości 4-10 m, zachowane fragmentarycznie i miejscami zaburzone glacitektonicznie (Prószyński 1933). Na głębokości 6-8 m występuje pokład głazów i żwirów zawierających kwarcyty i krzemienie, leżący bezpośrednio na osadach zastoiskowych (Rühle 1952), natomiast przy szosie do Kobrynia opisywano tzw. morenę wierzchnią zawierającą żwiry i głaziki (Prószyński 1933). Podczas recesji lądolodu stadiału Warty/Soża zachodziła sedymentacja piasków i mułków rozległego stożka ekstraglacialnego w okolicy Brześcia (Prószyński 1933). W czasie zlodowacenia wisły osady te były przewiewane w warunkach peryglacialnych.

STANOWISKO 2 – KAMIENEC (KAMIENIEC)

Tomasz KRZYWICKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl



Fig. 1. Kamieniecka wieża grodowa (fot. T. Krzywicki)

Miasto **Kamieniec (Kamieniec Litewski)** jest stolicą rejonu w obwodzie brzeskim na Białorusi. Liczy 8,4 tys. mieszkańców (2010). Położone jest nad rzeką Leśną, dopływem Bugu, 39 km na północ od Brześcia. W X-XI w. powstała tu niewielka osada, którą w 1276 r. książę wołyński Włodzimierz Wasylewicz przekształcił w gród. Podstawą obrony grodu, położonego na wzgórzu nad doliną rzeki, prócz fosy i wału z drewnianymi umocnieniami, była wysoka ceglana wieża. Nie zawsze jednak wieża spełniała swoją rolę. 13 lat po jej zbudowaniu Kamieniec zdobył, a później gród zniszczył książę drohiczyński Jurij Lwowicz. W XIV wieku gród przechodził z rąk do rąk. Od 1319 r. należał do Wielkiego Księstwa Litewskiego, a od 1340 r. do króla polskiego Kazimierza Wielkiego. Od 1366 r. znowu do WKL – księcia Kiejstuta, a od 1388 r. do księcia mazowieckiego Janusza I Starszego, zięcia Kiejstuta, który uważał ziemie podlaskie za wiano swej żony Danuty. W 1384 r. i od 1392 r. Kamieniec należał do księcia Witolda. Miał go i Jagiełło, który w czasach pokoju spotykał się tu na łowach z Witoldem. Trzykrotnie oblegany był przez Krzyżaków, którzy spalili go w 1379 r. Prawa miejskie magdeburskie Kamieniec otrzymał w 1518 r. od króla Zygmunta Starego. Miasto leżało na skrzyżowaniu szlaków handlowych z Wilna do Krakowa i z Brześcia do Grodna. Dzięki handlowi jego największy rozwój nastąpił w XVI w. Po Unii lubelskiej (1569) Kamieniec wraz z regionem wszedł w skład Rzeczypospolitej Obojga Narodów i znalazł się w województwie brzeskim. Po III rozbiorze Polski należał do Rosji, a w latach 1921-1939 do II Rzeczypospolitej, od 1945 do ZSRR, a od 1991 do Białorusi. Herbem miasta jest czerwona wieża stojąca na zielonym wzgórzu na tle błękitu nieba.

Kamieniecka wieża grodowa (donżon) jest na ziemiach wschodniosłowiańskich unikalnym pomnikiem sztuki i architektury obronnej (fig. 1). Ten typ architektury powstał w Normandii. W XI - XIII wiekach rozprzestrzenił się w Europie zachodniej i pod koniec tego okresu dotarł na ziemie zachodniej Rusi. Podobna, lecz kamienna wieża istnieje w Stołpiu na Lubelszczyźnie. Istniała też kamienna wieża w Chełmie, będąca centralną częścią grodu, a także w Lublinie i Bielawinie oraz Czartoryjsku na Ukrainie i Brześciu na Białorusi.

Wieża kamieniecka budowana była przez 12 lat (1276 – 1288). Jest budowlą na planie koła o średnicy 13,5 m, o grubości ścian 2,5 m i wysokości 30 m. Zbudowana została z cegły. Przygotowano 500 000 cegieł o wymiarach 26,5 x 13,5 x 8 cm. Łączono je zaprawą wapienną o grubości 2 – 4 cm. Na jednej z dłuższych ścian cegły mają podłużne bruzdy. W ten sposób lepiej mogły łączyć się z zaprawą. Wieża ma pięć kondygnacji rozdzielonych drewnianymi pomostami. Na czterech z nich znajdują się wąskie otwory strzelnicze. Na czwartym poziomie jest większy otwór drzwiowy obramiony skromnym portalem. Tu zapewne był kiedyś balkon. Od trzeciej kondygnacji, wewnątrz wzdłuż ściany prowadzą w górę ceglane schody. Na szczycie wieża otoczona jest krenelażem z 14 blankami. Na zewnątrz niego istniała podwieszona drewniana galeria służąca do obrony. Fundament głębokości 2,3 m i średnicy 16 m zbudowany został z kamienia polnego. Budowniczym wieży był horodniczy Aleksa (Oleksa). Wzgórze wokół wieży otoczone zostało drewnianą palisadą, wewnątrz której zbudowano również drewniane budynki: dwór z oficyną, kuchnię i piekarnię, stajnię, drugą oficynę, budynek gubernatorski i spi-chlerz.

Dzięki prośbie Cesarskiej Komisji Archeologicznej i przeznaczeniu przez cara Mikołaja II pieniędzy, w 1903 r. wieża została odrestaurowana. Ściany i blanki wzmocniono 10 tysiącami cegieł, umocowano belki stropowe pięter, zrobiono dach i odrestaurowano schody, a także odsłonięto dolną część wieży poprzez odkopanie 3-metrowej warstwy ziemi. Z ziemi tej wokół wieży usypano wał umocniony kamieniami.

Od 1950 r. w kamienieckiej wieży mieści się filia Brzeskiego Muzeum Krajoznawczego. Znajduje się tu broń i uzbrojenie średniowieczne, fragmenty kafli piecowych z XVI wieku, ryciny, zdjęcia i mapy.

Legenda mówi, że nazwa Puszczy Białowieskiej pochodzi od wieży kamienieckiej, jednak archeolog M.A. Tkaczew twierdzi, że do lat 50. XX wieku wieża nie była otynkowana na biało (tak jak i teraz nie jest) i nazwa puszczy pochodzi nie od niej, a od nazwy dworu myśliwskiego królów polskich w Białowieży.

Prócz Wieży, w Kamieńcu znajduje się zabytkowa cerkiew św. Szymona Słupnika z 1759 r. oraz kościół św. Piotra i Pawła z 1925 r. W rocznicę 700 - lecia powstania miasta wzniesiono tu pomnik jego założyciela – księcia Włodzimierza Wasylewicza.

Na północ od Towarnej Góry rozciąga się obszerne obniżenie, w dużej części wypełnione torfami. Jest to ślad po glacydepresji, zapewne przekształconej później w nieckę wytopiskową.

Litologia osadów

Budowę wewnętrzną wzniesień rozciągających się w pobliżu miejscowości Továřna Góra (Towarna Góra), rozpoznano w dużej żwirowni umiejscowionej w ich wschodniej części. Na ponad 13 metrowej wysokości i kilkaset metrowej długości ścianach żwirowni można było prześledzić zmienność osadów fluwioglacjalnych i glacialnych. Utwory budujące formę można podzielić na pięć serii: **TG1**, **TG2**, **TG3**, **TG4** oraz **TG5** (fig. 2).

Osady serii **TG1** można było obserwować jedynie w wschodniej części odsłonięcia, na głębokości około 10-12 m. Budują ją osady piaszczysto-żwirowe warstwowane horyzontalnie (SGh). Drugorzędnymi litofacjami tej serii są żwiry o masywnej strukturze (Gm) wypełniający niewielkich rozmiarów rozmycia (szerokości ok. 0,5 m i głębokości ok. 0,3 m) oraz piaski warstwowane przekątnie płasko (St). Całkowita miąższość serii TG1 nie jest znana (fig.2).

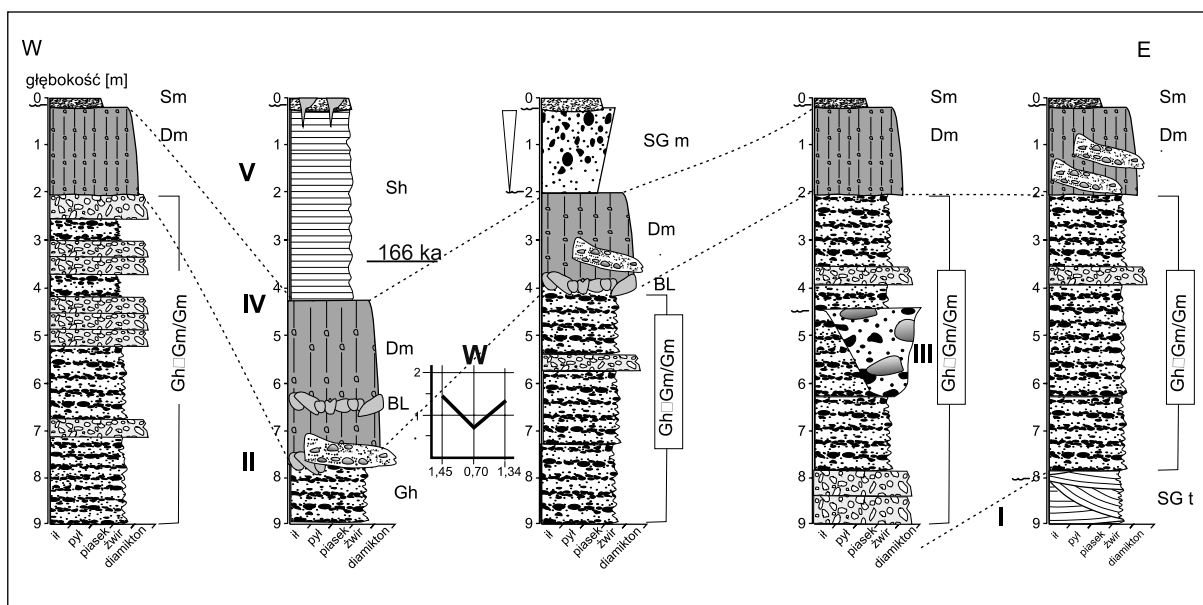


Fig. 2. Profile litofacjalne osadów na stanowisku Továřna Góra (Towarna Góra)

Jednostka **TG2** bezpośrednio nadbudowuje serię TG1. Jej całkowita miąższość wynosi co najmniej 8 m. Obserwuje się wyraźną zmienność osadów wzdłuż istniejących ścian odkrywki, zaznaczającą się w wielkości ziarn o charakterze struktur. W najbardziej zachodniej części akumulowane były bardzo gruboziarniste osady żwirowe. Przeważają litofacje gruboziarnistych żwirów diamiktonowych (GDm) o rozproszonym szkielecie ziarnowym i miąższości 0,3-0,5 m, przechodzące w żwiry warstwowane horyzontalnie (Gh) o miąższości około 0,2-0,3 m. Mają one pokrój taflowy i tworzą rytmit o następstwie litofacji GDm⇒Gh lub Gh⇒SGh. Ich strop i spąg jest wyrównany i ostry. Nie obserwowano struktur wskazujących na skanalizowane przepływy. Cechą charakterystyczną tak wykształconych osadów jest wzrost miąższości litofacji GDm w górę serii oraz słabnące zaznaczanie się cykliczności. Odpływ wód następował ku wschodowi. Ponadto w tej części żwirowni stwierdzono występowanie zlepieńców czwartorzędowych, powstałych w wyniku zlityfikowania masywnych żwirów diamiktonowych (GDm) węglanem wapnia. Pojawiają się one na granicy każdego cyklu do głębokości około 8 m.

Na północnej i wschodniej części odsłonięcia, serię TG2 tworzą litofacje żwirów gruboziarnistych warstwowanych horyzontalnie (Gh), przechodzące w piasek żwirowy również warstwowany horyzontalnie (SGh). Mają one pokrój taflowy. Te dwie litofacje tworzą rytmit Gh⇒SGh. Miąższość tak wykształconego cyklu wynosi przeciętnie około 0,2-0,3 m. Strop i spąg każdego cyklu ma charakter erozyjny. W górnej części serii, jako litofacje drugorzędne, są obserwowane żwiry o masywnej strukturze i rozproszonym szkielecie ziarnowym (Gm) oraz żwiry warstwowane przekątnie płasko (Gt). W całej serii TG2 nie stwierdzono jakichkolwiek uskoków (fig. 2).

Strop osadów serii TG2 rozcina rozległy kanał o głębokości około 3-4 m, szerokości kilkunastu i stromymi zboczami. W obrębie odsłonięcia zarejestrowano jedną tego typu strukturę. Wypełnia go diamikton żwirowy o rozproszonym szkielecie ziarnowym (GDm). Tak wykształcone osady budują serię **TG3** (fig.2).

Osady fluwiogłacialne nadbudowuje ciągły pokład gliny lodowcowej o miąższości około 2-3 m (seria TG4) i wyrównanym, ostrym spąg. Jej strop natomiast jest nierówny, występują podłużne rozległe obniżenia. W części spągowej gliny, w wielu miejscach jest ona wzbogacona w klasty frakcji żwirowej (DBm). Warstwa tak wykształconej gliny wynosi około 0,5 m. Powyżej zalega glina o masywnej strukturze i niewielkiej zawartości frakcji żwirowej (Dm_l) i zmiennej miąższości. Nadbudowuje ją glina laminowana (Dms), w górę serii ponownie przechodzi w glinę masywną (Dm_l). W stropie tak wykształconej gliny zarejestrowano kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Cechą charakterystyczną tej gliny jest obecność dużych rozmiarów porwaków. Tworzą je najczęściej gruboziarniste żwiry o niezaburzonej strukturze wewnętrznej i o wyraźnie wydłużonym kształcie. Ich wielkość dochodzi do 4-5 m długości i około 1-1,5 m miąższości. Najczęściej występują w środkowej części serii. Pojawiają się również takie, które rejestrowane są w spągowej części gliny, na kontakcie z osadami fluwiogłacialnymi (seria TG3) podścielającymi glinę. W tym przypadku spąg porwaków jest wyrównany, podobnie jak gliny, w której tkwią. Niezmiennie rzadko stwierdzono występowanie porwaków osadów drobnopiaszczystych lub mułkowych. W tego typu utworach zarejestrowano szereg deformacji kruchych w formie połączonych drobnych uskoków o azymucie mieszczącym się w przedziale od 299° do 331° oraz upadzie od $65,7^\circ$ do $24,3^\circ$ (fig.2). Pomiar dłuższej osi głazików w glinie, w której zarejestrowano porwak, w NW części odsłonięcia, mają azymut mieszczący się w przedziale $60-153^\circ$. Natomiast pomiar till febric w N części odsłonięcia, pokazuje na ułożenie dłuższej osi głazików w przedziale $120-180^\circ$ (fig. 2). Wyniki analizy petrograficznej żwirów frakcji 5-10 mm z gliny z serii TG4, pokazuje, że przewaga żwirów osadowych skał paleozoicznych nad krystalicznymi i mało odpornych nad odpornymi na niszczenie wynosi ok. 30-40%. Wartości współczynników O/K-K/W-A/B (gł. 3,1-3,6 m - 1,29-0,79-1,24 oraz gł. 5,5-6,5 m - 1,45-0,70-1,34) tej gliny można korelować z typem petrograficznym gliny W – złodowacenie odry, stadiał warty (Lisicki 2003). Taki wiek osadów potwierdzają wyniki datowań OSL osadów piaszczystych znad gliny (fig. 2).

Osady serii TG5, wypełniają obniżenia powstałe w miejscach, gdzie strop gliny się obniża. Wykształcone są one w formie litofacji piasków i piasków żwirów piaszczystych warstwowanych horyzontalnie (Sh i SGh). Miąższość serii wynosi maksymalnie 2 m (fig. 2).

Kształtowanie się strefy marginalnej okolic Tovarnej Góry (Towarnej Góry)

Geneza osadów serii TG1, cechujących się przewagą litofacji Gh i SGh oraz drugorzędnie występującymi SGt i Gm o niewielkiej miąższości, wskazuje, że ich depozycja w przewadze zachodziła w warunkach górnego płaskiego dna. Pozytywnymi formami były jedynie niewielkich rozmiarów odsypy. Najprawdopodobniej akumulacja osadów miała miejsce w rozległych, ale płytkich korytach, w których okresowo koncentracja osadów była bardzo duża. Transportowane wówczas żwiry masywne (Gm) deponowane były w płytkich rozmyciach kanałowych (Zieliński 2014). W tych warunkach formułował się rozległy stożek napływowy. Z uwagi na stosunkowo niewielki udział osadów o masywnej strukturze i przewaga litofacji żwirowych, można przypuszczać, że najprawdopodobniej były one akumulowane w środkowej części stożka napływowego, ale stosunkowo w niedalekiej odległości od czoła lądolodu (Zieliński 2014).

Seria TG2, nadbudowująca jednostkę TG1, jest doskonałym przykładem osadów akumulowanych w bezpośrednim kontakcie z czołem trasgredującego lądolodu. W części zachodniej odsłonięcia, gdzie dominują masywne żwiry diamiktonowe (GDm), akumulacja osadów następowała w proksymalnej części stożka. Transport osadów zachodził w formie spływów mas oraz wysokoenergetycznych zalewów warstwowanych osadów żwirowych (Zieliński 1993, 2014; Pisarska-Jamroży 2006). Natomiast w N i E części odsłonięcia dominowały zalewy warstwowe, będące zapisem krótkookresowych wzbrań ablacyjnych. Każdy cykl zaczynają osady żwirowe warstwowane horyzontalnie (Gh), akumulowane

wane w czasie maksimum wezbrania w konfiguracji górnego płaskiego dna, natomiast bezpośrednio nadbudowujący go materiał piaszczysto-żwirowy warstwowany horyzontalnie (SGh) deponowany był w czasie opadania fali wezbraniowej. Badany stożek sandrowy reprezentuje typ II wg Blair i McPherson (1994) lub stożek spływowy wg Krzyszkowskiego i Zielińskiego (2002). Najprawdopodobniej jego akumulacja następowała przy sukcesyjnie, ale wolno zbliżającym się czole lądolodu. Wskazuje na to wzrastająca ku górze średnica ziarn oraz częstotliwość występowania litofacji GDm. Osady fluwioglacjalne mogą być przykładem sandru transgresywnego (Błaszkiwicz 2005).

Etap transgresji lądolodu zapisany jest również obecnością gliny zwałowej. Niewątpliwie istniejący sandr stanowił dużą przeszkodę terenową, wyraźnie wyróżniającą się w krajobrazie. Pomiary till febric wskazują, że w N części odsłonięcia nasunięcie miało miejsce z kierunku NE. Potwierdzają to również uskoki w osadach piaszczystych stanowiących porwak (fig. 2). Natomiast w NE części odkrytki, transgresja nastąpiła z kierunku NW. Wskazuje to, iż masy lodu opływały przeszkodę. W końcu lądolód przekroczył formę, nie zaburzając osadów, ale bardzo intensywnie egzharując osady podłoża, czego zapisem są porwaki w glinie.

Porwaki osadów fluwioglacjalnych, o zachowanej pierwotnej strukturze wskazują, że ich źródłem najprawdopodobniej były osady stożka, który nadbudowuje glina serii TG4. Wyjątek stanowią mułki i piaski drobnoziarniste, tworzące porwak w zachodniej części odsłonięcia. Tak drobnoziarnistych osadów nie stwierdzono w obrębie badanego odsłonięcia. Niewątpliwie w czasie, gdy dochodziło do włączania osadów fluwioglacjalnych do podstawy lądolodu, powierzchnia stożka była zamarznięta, a procesy deformacji w lądolodzie były nieznaczne (Piotrowski i in. 1999). Jedynie wówczas struktura osadów fluwioglacjalnych mogła zostać zachowana. Erozji glacialnej mógł sprzyjać różny reżim termiczny lądolodu. Na zapleczu strefy (przy czole lądolodu), gdzie stopa lądolodu była przymarznięta do podłoża, występował obszar o cieplej podstawie (Bennett, Glasser 2009).

Z etapem transgresji należy również wiązać strukturę kanałową wypełnioną osadem GDm i wycięta w osadach jednostki TG2, która niewątpliwie jest niewielkich rozmiarów kanałem typu N (Piotrowski in. 1999). Formy tego typu powstają, gdy ciśnienie wody w stopie lądolodu jest niewielkie, i dochodzi do gwałtownego, jednorazowego spływu bardzo dużej ilości wody (Piotrowski i in. 1999).

Interesująco przedstawia się struktura samej gliny zwałowej, reprezentująca zmienne warunki panujące w stopie lądolodu. Z odstupującym czołem lądolodu związane są osady piaszczysto-żwirowe wypełniające (seria TG5) obniżenia w stropie gliny zwałowej. Odptywająca woda koncentrowała się właśnie w tych miejscach.

Warunki peryglacjalne zapisały się w stropie gliny zwałowej w formie piaszczystych klinów z pierwotnym wypełnieniem. Piasek drobnoziarnisty wypełniający kliny dowodzi rozwoju procesów eolicznych na tym terenie w warunkach peryglacjalnych. Na tym obszarze mogły one funkcjonować co najmniej dwukrotnie. Pierwszy raz, tuż po ustąpieniu lądolodu w czasie zlodowacenia Odry stadiału Warty, drugi w czasie zlodowacenia Wisły.

STANOWISKO 4 – CHEPELI

DYNAMIKA CZOŁA ŁĄDOLDOU ZŁODOWACENA ODRY STADIAŁU WARTY W OKOLICACH WSI CHEPELI (CZEPIELI, BIAŁORUŚ)

Barbara WORONKO¹, Joanna RYCHEL², Mikalai HRACHANIK³, Tomasz KRZYWICKI²,
Łukasz ZBUCKI⁴, Leszek MARKS^{1,2}, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC²,

¹Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: bworonko@uw.edu.pl, leszek.marks@uw.edu.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl, tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl, kpoch@pgi.gov.pl

³Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brześć, Białoruś
e-mail: hrachanik55@mail.ru

⁴Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, ul. Sidorska 95/97,
21-500 Biała Podlaska
e-mail: l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

Położenie terenu badań

Wież Chepeli (Czepli) położona jest w mezoregionie Równina Wysokowska (Matveev 2002), ok. 5 km na północny-wschód od miasta Wysokoje (Wysokie Litewskie) i ok. 8 km od granicy z Polską. Szczegółowym badaniom poddano osady budujące słabo wyróżniające się w rzeźbie wydłużone wzgórze o przebiegu NW-SE, położone na południe od wsi. Wzgórze sięga wysokość 170-173 m n.p.m., a wysokości względne dochodzą do ok. 5-10 m. Jest ono moreną czołową, powstałą w jednym z recesyjnych etapów lądolodu Warty/Soży zlodowacenia Odry/Dniepru z linii jego maksymalnego zasięgu. Wokół rozciąga się gliniasta wysoczyzna morenowa, którą rozcinają niewielkie doliny rzeczne (fig. 1).



Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Chepeli (Czepli) (WIG 1931a)

W żwirowni we wsi Chepeli (Czepli) odsłania się kompleks osadów glacialnych i fluwioglacjalnych, które było można obserwować na dwóch ścianach o ekspozycji S i W, o łącznej długości około 170 m (fig. 2). W celu rekonstrukcji kierunków trasgresji lądolodu oraz jego dynamiki, odsłaniające się

osady poddano kompleksowej analizie litofacjalnej oraz pomierzono till fabric. Każdorazowo pomiarom poddano 50 klastów, o stosunku osi najdłuższej do najkrótszej 3:2. Ponadto wykonano dla gliny zwałowej analizę petrograficzną żwirów o średnicy 5-10 mm. Osady piaszczyste poddano datowaniu metodą OSL.

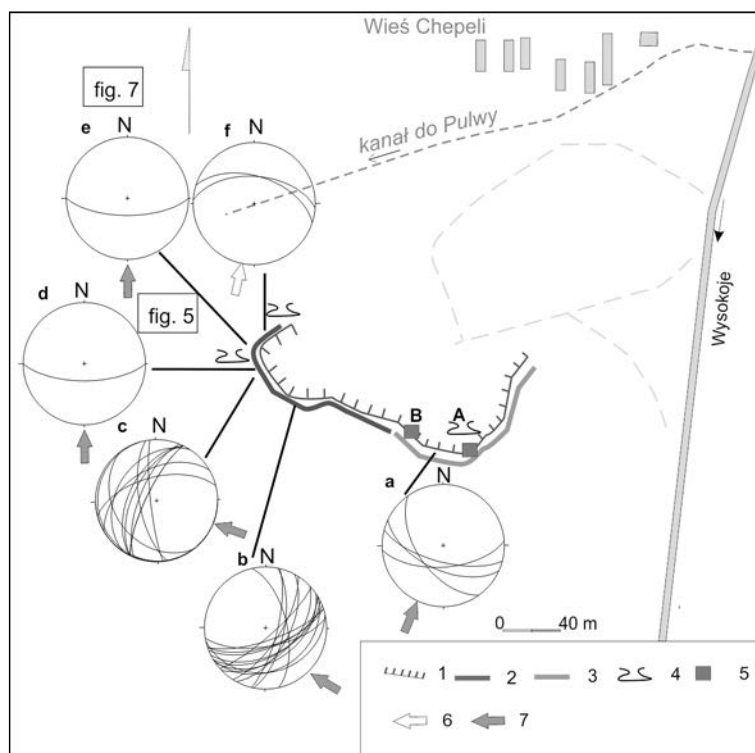


Fig. 2. Szkic odkrywki na stanowisku Chepeli (Czepieli): 1- zarys odkrywki; 2- ściany, w których zarejestrowano osady piaszczysto-żwirowe, nienadbudowane gliną zwałową; 3- ściany, w których zarejestrowano glinę zwałową; 4-deformacje glaciektoneczne; 5-lokalizacja profili litofacjalnych; 6-kierunek nasuwania się lądolodu na podstawie struktur fałdowych; 7- kierunek nasuwania się lądolodu na pomiaru uskoków; rekonstrukcja głównego kierunku nasunięcia lądolodu na podstawie powierzchni nasunięć (a), uskoków w porwakach obecnych w glinie (b), uskoków odwróconych (c, d, f) oraz orientacji osi fałdu (e)

Litologia osadów

Wyróżniono 3 serie osadów **CZ-I**, **Cz-II** i **Cz-III**.

Serię **Cz-I** tworzy glina zwałowa, która buduje rozciągającą się na wschodzie rozległej wysoczyzny połodowcowej. Odsłania się ona na ścianie S wyrobiska. Jej miąższość dochodzi do około 3,5 m (fig. 2). Zarówno strop, jak i spąg gliny jest nierówny. Ma ona charakter masywnego diamiktonu o niewielkiej ilości żwirów i rozproszonym szkielecie ziarnowym (D_{mm1}), jedynie w spągu stwierdzono horyzontalne laminy drobnego piasku, których miąższość sięga około 1 cm. Ponadto w spągu gliny zanotowano poziom głazów, obserwowany praktycznie na całej długości odsłonięcia. Ich średnica dochodzi nawet do 0,7 m. Tworzą one bruk morenowy (fig. 3, fig. 4). Kontakt między gliną a osadami podścielającymi jest ostry. Charakterystyczną cechą tej gliny jest obecność dużych rozmiarów porwaków osadów piaszczysto-żwirowych, o zachowanej strukturze wewnętrznej. Osady budujące porwaki wykazują liczne deformacje kruche (fig. 5). Dominują uskoki odwrócone o nachyleniu płaszczyzny uskokowej 60-70° na S i niewielkim, zaledwie kilkucentymetrowym zżucie. Azymut powierzchni uskokowej zmienia się w granicach 266-325° (diagram b; fig. 2). Nie stwierdzono w porwakach deformacji plastycznych. Wartości współczynników dla żwirów 5-10 mm O/K-K/W-A/B (1,88-0,55-1,77) (fig. 3) pokazują, że można ją korelować z typem petrograficznym gliny W – złodowacenie odry, stadiał warty (Lisicki 2003).

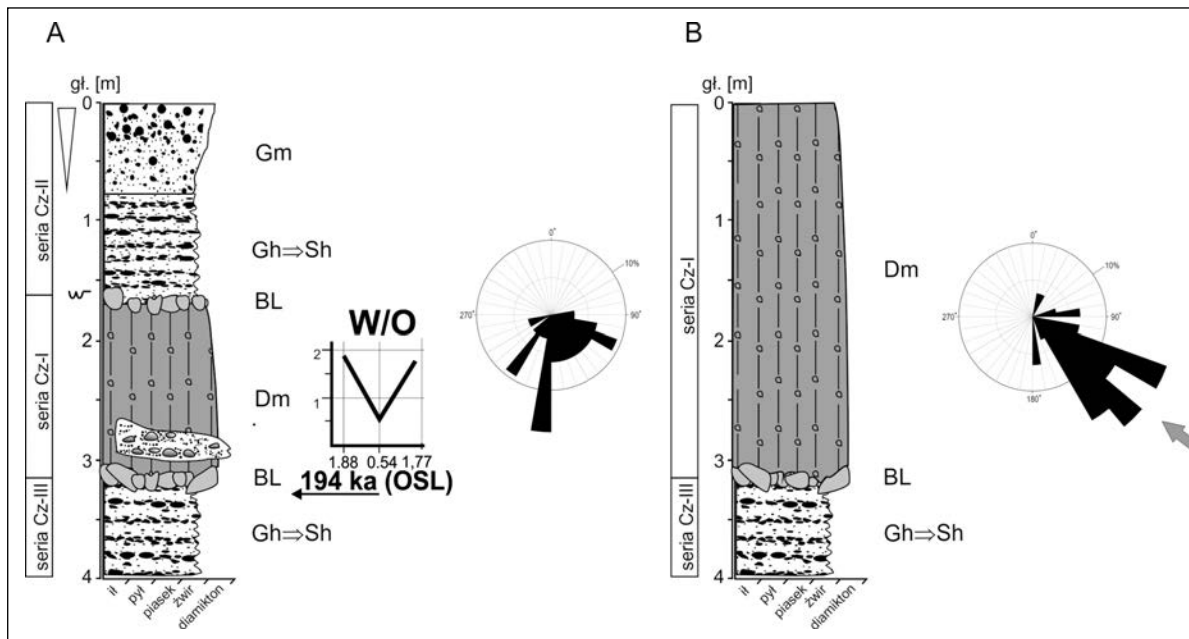


Fig. 3. Profile litofacjalne osadów na stanowisku Chepeli (Czepli) w profilach A i B oraz wyniki analizy petrograficznej żwirów, diagramy orientacji klastów w glinie lodowcowej



Fig. 4. Bruk morenowy w stanowisku Chepeli (Czepli) (fot. T.Krzywicki)

Pomiary till febric w glinie, wykonane w dwóch profilach A i B pokazują, że dłuższe osie głazów są słabo zorientowane w profilu A, oraz mają silną orientację NW-SE w profilu B, przy nachyleniu klastów mieszczącym się w przedziale w profilu A od 0 do 48° i 0-27° w profilu B (fig. 3). Dłuższe osie głazów zasadniczo układają się równolegle do lokalnego kierunku płynięcia lodu, natomiast w mniejszym stopniu prostopadle do niego (Evans i in. 2006; Narloch i in. 2014).



Fig. 5. Deformacje plastyczne osadów fluwioglacjalnych, wykształcone w formie faldów leżących oraz kruchych – uskoków (fot. B. Woronko)

Serię **Cz-II** tworzą osady wypełniające rozcięcia o szerokości dochodzącej do około 8 m i głębokości 1.8 m obserwowane w stropie gliny serii Cz-I (fig. 3). Dno takich rynien jest płaskie, natomiast zbocza nachylone są pod niewielkim kątem, wynoszącym około 30-40°. Dno rozcięć wyściełają klasty o średnicy dochodzącej do 30 cm. Powyżej zalega około 1 metrowej miąższości warstwa osadów piaszczysto-żwirowych warstwowanych przekątnie tabularnie (SGp). Strop serii budują żwiry o strukturze masywnej (Gm) i miąższości 0,8 m. Na stokach rynien widoczne są struktury deformacyjne.



Fig. 6. Drobne uskoki odwrócone w osadach fluwioglacjalnych (ściana S odsłonięcia) (fot. B. Woronko)

Najciekawszymi osadami w badanym odsłonięciu, są utwory fluwioglacjalne tworzące serię **Cz-III**. Datownie metoda OSL tych osadów, wskazuje, że ich akumulacja miała miejsce około 194 ka. Obserwowane one są głównie na ścianach SW i W odsłonięcia. Nie są one nadbudowane gliną zwałową serii Cz-I. Utwory fluwioglacjalne wykształcone są przede wszystkim w formie piasków warstwowych horyzontalnie (Sh). Drugorzędnymi litofacjami są żwiry warstwowe horyzontalnie (Gh) lub o strukturze masywnej (Gm) oraz zaledwie 1-2 centymetrowej miąższości warstwy mułków laminowanych horyzontalnie (Fh) i piaski wykształcone w formie riplemarków (Sr). Osady te tworzą rytmit piaszczysto-żwirowy o sekwencjach Sh⇒SGh lub Sh⇒Gm. Ławice żwirów osiągają od 5 do 20 cm miąższości, zaś piaszczyste od 15 do 40 cm. Na kontakcie z gliną serii Cz-I osady te są bardzo silnie zaburzone glacitektonicznie, co można obserwować w profilu A i ścianach odsłonięcia o ekspozycji SW i W (fig. 2). Miąższość osadów zaangażowana w deformacje wynosi około 4 m (fig. 5). Stwierdzono zarówno deformacje kruche, jak i plastyczne. Deformacje plastyczne są reprezentowane przez fałdy stojące oraz nachodzących na siebie niewielkich rozmiarów fałdy obalone (fig. 5), którym towarzyszą deformacje kruche w formie uskoków odwróconych o stosunkowo wysokim upadzie. W obrębie struktur fałdowych stwierdzono drugorzędne deformacje w postaci drobnych uskoków, o zaledwie mniej niż jednocentymetrowym zżucie (fig. 6). Ponadto miąższość lamin w przegubach fałdów nieznacznie wzrasta, co jest charakterystyczne dla fałdów z płynięcia (fig. 5; Goździk, Krysiak 2009). Pomiary azymutu uskoków pokazują stosunkowo dużą zmienność w obrębie odsłonięcia. W SE części wyrobiska azymut fałdu stojącego w osadach fluwioglacjalnych zmienia się w przedziale od 29° do 49° (profil A, fig. 2), natomiast kąt nachylenia płaszczyzny uskokowej wynosi od 69° do 77°SE. Przesuwając się w kierunku W, na ścianie S azymut uskoków zmienia się od 167° do 260° (diagram b; fig. 2) przy nachyleniu płaszczyzny uskokowej od 31° do 79° na SE. Na ścianie SW azymut uskoków wynosi od 27° do 355° i upadzie od 0 do 82° na NW (diagram c; fig. 2). Istotnych informacji o kierunku nasuwania się lodolodu dostarcza struktura fałdowa obserwowana na południowej ścianie odsłonięcia (fig. 5). Na ścianie S odsłonięcia orientacja osi fałdów ma przebieg W-E (270°; diagram d; fig. 2). Towarzyszący im uskok odwrócony przecinający osady fluwioglacjalne, w tym również struktury będące efektem glacitektonicznych deformacji plastycznych (fig. 7). Pomierzony kierunek przebiegu uskoków wynosił 270°, a nachylenie powierzchni uskokowej 66° na E (diagram e; fig. 2). Uskokowi towarzyszą deformacje przyuskokowe (fig. 7). Inny kierunek nasuwania się lodolodu zarejestrowano na podstawie pomiaru uskoków w porwaku (diagram a; fig. 2).



Fig. 7. Uskok odwrócony w osadach fluwioglacjalnych (fot. B. Woronko)

Interpretacja paleogeograficzna zdarzeń w strefie marginalnej okolic wsi Chepeli (Czepieli)

Osady obserwowane w żwirowni Chepeli (Czepieli) są zapisem dynamiki czoła lądolodu stadiału Warty/Soża zlodowacenia Odry/Dniepru.

Pierwszy etap kształtowania się strefy marginalnej okolic wsi Chepeli (Czepieli) jest związany z akumulacją osadów fluwioglacjalnych. Struktura analizowanych osadów wskazuje, że ich depozycja mogła zachodzić w dystalnej części stożka glacialmarginalnego, zdominowanego w przewodzie przez niskoenergetyczne, piaskodenne zalewy wartwowe (Zieliński 2014). Incydentalnie dochodziło do akumulacji osadów bardzo drobnoziarnistych w rozlewiskach stojącej wody (litofacje Fm) oraz spływu mas reprezentowanych przez masywne żwiry (Gm). Tak wykształcone osady uległy zaburzeniom glacicitektonicznym oraz były włączane w stopę lądolodu w formie porwaków.

Nadbudowująca w południowej części osady fluwioglacjalne glina zwałowa ma charakter gliny bazalnej odkładanej pod aktywnym lodem. Jej masywna struktura, obecność cienkich lamin zdeformowanego piasku, obecność bruku głazowego w spągu oraz silna orientacja klastów (profil B), wskazuje, że mamy do czynienia z gliną deformacyjną (*deformation till*; e.g. Wysota 2004; Evans i in. 2006). Przeczyć temu może brak orientacji klastów w profilu A. Wiązać się to może z obecnością przeszkody topograficznej istniejącej na przedpolu transgredującego lądolodu. Powodować to mogło zmianę naprężeń w lodzie, a tym samym wpływać na ukierunkowanie klastów (Olszewski, Szupryczyński 1985; Roman 2009). Tą przeszkodą mógł być stożek glacialmarginalny, który wymuszał kompresyjny ruch lodu, czego efektem są zaburzenia glacicitektoniczne. Lądolód wkroczył na ten stożek, czego dowodzą porwaki osadów fluwioglacjalnych tkwiących w glinie. Ich niezaburzona struktura może wskazywać, że w tym czasie osady go budujące były zamrożone. Ten fakt dodatkowo mógł utrudniać ruch lodu.

Na podstawie ułożenia dłuższej osi klastów w glinie oraz struktur deformacyjnych, odtworzono lokalny kierunki transgresji lądolodu w okolicach wsi Chepeli (Czepieli). Struktury fałdów i uskoków odwróconych wskazują na poziome deformacje kompresyjne, związane z transgresyjnym naciskiem czoła lądolodu. W południowo-wschodniej części odsłonięcia struktury glacicitektoniczne wskazują na lokalny ruch czoła lądolodu z kierunku S ku N i SE na NW. Podobny kierunek zarejestrowano w profilu B, na podstawie orientacji dłuższej osi klastów (fig. 2).

WYCIECZKA III

Czosnówka – Mielnik – Janów Podlaski – Nepole – Czosnówka

STANOWISKO 1 – MIELNIK

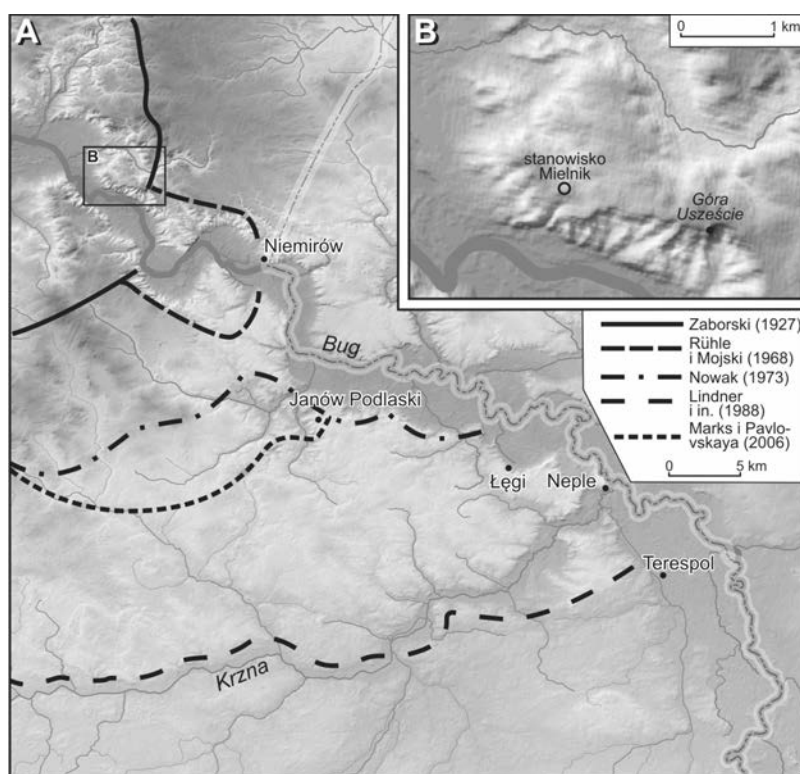
OSADY MORENY CZOŁOWEJ ZASIĘGU ŁĄDOŁODU WARTY NA POGRANICZU
POLSKI Z BIAŁORUSIĄ.Sławomir TERPIŁOWSKI¹, Tomasz ZIELIŃSKI², Piotr CZUBLA³, Małgorzata ROMAN⁴¹Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2 c, d, 20-718 Lublin
e-mail: terpis@poczta.umcs.lublin.pl²Zakład Geologii Środowiskowej, Instytut Geologii,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
e-mail: zielu@amu.edu.pl³Pracownia Geologii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: piczubla@geo.uni.lodz.pl⁴Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Instytut Nauk o Ziemi,
Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Mielnik. A – położenie na tle proponowanych zasięgów łądolodu warty na nadbużańskim Podlasiu. B – sytuacja morfologiczna; pozostałe objaśnienia w tekście

Na obszarze nadbużańskiego Podlasia (w pasie granicznym z Białorusią) linia maksymalnego zasięgu łądolodu Warty była różnie kreślona (fig. 1A). Jego nasunięcie po Mielnik przyjmował Zaborski (1927), a na nieco większy (po okolice Niemirowa), wskazywali Rühle i Mojski (1968). Znacznie większy zasięg łądolodu (po Łęgi lub okolice Janowa Podlaskiego) kreślili Lindner (1988) oraz Marks i Pavlovskaya (2006), a największy (po Terespol) wyznaczała Nowak (1973).

Z nowszych szczegółowych badań geologicznych Nitychoruka i in. (2006) wynika, że czoło łądolodu Warty w swym maksymalnym rozprzestrzenieniu sięgnęło po linię Mielnik – Niemirów. Tej koncepcji zdają się przeczyć zbieżne wyniki analizy porównawczej składu narzutniaków przewodnych najmłodszej serii glin lodowcowych w stanowiskach Mielnik i Neple, zlokalizowanych w obrębie form marginalnych położonych na linii najmniejszego (stanowisko Mielnik) i zapleczu największego rozprzestrzenienia łądolodu Warty (stanowisko Neple) – Czubla i in. (2010). Sugerują one transgresję łądolodu w formie lobu Bugu po Neple, czyli dalej na południe.

W stanowisku Mielnik prezentujemy wyniki badań osadów moreny czołowej – formy zaliczanej do moren końcowych łądolodu Warty (Nitychoruk i in. 2006), w obrębie której przeprowadzona była analiza petrograficzna składu narzutniaków przewodnych z najmłodszego poziomu glin lodowcowych (Czubla i in. 2010).

Sytuacja morfologiczno-geologiczna

Jest to zachodnie ogniwo, bardzo czytelnego w morfologii ciągu moren czołowych z kulminacją Góra Uszeście (204 m n.p.m.) – fig. 1B i 2B. Ten ciąg czołowomorenowy o generalnej orientacji NW-SE, wyznacza granicę pomiędzy wierzchowiną wysoczyzny polodowcowej (ok. 160 m n.p.m.), a jej zboczem opadającym ku podobnie ukierunkowanej dolinie Bugu, z dnem ok. 120 m n.p.m.

Morenę czołową budują piaski i żwiry oraz miejscami gliny zwałowe ze zlodowacenia warty (fig. 2A). Ich miąższa seria (rzędu 20 m) zalega na równie miększej i warciańskiego wieku, zondulowanej serii gliny zwałowej (fig. 2B). Odslania się ona w obrębie wysoczyzny polodowcowej (wierzchowiny i przydolinnego zbocza) lub jest lokalnie nadbudowana piaskami i żwirami lodowcowymi (Janicki, 2001; fig. 2).

Litologia

Wyróbisko rozcina kulminację moreny czołowej. W odsłaniającej się sekwencji osadów, o miąższości około 6 m, wyróżniono trzy ogniwa: *a*, *b*, *c* (fig. 3). Kontakt *ogniwa a* i *b* jest deformacyjny, a kontakt *ogniwa b* i *c* sedymentacyjny.

Ogniwo *a*

Opis. Ogniwo to, w postaci zwartego pakietu, odsłania się na powierzchni w południowej ścianie wyróbiska (fig. 3). Jest to masywny diamikton z rozproszonymi klastami materiału północnego (*Dmm*), których dłuższe osie są nachylone ku N.

Interpretacja. Przejawy postdepozycyjnych cech diamiktonu *ogniwa a* (*vide* rozdział: deformacje) utrudniają jego identyfikację genetyczną. Masywna struktura oraz ukierunkowanie dłuższych osi klastów, wskazują na możliwość jego powiązania z gliną bazalną *sensu* Brodzikowski i Van Loon (1991).

Ogniwo *b*

Opis. W ogniwie tym, o miąższości wzrastającej ku N, dominują litofacje żwirowe, a drugorzędnymi są litofacje piaszczyste (fig. 4).

W najniższej części wyróbiska odsłania się pakiet czterech taflowych ławic masywnego żwiru piaszczystego *GSm* o miąższościach od 40 do 70 cm. Osad jest silnie spojony węglanem wapnia i miejscami ma charakter zlepieńca. Wszystkie ławice wykazują normalne uziarnienie frakcjonalne: od żwiru gruboziarnistego (MPS = 11 cm) w dole po żwir średnioziarnisty (MPS = 1 cm) w górze ławic. Wraz z tymi różnicami uziarnienia postępuje zmiana szkieletu ziarnowego: od zwartego w dole po rozproszony w górze ławic (fig. 4A).

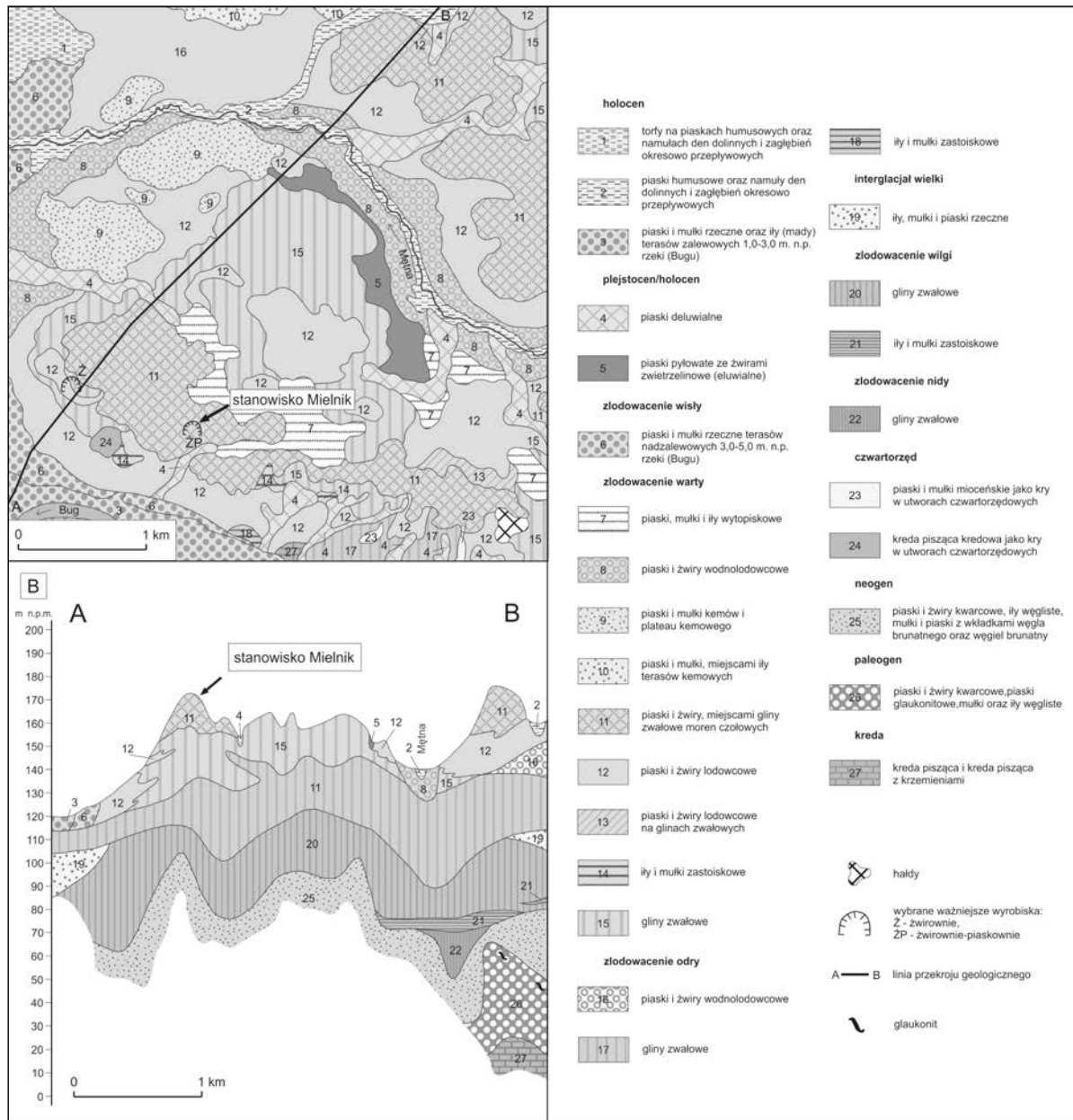


Fig. 2. Sytuacja geologiczna stanowiska Mielnik na podstawie Janicki (2001); pozostałe objaśnienia w tekście

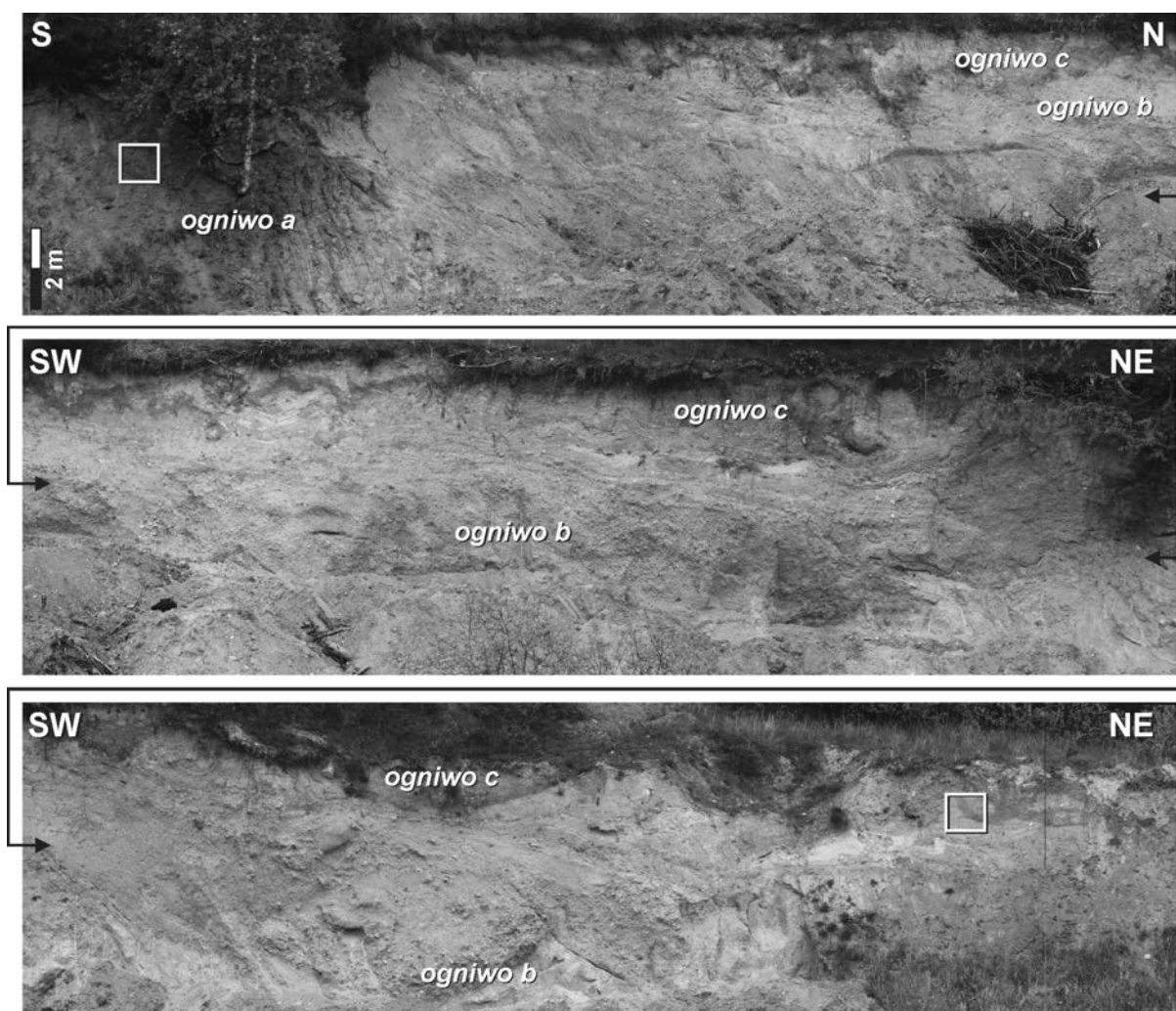


Fig. 3. Ogniwa litologiczne (a, b, c) w stanowisku Mielnik; kwadratem oznaczono miejsca poboru prób do analizy eratyków przewodnich

W wyższym (głównym) poziomie eksploatacyjnym obserwować można pozostałe litofacje ogniwa środkowego: *Gm*; *GDm*; *SGh*, *Sh*; *SFr*, *SFf*.

Żwir gruboziarnisty ($3,5 < \text{MPS} < 5,5$ cm), masywny *Gm* (fig. 4B) charakteryzuje się zwartym szkieletem ziarnowym i dużą miąższością ławic (1,7-1,9 m). Górne partie osadu bywają wzbogacone w grube klasty ($\text{MPS} \leq 8$ cm).

Żwir diamiktonowy, masywny *GDm* (fig. 4C, D). Grubożwirowe klasty ($\text{MPS} = 4,5$ cm) rozproszone są w matriksie gliniastym. Ławice o miąższości 0,4-0,6 m przechodzą gradacyjnie ku górze w bardziej gruboziarniste żwiry bez domieszek gliniastych.

Przemienne warstwy piasku żwirowego *SGh* i piasku drobnoziarnistego (niekiedy pylastego) *Sh* tworzą pakiety laminowanego rytmu. W litofacji *SGh* klasty żwiru o średnicy 0,5-1,5 cm rozproszone są w piasku różnoziarnistym, tworząc warstwy o miąższości 3-6 cm. Warstwy piaszczyste *Sh* są mniejszej miąższości (1-3 cm). Oba składniki rytmu kontaktują ze sobą w sposób gradacyjny (fig. 4E). Stwierdzono również inną, bardziej gruboziarnistą odmianę rytmu. Litofacja piasku różnoziarnistego z domieszkami żwiru drobnoziarnistego charakteryzuje się niewyraźnym warstwowaniem poziomym *SGh*. Osad ten występuje przemennie ze żwirem o średnicy 0,5-2,0 cm, masywnym, o rozproszonym szkielecie ziarnowym *Gm*. Miąższość warstw piaszczysto-żwirowych wynosi 4-8 cm, a żwirowych 6-12 cm. Kontakty między litofacjami są gradacyjne.

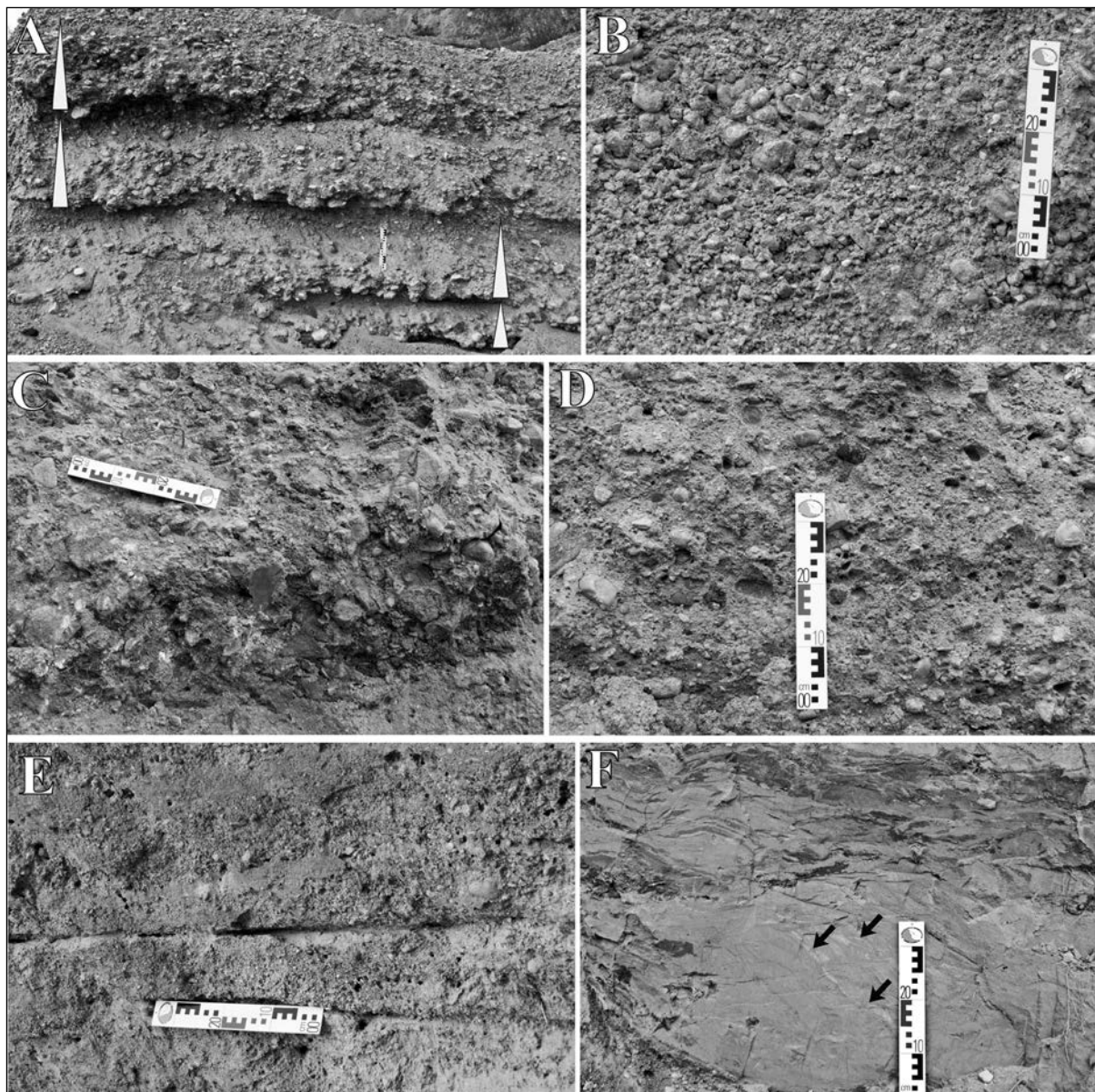


Fig. 4. Litofacje ogniwa b w stanowisku Mielnik. A – cztery taflowe ławice masywnego żwiru piaszczystego (GSm) z dolnego poziomu eksploatacyjnego (zaznaczono pionowe cykle drobnienia ziarna w ławicach). B – żwir masywny (Gm) o zwartym szkieletie ziarnowym. C, D – masywne żwiry diamiktonowe (GDm). E – przemienne ławice żwiru piaszczystego i piasku tworzą pakiet rytmu. F – piasek mułowy ze zdeformowanymi strukturami laminacji riplemarkowej (SFr) – strzałki, wyżej brunatne przewarstwienia mułu tworzą laminację falistą (Ff)

Litofacja piasku mułowego notowana była tylko sporadycznie. Występuje w rozerwanych i zdeformowanych soczewach o miąższości do 60 cm. W dole jest to drobnoziarnisty piasek mułowy o strukturze przekątnej laminacji riplemarkowej *SFr*, ku górze przechodzący gradacyjnie w muł piaszczysty laminowany smużyscie *FSf* (fig. 4F).

Interpretacja. Ławice masywnego żwiru piaszczystego *GSm* odsłaniające się w dolnym poziomie wyrobiska to efekt wysokoenergetycznej depozycji z zalewów warstwowych. Powstały w wyniku kilku epizodów opadania fal wezbraniowych, o czym świadczą tekstury normalnego uziarnienia frakcjonalnego. Z intensywną depozycją wezbraniową należy też łączyć litofację gruboziarnistego żwiru masywnego *Gm* z wyższego poziomu eksploatacyjnego.

Charakterystycznym osadem ogniwa są rytmity. Obie odmiany rytmitów (*Gm/SGh* i *SGh/Sh*) cechują się gradacyjnymi kontaktami warstw o ograniczonej miąższości (1-12 cm). Sugeruje to depozycję w efekcie krótkookresowych (jedno- lub kilkudniowych) cykli ablacyjnych. Biorąc pod uwagę powszechność struktury warstwowania poziomego, wnioskować można, że konfiguracja górnego płaskiego dna wynikała z niewielkiej głębokości przepływów, a więc – najprawdopodobniej były to zalewy warstwowe, a nie głębsze przepływy skanalizowane.

Całkiem sporadycznie zdarzały się warunki spokojnych przepływów deponujących drobnopiaszczysty osad w konfiguracji dna riplemarkowego (litofacja *SFr*), które z czasem niemal zamierały (litofacja *FSf*).

Na tym kończy się inwentarz litofacji związanych z warunkami „normalnych” przepływów, tj. względnie czystej wody swobodnie transportującej i sortującej osad przed jego depozycją (ang. *Newtonian flow*). Duża część osadów ogniwa środkowego to słabo wysortowane, często diamiktonowe żwiry cechujące się dużą średnicą ziaren (włącznie do obecności głazów) i znaczną miąższością. Takie litofacje jak gruboziarnisty żwir gliniasty o strukturze masywnej *GDM* należy wiązać z inicjalną redepozycją wodną spływów błota morenowego (Zieliński, Van Loon 1996). Interpretację tę potwierdzają częste gradacyjne kontakty międzyławicowe, co świadczy o amalgamacji osadów spływowo-prądowych (Pisarska-Jamroży 2006). Żwiry diamiktonowe są więc wyznacznikiem bezpośredniej bliskości lodu lodowcowego.

Środowisko sedymentacji środkowego ogniwa *b* utożsamiamy ze stożkiem terminoglacjalnym, a dokładniej – z jego proksymalną częścią. Świadczą o tym: przewaga litofacji gruboklastycznych, ławice deponowane z zalewów warstwowych, wyraźna rytmika sedymentacji, liczna frekwencja redeponowanych wodnie debrytów.

Ogniwo c

Opis. Górne ogniwo, o miąższości 2,4 m, jest dwudzielne. Profil rozpoczyna poziom piasku drobnopiaszczystego masywnego *Sm* lub warstwowanego poziomo *Sh* (fig. 5A). Osad występuje w soczewach o miąższości 10-25 cm, niekiedy zdeformowanych (fig. 5B). Wyżej przemiennie zalegają taflowe i soczewowe warstwy ilasto-piaszczystego diamiktonu laminowanego *Ds*, masywnego żwiru średnioziarnistego rozproszonego w matriksie piaszczystym *GSm* oraz piaszczystego żwiru gliniastego o strukturze masywnej *GSDm*. Warstwy mają miąższość od 15 do 30 cm, a kontakty między nimi są gradacyjne.

Górną część ogniwa stanowi brunatny diamikton piaszczysto-ilasty. W spągowej partii jest laminowany (*Ds*). Składają się nań częściowo zdeformowane, undulujące soczewy ilaste, ilasto-piaszczyste i piaszczyste o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów, kontynuujące się na długości do 3 metrów. Wyżej diamikton jest masywny (*Dm*). W diamiktonie występują pojedyncze głazy o średnicy około 1 m (fig. 5A).

Interpretacja. Początkowo nastąpił krótki etap przepływu – zalewu warstwowego, który zdeponował piaszczystą ławicę *Sh/Sm*. Potem nastąpiły krótkotrwałe spływy silnie uwodnionego błota morenowego (powstanie litofacji *Ds*), które były częściowo redeponowane wodnie (litofacja *GSDm*), a niekiedy zalewy warstwowe deponowały żwir piaszczysty (litofacja *GSm*). Następnie doszło do spływu gliniastego z pobliskiego czoła lądolodu (osadzenie najwyższego diamiktonu). Nagłe obciążenie spływem świeżo zdeponowanych, nasyconych jeszcze wodą osadów, doprowadziło do ich częściowego zdeformowania, szczególnie najmniej kohezijnej warstwy piaszczystej w spągowej części ogniwa (por. Shanmugam i in. 1994).

Ogniwo c interpretujemy jako finalny, krótki etap sedymentacyjny reprezentujący sukcesję: osady wodne i wodnie resedymetowane spływy → spływ błota morenowego.

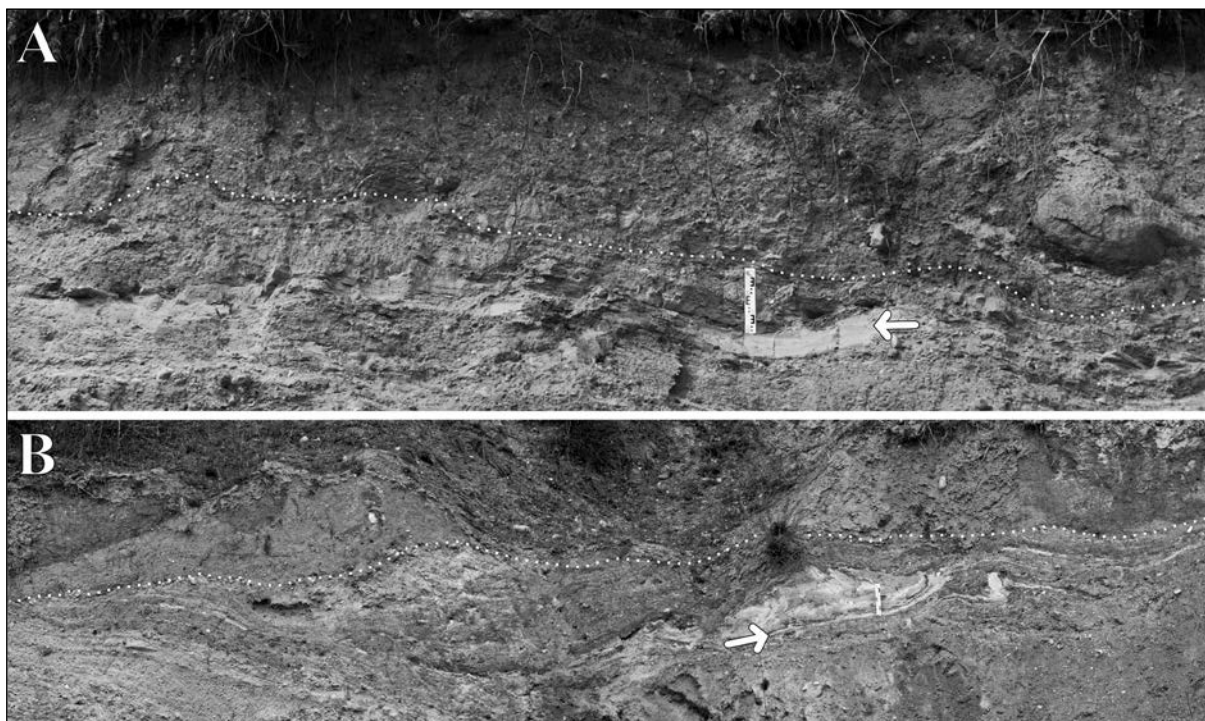


Fig. 5. Litofacie ogniwa c w stanowisku Mielnik. A, B – strzałki wskazują ławicę piasku masywnego (Sm) rozpoczynającą pakiet osadów, a linia przerywana znaczy spąg diamiktonu masywnego (Dm)

Deformacje

Postsedymenacyjny charakter mają jedynie deformacje gliny *ogniwa a* i osadów żwirowo-piaszczystych *ogniwa b*, które wspólnie biorą udział w zaburzeniach (fig. 3).

Opis. W strefie kontaktu glina *ogniwa a* i osady żwirowo-piaszczyste *ogniwa b* zapadają ku N pod kątem 35-40°. Mezostruktury glaciektoniczne, sięgające głębokości co najmniej 5-6 m, najlepiej wyrażone są w osadach *ogniwa b*. Ławice żwirowo-piaszczyste *ogniwa b* są wychylone z pierwotnej pozycji sedymenacyjnej (fig. 6A) i wszystkie zapadają ku N pod kątem 15-60°, w szerokim zakresie azymutów między 312 a 50°. Tworzą quasi-łuski o rozstępie kilkunastu metrów. Lokalnie granice między nimi (płaszczyzny nasunięć) podkreślone są inkorporowaną z podłoża gliną *ogniwa a*. Gлина wykazuje oddzielność kostkową związaną z intensywnym kliważem ścięciowym. Wraz z piaskami mułowymi, pobranymi ze spągu *ogniwa b*, bierze udział w podrzędnych deformacjach typu fałdków ciągnionych (fig. 6B), typowych dla strefy ścinania.

Interpretacja. Deformacje osadów *ogniwa a* i *b* interpretujemy jako efekt naporu lądolodu, który nastąpił po depozycji osadów terminoglacjalnych *ogniwa b*. Za przyjętą genezę deformacji przemawiają w szczególności: zgodność wychylenia warstw w kierunku dolodowym (generalnie ku N), quasi-łuskowy charakter i skala struktur, znaczny kąt nachylenia warstw, przekraczający nawet 50°, obecność podrzędnych, drobnych struktur ze ścinania rozwiniętych w płaszczyznach nasunięć, „dynamiczny” kontakt osadów żwirowo-piaszczystych *ogniwa b* i gliny lodowcowej *ogniwa a*. Z orientacji mezostruktur można wnioskować, że deformacje są efektem subhoryzontalnej kompresji skierowanej generalnie z północy, o dwóch kierunkach: przeważającym z N/NNE ku S/SSW i podrzędnym z N/NNW ku S/SSE.

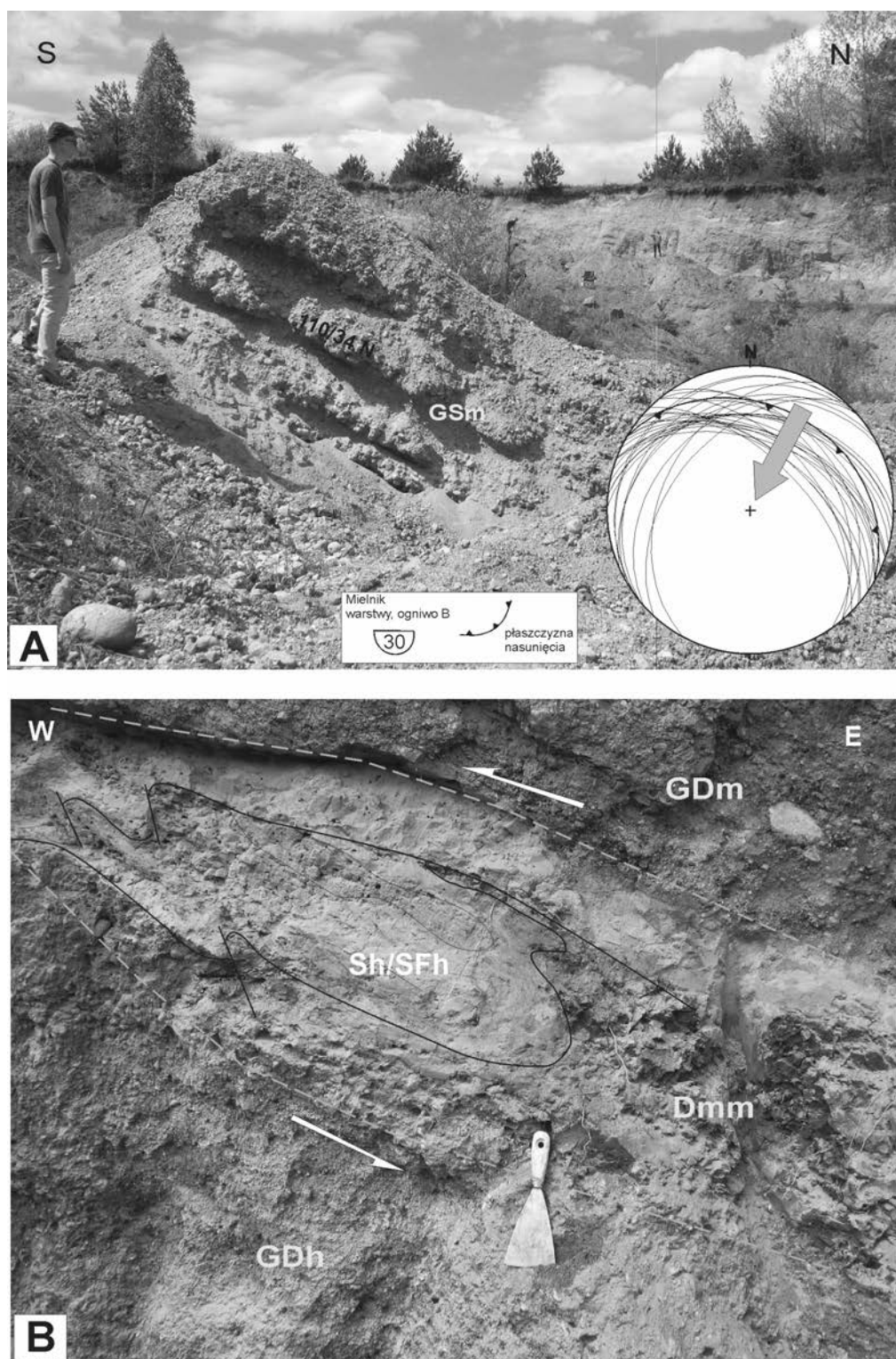


Fig. 6. Deformacje glacitektoniczne w stanowisku Mielnik. A – wychylone ku północy (30-34°) ławice żwirów GS_m ogniwa b widoczne w południowej części żwirowni. Na stereogramie ukazano położenie warstw ogniwa b w rzucie na dolną półkulę. Zwraca uwagę ogólne nachylenie warstw ku N oraz wysokie upady, nawet do 60°. Strzałka pokazuje generalny kierunek kompresji glacitektonicznej. B – podrzędne struktury glacitektoniczne w płaszczyźnie nasunięcia wyrażone jako fałdki ciągnione, tworzone przez diamikton inkorporowany z podłoża i drobnoziarniste laminowane piaski. Zauważ kostkową oddzielność diamiktonu, efekt kliważu ścięciowego

Litostratygrafia

W celu określenia pozycji stratygraficznej badanej sekwencji osadowej wykorzystano metodę opartą na analizie eratyków przewodnich (m.in. Lüttig 1958; Smed 1993), w modyfikacji zaproponowanej przez Czublę (2015). Badaniami objęto gliny lodowcowe *ogniwa a i c* (fig. 3). Wstępne wyniki badań zostały zaprezentowane podczas XVII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski (Czubla i in. 2010).

Opis. Zróżnicowane genetycznie gliny lodowcowe *ogniwa a i c*, różnią się składem petrograficznym.

Gлина lodowcowa *ogniwa a*. Spośród 1219 eratyków frakcji >20 mm zidentyfikowano zaledwie 22 ziarna skał lokalnych (1,8%). Nie znaleziono żadnych wapieni, które można byłoby uznać za mezozoiczne lub kenozoiczne.

Udział skał krystalicznych stanowi zaledwie 13,8% całkowitej liczby skał fennoskandzkich. Na wapienie paleozoiczne przypada aż 71,6%, zaś na dolomity i margle dolomityczne 7,3% skał północnych. Wśród 165 gładzików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 28 klastów skał przewodnich, czyli aż 17,0%.

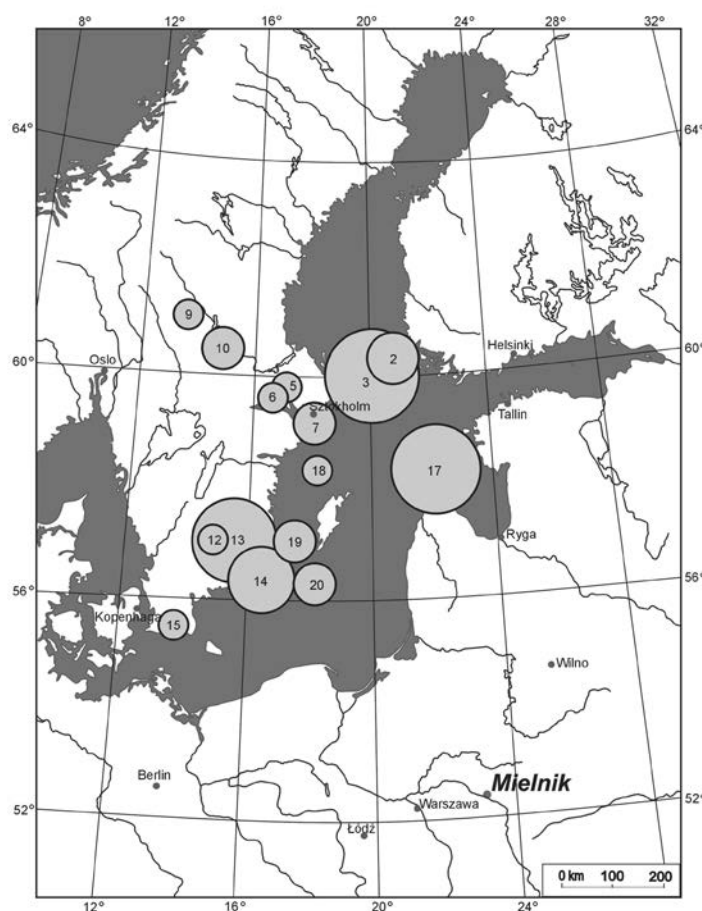


Fig. 7. Mapa kołowa eratyków przewodnich i pomocniczych (metoda za Smed 1993), stwierdzonych w glinie lodowcowej *ogniwa a* w stanowisku Mielnik (liczba uwzględnionych eratyków 49); powierzchnia koła odpowiada udziałowi danego eratyka w zespole gładzików. Oznaczenia punktów na mapach eratyków: 1 – granit rapakiwi Nystad, szary granodioryt Nystad, 2 – pyterlit alandzki lub Nystad, 3 – granit alandzki, Haga, rapakiwi i granitoporfir alandzki, porfir alandzki, granit aplitowy alandzki, 4 – porfir bałtycki czerwony, 5 – granit Uppsala, Vänge, Arnö, 6 – granit Sala, 7 – granit sztokholmski, 8 – porfiry szary z Dalarna i czerwony Grönklitt, diabaz Åsby, 9 – diabaz i melafir Öje, piaskowiec Dala, piaskowiec i zlepieniec Digeberga, 10 – granit Siljan, rapakiwi Siljan, porfir Månsta, 11 – granit Flivik, Virbo, porfir Påskallavik i Sjögelö, 12 – granit Växjö różowy i szary, 13 – granity Småland czerwone i Vislanda, porfiry Småland, 14 – piaskowce Kalmarsund i Tessini, 15 – kullait, piaskowiec skolitusowy i Hardeberga, 16 – bazalty ze Skanii, 17 – dolomity, 18 – czerwone piaskowce kambryjskie, 19 – czerwone wapienie ordowickie, 20 – wapienie beyrichiowe, 21 – wapienie paleoporellowe

Całkowita liczba eratyków skał przewodnich i pomocniczych (przeliczonych zgodnie z metodyką Vinxa i in. 1997) uwzględnionych na mapie (fig. 7) wyniosła 49, co stanowi w sumie 4,1% ogólnej liczby skał fennoskandzkich. Wyraźnie można na niej dostrzec przewagę skał przewodnich i pomocniczych pochodzących z regionu niecki bałtyckiej – Wyspy Alandzkie i dno Bałtyku. Wyjątkowo nieliczne są natomiast eratyki dalarneńskie i upplandzkie.

Teoretyczny ośrodek gładzowy zespołu eratyków przewodnich w *ogniwie a* ma współrzędne geograficzne 17,37°E; 58,63°N i jest zlokalizowany daleko na południowy zachód w stosunku do analogicznego wskaźnika obliczonego dla innych próbek pobranych z osadów glacialnych na Podlasiu i Lubelszczyźnie, z wyjątkiem m.in. gliny w Kolonii Domaszewskiej oraz dolnego poziomu gliny w Neplach (fig. 8).

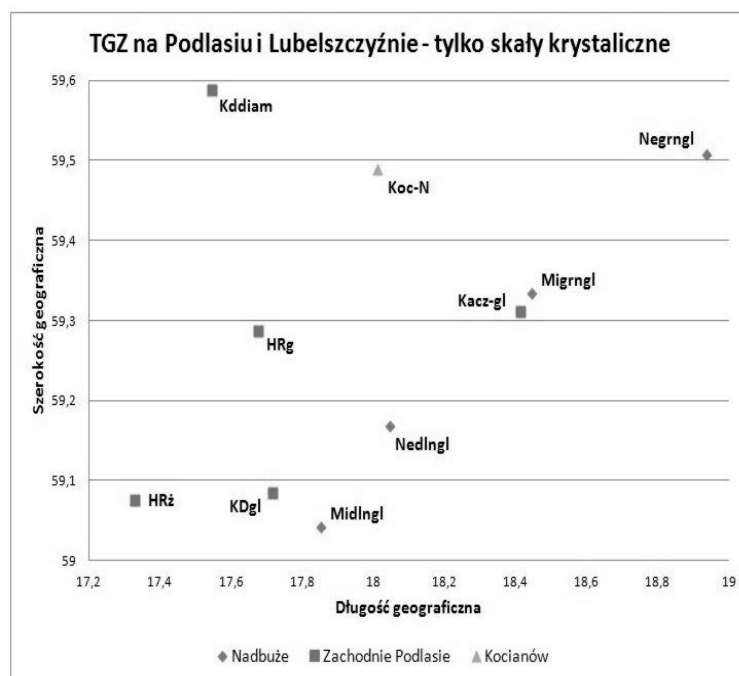


Fig. 8. Położenie teoretycznych ośrodków gładzowych w stanowiskach Podlasia i Lubelszczyzny

Gлина lodowcowa *ogniwa c*. Spośród 1082 eratyków frakcji >20 mm udało się wyróżnić tylko 8 klastów skał lokalnych, tj. 0,7% całkowitej liczby gładzików w próbce. Podobnie, jak w dolnej glinie nie zidentyfikowano żadnych wapieni mezozoicznych i kenozoicznych.

Udział skał krystalicznych stanowi 22,2% skał fennoskandzkich. Na wapienie paleozoiczne przypada tylko 66,95%, zaś na dolomity i margle dolomityczne 4,5% skał północnych. Sumaryczny udział fennoskandzkich skał osadowych (77,8%) jest ponad trzykrotnie wyższy od udziału skał krystalicznych.

Wśród 239 gładzików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 38 ziaren skał przewodnich, czyli 15,9%. Po doliczeniu piaskowców i skał pomocniczych (liczba tych ostatnich zredukowana zgodnie z metodą Vinxa i in. 1997) uzyskano 52 ziarna skał przewodnich (fig. 9), co stanowi w sumie 4,8% ogółu skał fennoskandzkich. Na mapie (fig. 9) bardzo wyraźnie zaznacza się dominacja skał pochodzących z regionu Wysp Alandzkich. Nieco mniej liczne są eratyki wywodzące się z Upplandu i dna Bałtyku. Småland, Skania i Dalarna reprezentowane są przez stosunkowo nieliczne ziarna.

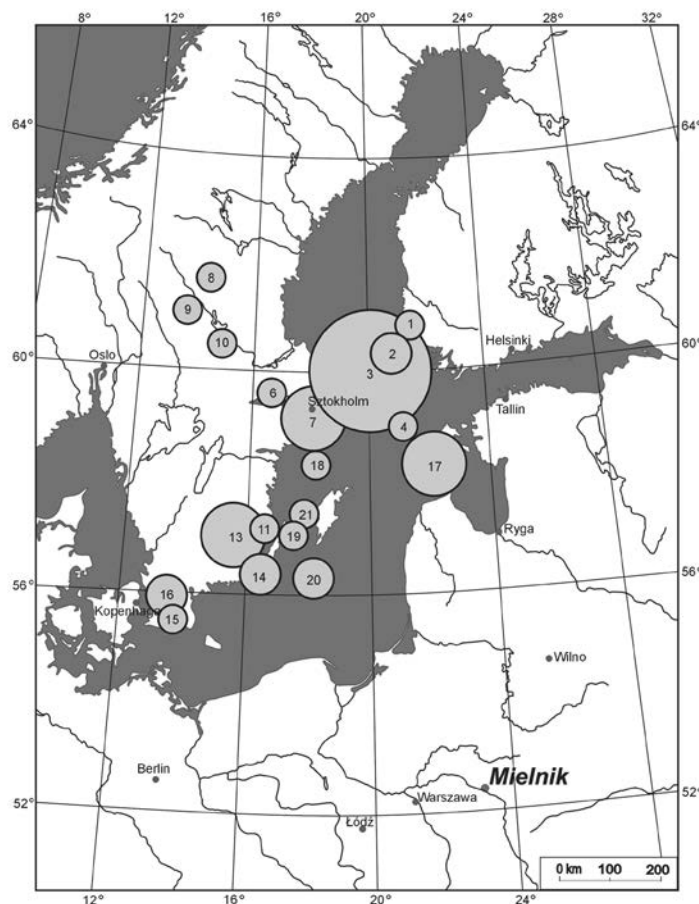


Fig. 9. Mapa kołowa eratyków przewodnich i pomocniczych stwierdzonych w glinie lodowcowej ogniwa c w Mielniku (liczba uwzględnionych eratyków 52); pozostałe objaśnienia jak do fig. 7

Teoretyczne centrum gławowe zespołu eratyków przewodnich z gliny *ogniwa c* ma współrzędne geograficzne 18,08°E; 59,11°N, czyli zlokalizowane jest na północny wschód od analogicznego wskaźnika obliczonego dla dolnej gliny, a podobnie jak dla gliny w Kaczorach koło Łukowa i górnej gliny w Neplach (fig. 8). Dane te świadczą o wschodnim obszarze zasilania lądolodu, który odłożył opisywaną glinę.

Interpretacja. Wyższy udział skał węglanowych w *ogniwie a* zdaje się wskazywać na drogę mas lodowych przez centralną część dzisiejszej niecki Bałtyku, której dno zbudowane jest głównie z wapieni. Gliny *ogniwa c* zostały odłożone przez lód przemieszczający się przez wschodnią część niecki Bałtyku, na co wskazuje liczne występowanie „tłustych”, cielistych wapieni pelitowych. Z przeprowadzonej analizy wynika, że gliny w Mielniku znacznie różnią się składem zespołów skał przewodnich. Największe różnice zaznaczają się w proporcjach pomiędzy skałami smålandzkimi i alandzkimi. W glinie *ogniwa a* te dwie grupy eratyków pozostają mniej więcej w równowadze, podczas gdy w *ogniwie c* skały alandzkie wyraźnie (kilkukrotnie) przeważają nad smålandzkimi. Pozwala to wysnuć wniosek o zmianie lokalizacji obszaru alimentacyjnego lądolodu, odpowiedzialnego za powstanie młodszej gliny, na północny wschód w stosunku do starszego nasunięcia. Południowo-zachodni obszar alimentacji starszej gliny podkreślają dodatkowo dość liczne piaskowce Tessini i Kalmarund, pochodzące z rejonu Cieśniny Kalmarskiej i Olandii.

Zaprezentowane zróżnicowanie składu eratyków frakcji >20 mm oraz odmienne położenie teoretycznych ośrodków gławowych wyznaczonych dla *ogniwa a* i *c* (fig. 8) pozwalają doszukać się analogii z innymi stanowiskami Polski Wschodniej. Starsza glina reprezentuje litotyp A (Czubla i in. 2013,

2015). Litotyp ten charakteryzuje się licznym występowaniem skał południowszwedzkich i dalarnęskich, przy stosunkowo skromnym udziale skał alandzkich i wschodniofennoskandzkich. Jest on korelowany z lądolodem zlodowacenia Sanu 2 (MIS 12). Jego wiek potwierdzają wieloaspektowe badania przeprowadzone w stanowisku Kolonia Domaszewska (Terpiłowski i in. 2014). Młodsza glina (*ogniwo c*) należy do litotypu B (sublitotyp B2), cechującego się niewielkim udziałem skał południowszwedzkich, a bardzo dużym eratyków alandzkich. Na podstawie badań przypowierzchniowej gliny w Kaczorach koło Łukowa sublitotyp B2 został uznany za odłożony przez lądolód zlodowacenia Warty – MIS 6 (Czubla i in. 2013, 2015).

Wnioski

Wyniki badań osadów stanowiska Mielnik pozwalają na następujące wnioski:

1. Litologia osadów wskazuje na ich związek z depozycją w dwóch środowiskach: subglacialnym (głina lodowcowa *ogniwa a*), oraz terminoglacjalnym, w proksymalnej części stożka napływowego – z wysokoenergetycznych zalewów warstwowych (gruboklastyczne, słabo wysortowane żwiry *ogniwa b*), a następnie spływu mas (osady diamiktonowe *ogniwa c*).
2. Deformacje osadów *ogniwa a* i *b* (nachylenie ławic, quasi-łuski), rozwinęły się głównie wskutek nacisku lądolodu skierowanego z NNE ku SSW.
3. Wyraźnie odmienny skład petrograficzny glin lodowcowych *ogniwa a* i *c* wskazuje na zróżnicowanie wiekowe procesów glacialnych. Depozycja subglacialna osadów *ogniwa a* zachodziła podczas zlodowacenia Sanu 2, a depozycja terminoglacjalna *ogniwa b* i *c* oraz procesy deformacji glaciektonicznych *ogniwa a* i *b* zachodziły podczas zlodowacenia Warty.

Należące do zlodowacenia Warty sedymenty terminoglacjalne i przypadające na ten okres rozwój procesów glaciektonicznych wskazuje, że prezentowaną formę można uznać za spiętrzoną morenę końcową, czyli tak jak interpretowali Nitychoruk i in. (2006). Jednak w kontekście sugerowanego istnienia lobu Bugu który miał sięgnąć po Neple (por. Czubla i in. 2010), nie można wykluczyć, że forma ta mogła powstać na linii „szwu” pomiędzy masami lodowymi, na granicy przewarciańskiej wysoczyzny polodowcowej i doliny Bugu. Zgodnie z tą hipotezą, byłaby to forma interlobowa wyznaczająca jedynie lokalny kierunek nasunięcia lądolodu warciańskiego na obszar wschodniej Polski graniczący z Białorusią.

Opracowanie to zrealizowane zostało w ramach projektu badawczego Opus 5-Dec_201309BST1000031 oraz działalności statutowej WNG UŁ i WNoZiGP UMCS.

STANOWISKO 2 – MIELNIK GÓRA ZAMKOWA GENEZA PODLASKIEGO PRZEŁOMU BUGU

Jerzy NITYCHORUK, Łukasz ZBUCKI

Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych,
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska
e-mail: jerzy.nitychoruk@pswbp.pl, l.zbucki.dydaktyka@pswbp.pl

Jerzy Kondracki (1933) w swojej pracy „Tarasy dolnego Bugu” po raz pierwszy używa nazwy „Podlaski Przełom Bugu”, lokując go między ujściem Krzny a ujściem Nurca. Według Kondrackiego typowy przełom przez pas moren podlaskich i przez kredowe skały podłoża występuje pod Mielnikiem. Woldstedt (1920) przełomowy odcinek doliny Bugu pod Mielnikiem uważa za rynnę polodowcową, która została przemodelowana w zagłębienie końcowe przez jeziora lodowcowe, posuwający się wzdłuż osi dzisiejszej doliny Bugu. Formy lodowcowe w rymnie mielnickiej oczywiście nie zachowały się, zniszczone erozją Bugu.

Podlaski Przełom Bugu, według opisu Kondrackiego (1933), zaczyna się od ujścia Leśnej i Krzny. Wcześniej pod Brześciem Bug płynie szeroką, zabagnioną doliną o niewyraźnych krawędziach. Dno doliny, wzniesione zaledwie 3-4 m ponad poziom rzeki, rozciąga się na lewym jej brzegu na przestrzeni 6 km i pokryte jest licznymi łachami, wypełniającymi się wodą w czasie wysokich stanów wód.

Od ujścia Krzny i Leśnej wygląd doliny zmienia się. Po obu jej stronach pojawiają się strome stoki, których wysokość dochodzi do 30 m. Szerokość doliny zmniejsza się do 4-5 km, ponad tarasem zalewowym pojawiają się wyższe obszary piaszczyste, podcięte niekiedy wyraźną krawędzią. Koło Janowa Podlaskiego dolina skręca na północ, zataczając między Niemirowem i Sutnem duży łuk, by w okolicach Mielnika skierować się znów w kierunku północno-zachodnim. Na tej przestrzeni wysokość stoków przekracza nawet 50 m, zmniejsza się natomiast szerokość dna do 2 – 2,5 km, pod Mielnikiem nawet do 1,3 km.

Na tym odcinku doliny Bugu Kondracki (1933) wyróżnia 3 tarasy: 3 - 4 m, 8 m i 19 m, a ponad nimi ślady jeszcze wyższego poziomu, obniżającego się ku E.

Część doliny, między przełomem mielnickim a zakrętem koło Drohiczyna, posiada kierunek zachodni, większą szerokość (4 - 5 km) i nieco niższe stoki. Tarasy są tu mniej wyraźne, brak jest poziomu najwyższego.

Za Drohiczynem dolina skręca na N, zachowując ten sam charakter morfologiczny, pojawia się jednak ważny fakt - dążenie rzeki do zwiększenia spadku, o czym świadczy brak meandrów.

Zdaniem Ingardena (1922), należyte wykształcenie profilu podłużnego utrudniają „złoża kamieni glacialnych i resztki starych jazów młyńskich”, tkwiące w wielu miejscach dna rzeki. Kondracki (1933) bardzo słusznie jednak uważa, że mogą tu działać inne, głębsze przyczyny, tkwiące w historii rzeki oraz w istnieniu pod Mielnikiem opisanego garbu kredowego i możliwości pewnych ruchów tektonicznych.

Najwyższe poziomy erozyjne nad dolnym Bugiem, według Kondrackiego (1933) nie zasługują na miano tarasów rzecznych. Uważa on słusznie taras IV Lencewicza (1912), raczej za zdenudowaną powierzchnię pierwotnej akumulacji lodowcowej, która w podlaskim przełomie wcale nie występuje. Natomiast wyróżniony przez siebie na E od Mielnika „poziom mielnicki” uznaje za poziom dolinny, zrekonstruowany na podstawie kilku fragmentów tarasowych. Poziom ten posiada spadek w stronę kotliny brzeskiej i zachował się fragmentarycznie. Kondracki (1933) na istnienie tego poziomu podaje następujące fakty:

1) ogólne nachylenie terenu na zewnątrz pasa moren podlaskich ku wschodowi, 2) kierunek dopływów Bugu na tym obszarze, 3) obecność stożka sandrowego pod Mielnikiem, 4) lejkowate rozszerzanie się doliny Bugu ku kotlinie brzeskiej.

Uważa on za Zaborskim (1927), że omawiany poziom pojawia się po raz pierwszy w zwężeniu doliny w Mielniku, osiągając największą wysokość względną ok. 30 m, a bezwzględną ok. 150 m n.p.m. dalej w Werchlisiu, gdzie nieco większy fragment tarasu leży na wysokości 147 m n.p.m. Na podstawie różnic wysokości tego tarasu w Mielniku i Werchlisiu, Zaborski (1927) przyjął możliwość odpływu wód od Mielnika na wschód. Obserwacje Kondrackiego (1933) to potwierdzają. Kondracki dodaje, że ślady „poziomu mielnickiego” o wysokości względnej 20 m, występują jeszcze między Derłem i Zaczopkami (141-144 do 145 m n.p.m.).

W dalszych rozważaniach Kondracki (1933) uznaje, że „w czasie podlaskiego stadium zlodowacenia, wody odpływały na Polesie dzisiejszą doliną Krzny oraz Bugu, na odcinku Mielnik-Brześć. Następnie po wycofaniu się lądolodu dział wodny w okolicach Mielnika istniał jeszcze czas dłuższy, gdyż taras IV w przełomie nie wytworzył się. Dopiero kiedy Wisła przeszła na taras III, przerzucając swój bieg na N do pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej, wody poleskiego Bugu popłynęły ku zachodowi. Erozja wsteczna, która dokonała tego przeciągnięcia, miała ułatwione zadanie wskutek istnienia pod Mielnikiem rynny, wciętej ok. 30 m w otaczającą wyżynę dyluwialną, a spadek ku kotlinie warszawskiej był znacznie silniejszy, niż ku kotlinie brzeskiej. Dno kotliny warszawskiej w poziomie tarasu III leżało na wysokości ok. 90 m, dno kotliny brzeskiej ok. 140 m, podczas gdy wysokość działu wodnego pod Mielnikiem na dnie rynny wynosiła około 150 m. Przełom powstał zatem nie przez „przelanie się wód” zaraz po ustąpieniu lodów, jak przypuszczał Woldstedt (1920), lecz później w okresie przed „wielką oscylacją” (zlodowacenie Würmskim), ponieważ pod Płockiem jezior lodowcowy wkroczył wówczas na gotowy już taras III, który towarzyszy również biegowi całego dolnego Bugu. Powstanie podlaskiego przełomu należy odnieść do okresu poprzedzającego „wielką oscylację” (zlodowacenie würmskie), a ułatwione było ono przez istnienie w Mielniku starej rynny lodowcowej”.

Przytoczone powyżej rozważania zaczerpnięte z pracy Kondrackiego (1933), w dużej mierze nie straciły na aktualności i były wielokrotnie powtarzane przez badaczy zajmujących się genezą Podlaskiego Przełomu Bugu. Jednak nie ze wszystkimi teoriami, w świetle nowych badań, można się zgodzić.

Niewątpliwie wymaga korekty istnienie tzw. „poziomu mielnickiego”, którego ślady były zauważone koło Werchlisia i między Derłem a Zaczopkami. Według Nitychoruka i in. (2006) są to osady kemowe – piaski drobnodziarniste z mułkami, które powstały przy spokojnej sedymentacji, między bryłami martwego lodu. Traktowanie ich jako osadów rzecznych, wartko płynących sprzed czoła lądolodu jest niewłaściwe.

Jak zatem mogły odbywać się przepływy w Podlaskim Przełomie Bugu?

Według nowych prac wykonanych do mapy polsko-białoruskiego pogranicza (Marks i in. w druku), zasięg lądolodu stadiału Warty pokrywał się z doliną Bugu od ujścia Krzny prawie do Mielnika. Dolina Bugu na tym odcinku ma w swoim podłożu bardzo miększy (do 70 m) pakiet osadów mułkowo-ilastych – zastoiskowych. Osady te występują bezpośrednio pod osadami rzeczными 20-25 m miąższości i w dolinie mają zdecydowanie większą miąższość niż poza nią, na wysoczyznach. Taką sytuację geologiczną dobrze widać na przekroju geologicznym do SMGP ark. Wierzchlas (Nitychoruk i in. 2006). Według Nitychoruka (1994) w trakcie sedymentacji zastoiskowej mogło dochodzić do obniżania podłoża pod obecną doliną Bugu. Skoro obszar ten miał tendencje do obniżania, mogło to być przyczyną „zatrzymania” lądolodu Warty, którego czoło stanęło na obecnej dolinie Bugu. Wytapianie, zapewne cienkiego lodu strefy czołowej, następowało po jego rozpadzie na poszczególne bryły, co widoczne jest w postaci zachowanych zagłębień wytopiskowych w okolicach Bohukał, Zaczopek, Derła i Werchlisia. Między bryłami dochodziło do akumulacji limnoglacialnej – osadów kemów. Kolejny etap wytapiania lądolodu wiązał się z uruchomieniem silnych przepływów, które kierowały się od Mielnika, gdzie miała swoje ujście rynna subglacialna, obecną doliną Bugu w stronę Brześcia i dalej na wschód. Ten etap uformował współczesną dolinę Bugu usuwając jednocześnie osady glacialne, które powstały po wytopieniu czoła lądolodu.

Podlaski Przełom Bugu poniżej Mielnika miał również uwarunkowania tektoniczne (Nitychoruk i in. 2009). Równoleżnikowy kierunek zaznacza się tu wyraźnie, a nagle zmiana kierunku na NW-

SE nie jest przypadkowa. Tektoniczne uwarunkowania zmiany przebiegu doliny na NW-SE dostrzega również Kondracki (1933), jak również wpływ ruchów obniżających na N, które wpłynęły na brak meandrów.

Równoleżnikowy odcinek doliny powstał przy odstąpieniu lądolodu ze strefy jego maksymalnego zasięgu w okolicach Łosic. Wtedy utworzyła się dolina marginalna, którą odpływały wody równolegle do czoła lądolodu. Założenia doliny na odcinku NW-SE powstawały w trakcie dalszego wytapiania lądolodu i przepływu wód fluwioglacjalnych.

Po zlodowaceniu Warty, w interglacjale eemskim, bariera zbudowana ze skał kredy jaka istniała w okolicach Mielnika uniemożliwiała przepływ Bugu podobny do współczesnego. Najprawdopodobniej istniały wówczas dwie rzeki, płynące z okolic Mielnika w dwie strony, na W i na SE ale nie były to duże rzeki, gdyż obszar wododziałowy był zbyt mały, żeby zasilić obie. Dopiero zlodowacenie Wisły w swojej fazie końcowej, jak pisze Woldstedt (1920), przyczyniło się do przelania się wód przez przełom pod Mielnikiem. Kondracki uważa, że nastąpiło to przed maksimum zlodowacenia, kiedy lądolód podpiętrzył wody w dolinie Wisły. Wydaje się, że rozumowanie Woldstedta (1920) jest w tym momencie bardziej właściwe, gdyż łatwiej jest powiązać obniżanie bazy erozyjnej z pogłębianiem koryta prowadzącym do przeciągnięcia wód.

Schyłek zlodowacenia Wisły i początek holocenu, to okres powstawania wielkopromiennych meandrów w Dolinie Bugu widocznych dobrze na tarasie nadzalewowym. Od okresu atlantyckiego do dzisiaj, następuje rozwój tarasu zalewowego z licznymi meandrami, częściowo już zarośniętymi, a częściowo wypełnionymi wodą.

STANOWISKO 4 – JANÓW PODLASKI

Łukasz ZBUCKI

Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych,
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska
e-mail: l.zbucki.dydaktyka@pswbp.pl

Janów Podlaski jest jedną z najciekawszych turystycznie miejscowości Południowego Podlasia. Położony jest na Równinie Łukowskiej i Podlaskim Przełomie Bugu (Kondracki 1978) nad rzeką Czyżówką w pobliżu jej ujścia do rzeki Bug.

Pierwsze wzmianki historyczne o Janowie Podlaskim pochodzą z 1423 r. kiedy to funkcjonował jako wieś Porchów. W roku 1465 przeniesiono tutaj siedzibę biskupów łuckich, miejscowości nadano prawa miejskie i zmieniono jej nazwę na Janów Biskupi. Do roku 1796 miejscowość była siedzibą biskupów łuckich, a w latach 1818-1867 stolicą diecezji janowskiej. W roku 1946 Janów Podlaski utracił prawa miejskie. Obecnie miejscowość zamieszkuje około 2 700 osób.



Fig. 1. Kościół pw. św. Trójcy (fot. Ł. Zbucki)



Fig. 2. Dom Ryttów (fot. Ł. Zbucki)

O dawnej świetności Janowa Podlaskiego świadczą jego zabytki. Do najciekawszych należą:

- barokowy zespół pokatedralny, do którego należą: kościół pw. św. Trójcy (fig. 1) z lat 1714-1735 wraz z dzwonnica (1745 r.), plebanią (1898 r.) oraz budynkami dawnego seminarium duchownego (1745 r.), obecnie znajduje się tu szkoła ponadgimnazjalna. W krypcie kolegiaty pochowani są biskupi, w tym wybitny pisarz bp Adam Naruszewicz (zm. w 1796 r. w Janowie Biskupim),
- na wschód od rynku znajduje się poddominikański kościół rektoralny pw. św. Jana Chrzciciela (1790-1801) wraz z bramą dzwonnice w stylu bizantyjskim
- dawny zamek biskupi, obecnie przebudowywany na Hotel Zamek Biskupi, wraz z parkiem w stylu angielskim, tutaj znajduje się tzw. Grota Naruszewicza z 1790 r.
- dom Ryttów (1793 r, fig. 2) znajduje się w nim Galeria Autorska malarza Macieja Falkiewicza,
- kramy i jatki wzniesione w końcu XVIII w. lub w pierwszej połowie XIX w. o cechach uproszczonego klasycyzmu, przekształcone, położone na rynku.

W Janowie Podlaskim znajdują się najstarsze w Polsce dystrybutory paliwa, prawdopodobnie z 1928 roku (Zubowicz i in. 2008).

Stadnina Koni w Janowie Podlaskim

Około 2 km od centrum Janowa Podlaskiego, w dolinie rzeki Bug wśród nadbużańskich łąk, położona jest najstarsza i najbardziej znana w Polsce stadnina koni. Została założona w 1817 r. Znajduje się ona na terenie dawnego folwarku biskupiego Wygoda. Stadnina słynie głównie z hodowli koni czystej krwi arabskiej. Wychodowane tutaj konie należą do najlepszych na świecie. Sprzedawane były nawet za kwotę ponad miliona dolarów. Od 1970 r. odbywa się tutaj najważniejsza na świecie aukcja koni czystej krwi arabskiej. Aukcję poprzedza Polski Narodowy Pokaz Koni Arabskich Czystej Krwi. Równie znakomite są wychodowane tutaj konie angloarabskie.



Fig. 3. Stajnia Zegarowa (fot. Ł. Zbucki)



Fig. 4. Konie arabskie w Janowie Podlaskim (fot. Ł. Zbucki)

Znaczna część terenu Stadniny objęta jest ochroną konserwatorską. Do najciekawszych obiektów należą: Stajnia Zegarowa z 1841 r. (fig. 3.) wg projektu Henryka Marconiego i Stajnia Czołowa z 1885 r. wykonana wg projektu rosyjskiego architekta Pawła Suzora. Przy bramie Stadniny swój początek bierze ścieżka przyrodnicza „Nadbużańskie Łęgi”

STANOWISKO 5 – NEPLE

ZABURZENIA GLACITEKTONICZNE W STREFIE MARGINALNEJ

Jerzy NITYCHORUK, Łukasz ZBUCKI

Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, ul. Sidorska 95/97,
21-500 Biała Podlaska
e-mail: jerzy.nitychoruk@pswbp.pl, l.zbucki.dydaktyka@pswbp.pl

Neple położone są w dolinie Krzyny, przy jej ujściu do Bugu. Około 1 km na północny-wschód od wsi znajduje się wzniesienie Góra Kamienna Baba (159,28 m n.p.m.), dobrze widoczne w morfologii terenu (fig. 1). Na szczycie pagórka funkcjonuje niewielka żwirownia gdzie sporadycznie, od wielu lat, wydobywany jest piasek i żwir. Mało intensywna eksploatacja surowca jest przyczyną zapęływania ścian, co sprawia, że obraz geologii tego pagórka nie jest dobrze czytelny.

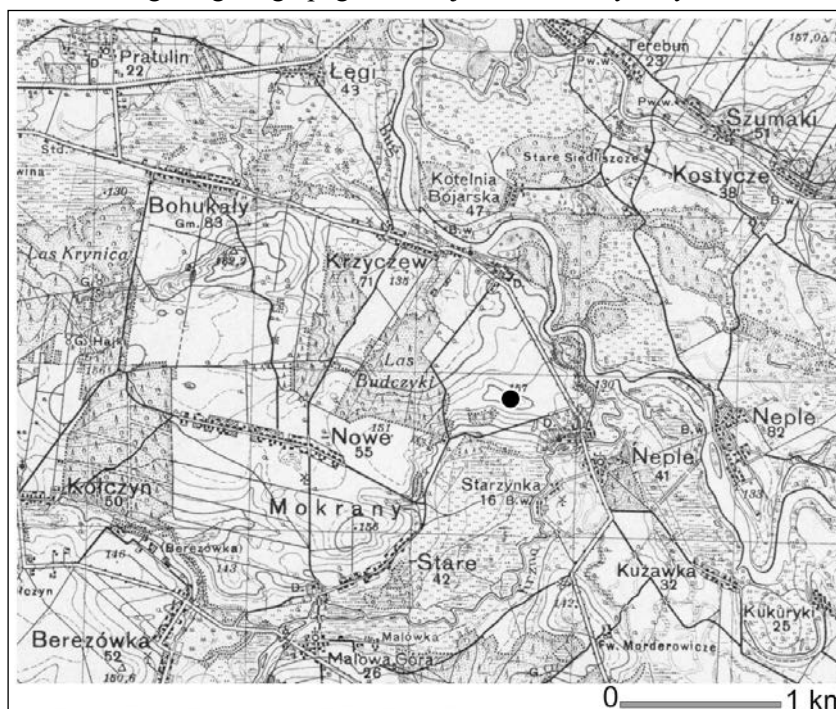


Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Neple (WIG 1931b)

Pierwsze badania i rysunek zachodniej ściany żwirowni został przedstawiony przez Nitychoruka (1994) gdzie glina zwałowa została datowana, wówczas powszechnie stosowaną w datowaniu glin metodą TL na 172 ± 26 ka, co pozwalało ją wiązać ze zlodowaceniem Odry lub Warty. Nitychoruk rozdzielił glinę na bazalną, supraglacjalną oraz spływową i na podstawie zaburzeń glacitektonicznych osadów w tym odsłonięciu uznał, że powstały one w bliskim kontakcie z lądolodem.

Wyniki badań petrograficznych gliny zwałowej z Nepli przeprowadzone przez Gałązkę w latach 1996-2001, pozwoliły rozdzielić ją na dwie, gdzie dolną glinę zaliczono do zlodowacenia Sanu, a górną do zlodowacenia Warty. W swojej pracy doktorskiej Gałązka (2004) pisze, że skład petrograficzny eratyków przewodnich dolnej gliny w Neplach, gdzie jest wybitnie reprezentowane wschodnie centrum głazowe z południowo-zachodniej i wschodniej Finlandii, jest rzadko spotykany. Górna glina ma zupełnie odmienny skład petrograficzny, co potwierdzone jest również w postaci dosyć nietypowych wskaźników petrograficznych, podobny do składu gliny w Wajkowie koło Mielnika, datowanej na zlodowacenie Warty.

Kolejne badania glin w Neplach przeprowadził Czubla i in. (2015), z których wynika, że występują tu dwa litotypy glin - A i B. Litotyp A charakteryzuje się występowaniem skał południowszwedzkich i dalareńskich przy małym udziale skał alandzkich i wschodniofennoskandzkich i jest korelowany ze zlodowaceniem San 2. Litotyp B-2 gliny z Nepli korelowany jest ze zlodowaceniem Warty.

Przeprowadzone ostatnio prace w stanowisku Neple pokazały nowy, bardzo ciekawy obraz budowy geologicznej. W odsłoniętej na powierzchni 6 x 10 m zachodniej ścianie żwirowni występują: gliny zwałowe, zawierające warstwowania, których płaszczyzny ustawione są pionowo, co pokazuje, że gliny te zostały bardzo silnie zaburzone glaciektonicznie. Poniżej glin w profilu występują piaski i żwiry, wskazujące na dużą energię przepływu w środowisku akumulacji. Osady te są zaburzone i również występują w pozycji pionowej. Świadczy to o bliskim kontakcie ze strefą krawędziową lądolodu, którego czoło wkroczyło tu dynamicznie, spiętrzając wcześniej akumulowane osady formy morenowej. W opisywanym profilu widoczne są dwie różniące się barwą gliny. Te bardziej miększe i występujące od powierzchni są brązowe, sporadycznie natomiast występują gliny szare, które zostały stwierdzone też w dnie odsłonięcia, na głębokości około 1,7 m, pod serią piaszczysto-żwirową, dlatego można przypuszczać, że są one starsze i były włączane w obręb formy podczas deformacji.

Z wykonanych oznaczeń petrograficznych żwirów dla obu glin uzyskano wartości współczynników O/K-K/W-A/B dla gliny górnej, brązowej: 1,47-0,72-1,31 zaś szarej inkorporowanej: 1,70-0,62-1,50 (Marks i in. 2016 w druku) co potwierdzać może typ petrograficzny gliny zlodowacenia Odry stadiału Warty (Lisicki 2003)



Fig. 2. Glina zwałowa w zachodniej ścianie żwirowni w Neplach (fot. Ł. Zbucki)

Na ark. Terespol SMGP (Nitychoruk i in. 2007) osady glacialne w stanowisku Neple są przedstawione jako moreny martwego lodu. Koncepcja ta wynikała z morfologii doliny Krzny, która w okolicach Nepli przybiera nieproporcjonalnie do wielkości rzeki, nieckowate zagłębienie, nietypowe dla czystej erozji rzecznej, a bardziej typowe dla egzaracji lodowcowej. Osady żwirowe występujące wokół tego zagłębienia, świadczące o bliskim kontakcie z lodem skłaniały do zaproponowanej genezy, przedstawionej na arkuszu SMGP.

Zaproponowany (Marks i in. w druku) nowy zasięg lądolodu Odry stadiału Warty, który pokrywa się, w części od Janowa Podlaskiego do Nepli z doliną Bugu, opiera się między innymi na sytuacji geologicznej w stanowisku Neple. Silne zaburzenia glaciektoniczne gliny zwałowej spowodowane naciskiem z południa pokazują, że w dolny odcinek obecnej doliny Krzny wkroczył lądolód, który swoją dynamiką doprowadził do zaburzenia gliny ze zlodowacenia Sanu 2, lub Sanu 1, badania petrograficzne tego nie rozstrzygają.

Położone 2,7 km na wschód kopalne osady jeziorne z interglacjału mazowieckiego w Mokranach Nowych (Krupiński, Nitychoruk 1991) nie mają przykrycia glacialnego, podobnie jak w stanowiskach Lipnica, Pokiniana, Borsuki, Komarno i Biała Podlaska. Ten fakt, między innymi, zdecydował o powstaniu koncepcji zasięgu lądolodu Odry stadiału Warty nie przekraczającym doliny Bugu, na odcinku Neple – Janów Podlaski.

SPIS LITERATURY DO WYCIECZEK TERENOWYCH

- BENNETT M.M., Glasser N.F., 2009 — Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms, 2nd Edition. Wiley-Blackwell.
- BIESZANOW W., 2012 — Twierdza Brzeska. Bellona S.A., 311 pp.
- BIŃKA K., 2001 — Wyniki analizy palinologicznej zastoiskowych osadów na ark. Terespol SMGP 1:50 000. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- BLAIR T.C., McPHERSON J.G., 1994 — Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedim. Res.* **64**: 450-489.
- BŁASZCZKIEWICZ M., 2005 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Zblewo. Warszawa: PIG.
- BRODZIKOWSKI K., 1993 — Sedymentologia glacialimniczna. I. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacyjna. *Acta Geogr. Lodziensia* **62**: 1-162.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., 1991 — Glacigenic Sediments. *Developments in Sedimentology*, **49**.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., ZIELIŃSKI T., 1997 — Development of a lake in a subsiding basin in front of a Saalian ice sheet (Kleszczów Graben, central Poland). *Sedimentary Geology*, 113: 55-80. doi: 10.1016/S0037-0738(97)00046-8
- CAILLEUX A., 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mémoires de la Société Géologique de France* **41**.
- CZUBLA P., 2015 — Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Wyd. UŁ, Łódź.
- CZUBLA P., GODLEWSKA A., TERPIŁOWSKI S., ZIELIŃSKI T., ZIELIŃSKI P., KUSIAK J., PIDEK I.A., MAŁEK M., 2013 — Glacial till petrography of the South Podlasie Lowland (E Poland) and stratigraphy of the Middle Pleistocene Complex (MIS 11-6). In: International Field Symposium "Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania" (red. A. Damušytė, A. Grigienė). Vilnius-Trakai, Lithuania, June 25–30, 2013: 27–29. Lithuanian Geol. Survey, Vilnius.
- CZUBLA P., TERPIŁOWSKI S., GODLEWSKA A., 2010 — Koncepcje maksymalnego zasięgu lobu Bugu lądolodu zlodowacenia warty a skład eratyków przewodnich najmłodszych glin lodowcowych. W: . Marks L., Pochocka-Szwarc K. (red.) XVII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Dynamika zaniku lądolodu podczas fazy pomorskiej w północnowschodniej części Pojezierza Mazurskiego. Jeziorowskie, 6–10 września, 2010: 56–57. Państw. Inst. Geol., Państw. Inst. Bad., Warszawa.
- CZUBLA P., TERPIŁOWSKI S., ZIELIŃSKI T., GODLEWSKA A., PIDEK I.A., ZIELIŃSKI P., 2015 — Eratyki przewodnie jako narzędzie korelacji osadów glacialnych w Polsce Wschodniej. W: Kordowski J., Lamparski P., Lisicki S., Roman M (red.) XXII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa Stratygrafia Plejstocenu Polski, Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacialna transformacja jej rzeźby. Gołaszewo, 31 sierpnia – 4 września, 2015: 30-31. Państw. Inst. Geol., Państw. Inst. Bad., Warszawa.
- EVANS D.J.A., PHILLIPS E.R., HEMISTRA J.F., AUTON C.A., 2006 — Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, 78: 115-176.
- GAŁĄZKA D., 2004 — Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określania stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Arch. Wydziału Geologii UW, praca doktorska.
- GOŹDZIK J., KRYSIAK K., 2009 - Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstoceńskich w strefie brzeżnej płata kemowego Czubatej Góry (Kopalnia Bełchatów). *Prace PIG* 194: 35-48.
- INGARDEN R., 1922 — Rzeki i kanały żeglowne w b. trzech zaborach. Warszawa.
- JANICKI T., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Stacja Nurzec. Wyd. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KASSE C., 1997 — Cold–Climate Aeolian Sand–Sheet Formation in North–Western Europe (c. 14–12.4 ka); a response to Permafrost Degradation and Increased Aridity. *Permafrost and Periglacial Processes*, **8**: 295-311.
- KOCUREK G., NIELSON J., 1986 — Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, **33**: 795-816.
- KONDRACKI J., 1933 — Tarasy dolnego Bugu. *Przegl. Geogr.*, **13**, 2-4: 104-126.
- KOSTER E.A., 1995 — Progress in cold-climate aeolian research. *Quaestiones Geographicae Special Issue*, **4**: 155-163.
- KRUPIŃSKI K.M., 1995 — Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjalu mazowieckiego. *Acta Geogr. Lodz.*, **70**: 1–200.

- KRUPIŃSKI K.M., 2000 — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjalnych mazowieckiego z obszaru Polski. *Prace PIG*, **169**: 1-61.
- KRUPIŃSKI K.M., NITYCHORUK J., 1991 — Geologic setting and pollen analysis of interglacial organic sediments at Mokraný Nowe in Podlasie, Eastern Poland. *Acta Palaeobot.* **31**, 1-2: 227-243.
- KRZYSZKOWSKI D., ZIELIŃSKI T., 2002 — The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sedimentary Geology*, **149**: 73-92.
- LENCEWICZ S., 1912 — Bug pod Małkinią. Ziemia.
- LINDNER L., 1988 — Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związku Radzieckiego. *Prz. Geol.*, **11**: 637-647.
- LISICKI S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Prace PIG*, **177**.
- LÜTTIG G., 1958 — Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geolog. Jahrb.*, **75**: 361-418.
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., MAMCHYK S., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., w druku. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quat. Int.*
- MARKS L., PAVLOVSKAYA I. E., 2003 — The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. *Boreas*, **32**, 2: 337-346.
- MARKS L., PAVLOVSKAYA I. E., 2006 — Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus. *Quaternary International*, **149**: 87-93.
- MATVEEV A.V., 2002 — Mapa "Geomorfologichnaja Rajanawanne". In: Relief i geomorfologija. Nacyonalny Atlas Belarusi, Mińsk
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1993 — Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden. *Boreas*, **22**: 165-170.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 2001 — Wpływ warunków klimatycznych na cechy strukturalne i tekstualne osadów mineralnych. W: Karczewski A., Zwoliński Z. (red.), Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja. Poznań: 377-394.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., WORONKO B., 1998 - Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Przegląd Geologiczny* **46**, 1275-1281.
- NARLOCH W., WOJCIECHOWSKA J.M., OSOWICKA A., WYSOTA W., PIOTROWSKI J.A., SOBIECH M., 2014 – Zróżnicowanie facjalne glin jako wskaźnik fluktuacji ciśnienia wód subglacjalnych na kontakcie lodu i podłoża podczas zlodowacenia wisły w północnej części Pojezierza Dobrzyńskiego. *Landform Analysis* **25**: 125-133.
- NITYCHORUK J., 1994 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocznik Międzyrzecki*, **XXVI**: 23-107.
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2003 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wierchlas (533). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2006 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Janów Podlaski. Wyd. PIG, Warszawa.
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2007 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Terespol (570). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Drohiczyn (494). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., STAŃCZUK D., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000 Arkusz Terespol (570). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NOWAK J., 1973 — Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200 000, ark. Biała Podlaska. Wyd. Geol., Warszawa.
- OLSZEWSKI A., SZUPRYCZYŃSKI J., 1985 - Tekstura współczesnych osadów morenowych strefy czołowej lodowca Werenskiölda (Spitsbergen). *Przeg. Geogr.* **57**, 4: 645-670.
- PIOTROWSKI J. A., GELETNEKY J., VATER R., 1999 - Soft-bedded subglacial meltwater channel from the Welzon-Sud open-cast lignite mine, Lower Lusatia, eastern Germany. *Boreas* **28**: 363-374.
- PISARSKA-JAMROŻY M. 2008 — Mechanizmy depozycji w strefie glaciomarginalnej zlodowacenia Wisły. Studium sedymentologiczne z Pomorza Zachodniego i Jutlandii. Wyd. Uniwersytetu Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz.
- PISARSKA-JAMROŻY M., 2006 — Transition deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. *Boreas*, **35**: 126-141.

- PRÓSZYŃSKI M., 1933 — Szkic geologii miasta Brześcia n/Bugiem. Postępy prac przy melioracji Polesia. Brześć.
- PRÓSZYŃSKI M., 1952 — Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**: 313–364.
- RAKOWSKI G., 2001 — Czar Polesia. Rewasz, Pruszków, 600 str.
- ROMAN M., 2009 - Deformacje glaciektoniczne osadów zlodowacenia wisły i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznej południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej. *Prace PIG* 194: 49-62.
- RÜHLE E., 1952 — Przyczynek do znajomości budowy geologicznej okolicy Terespoła. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **66**: 335-354.
- RÜHLE E., MOJSKI J. E., 1968 — W: Znosko J. (red.) Czwartorzęd. Atlas geologiczny Polski w skali 1 : 200 000. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- RYLOVA, T.B., KNURSEVICH, G.K., 1999 — Biostratigraphic Subdivision of Pleistocene deposits in the Seilovichichi-49 sequence (Belarus). *Acta Palaeobotanica 2(Suppl)*: 513-522.
- SHANMUGAM G., LEHTONEN L.R., STRAUME T., SYVERTSEN S.E., HODGKINSON R.J., SKIBELI M., 1994 — Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and N North Seas (61–67°N): Implications for sand distribution. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, **78**, 6: 910–937.
- SMED P., 1993 — Indicator studies: a critical review and a new data-presentation method. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **40**, 3-4: 332–344.
- TERPIŁOWSKI S., ZIELIŃSKI T., KUSIAK J., PIDEK I., A., CZUBLA P., HRYNOWIECKA A., GODLEWSKA A., ZIELIŃSKI P., MAŁEK M., 2014 — How to resolve Pleistocene stratigraphic problems by different methods? A case study from eastern Poland. *Geol. Quater.*, **58**, 2: 235–250.
- VAN HUISSTEDEN J., VANDENBERGHE J., VAN DER HAMMEN T., LAAN W. 2000 — Fluvial and aeolian interaction under permafrost condition: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. *Catena*, **40**: 307-321.
- VANDENBERGHE J., 2013 — Cryoturbation Structures. In: Elias S.A. (eds.) The Encyclopedia of Quaternary Science, vol. 3, pp. 430-435. Amsterdam: Elsevier.
- VINX R., GRUBE A., GRUBE F., 1997 — Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn. *Leipziger Geowissenschaften*, **5**: 83–103.
- WIG, 1931a — Mapa w skali 1:100 000 ark. Wysokie Litewskie. ze zb. Jagiellońska Bibl. Cyfrowa.
- WIG, 1931b — Mapa w skali 1:100 000 ark. Brześć n. Bugiem. ze zb. Jagiellońska Bibl. Cyfrowa.
- WIG, 1932 — Mapa w skali 1:100 000 ark. Bereza Kartuska. ze zb. Jagiellońska Bibl. Cyfrowa.
- WOLDSTEDT P., 1920 — Die Durchbrüche von Schtschara und Bug durch den westrussischen Landrücken. *Zeitschr. d. Gesell. für Erdkunde. Berlin*.
- WORONKO B., 2001 — Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Eolizacja osadów czwartorzędowych jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. Pracownia Sedymenologiczna WGiSR UW: 33-38.
- WORONKO B., 2012 — Zapis procesów eolicznych w piaszczystych osadach plejstocenu na wybranych obszarach Polski środkowej i północno-wschodniej. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa, pp. 130.
- WORONKO B., ZIELIŃSKI P., SOKOŁOWSKI R.J., 2015 — Climate evolution during the Pleniglacial and Late Glacial as recorded in quartz grain morphoscopy of fluvial to aeolian successions of the European Sand Belt. *Geologos*, **21**, 2: 89–103. doi: 10.1515/logos-2015-0005.
- WYSOTA W., 2002 — Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla. Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu. Toruń.
- WYSOTA W., 2004 — Facje glin subglacialnych zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. *Przegląd Geologiczny*, **52**, 4: 347-349.
- ZABORSKI B., 1927 — Studja nad morfologią dyluwjum Podlasia i terenów sąsiednich. *Przegl. Geogr.* **VII**.
- ZEEBERG J.J., 1998 — The European sand belt in eastern Europe – and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas*, **27**: 127-139.
- ZIELIŃSKI P., SOKOŁOWSKI R.J., WORONKO B., JANKOWSKI M., FEDOROWICZ S., JANKOWSKI M., STANDZIKOWSKI K., 2016 — Sandy deposition in a small dry valley in the periglacial zone of the Last Glacial Maximum: A case study from the Józefów site, SE Poland. *Quaternary International*, **399**: 58-71.
- ZIELIŃSKI P., SOKOŁOWSKI R.J., WORONKO B., JANKOWSKI M., FEDOROWICZ S., ZALESKI I., MOLODKOV A., WECKWERTH P., 2015 — The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine. *Quaternary International*, **386**: 30-41.

- ZIELIŃSKI P., SOKOŁOWSKI, R.J., FEDOROWICZ S., ZALESKI I., 2013. Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation – examples from SE Poland and NW Ukraine. *Boreas*.
- ZIELIŃSKI T., 1993 - Sandry Polski północno-wschodniej - osady i warunki sedymentacji. Uniwersytet Śląski. Katowice.
- ZIELIŃSKI T., 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wyd. Naukowe UAM.
- ZIELIŃSKI T., VAN LOON A.J., 1996 — Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sediment. Geol.*, **101**: 119–143.

