



XXIV Konferencja Naukowo-Szkoleniowa
STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU POLSKI
„Czwartorzęd pogranicza niżu i wyżyn w Polsce Środkowej”

pod patronatem Głównego Geologa Kraju

prof. dr hab. Mariusza-Orion Jędryska

4-8 września 2017 r.

Wawrzkowizna k/Belchatowa

REDAKCJA:
JULIUSZ TWARDY

KONSULTACJA NAUKOWA:
LESZEK MARKS

PROJEKT OKŁADKI:
LUCYNA WACHECKA-KOTKOWSKA

MAPA NA TYLNEJ STRONIE OKŁADKI:
JOANNA RYCHEL

PROJEKT LOGO KONFERENCJI:
ZUZANNA KITTEL

SKŁAD TEKSTU:
JULIUSZ TWARDY

Zdjęcia na okładce:

Górne po lewej i prawej – KWB Belchatów, pole Szczerców – usuwanie nadkładu czwartorzędowego.

Dolne po lewej – grodzisko w Rozprzy, dolina Luciąży. Fot. W. Stępień, 2013

Dolne po prawej - peryglacjalne przekształcenia glin na stanowisku Ochotnik. Fot. L. Wachecka-Kotkowska, 2012

Konferencja zorganizowana dzięki wsparciu finansowemu
Komitetu Badań Czwartorzędu PAN

Tom wydano dzięki wsparciu finansowemu
Łódzkiej Fundacji Badań Naukowych

Organizatorzy wyrażają podziękowania
Władzom PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A.
za wszelką pomoc, objęcie konferencji patronatem honorowym
oraz udostępnienie odkrywki do zwiedzenia.

Serdecznie dziękujemy pracownikom
Działu Geologicznego Oddziału KWB „Belchatów”
z okazaną pomoc i owocną współpracę.

© Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
Wydział Nauk Geograficznych
Uniwersytet Łódzki

Drukarnia INTEROLA
ul. Więckowskiego 43/45, 90-734 Łódź
tel/42 633 33 57
zaklad_poligraficzny@op.pl

Łódź, 2017

ISBN 978-83-9344417-4-7

ORGANIZATOR KONFERENCJI:

KATEDRA GEOMORFOLOGII I PALEOGEOGRAFII, WYDZIAŁ NAUK GEOGRAFICZNYCH,
UNIwersYTET ŁÓDZKI

WSPÓLORGANIZATORZY I INSTYTUCJE WSPIERAJĄCE:

PRACOWNIA GEOLOGII, WYDZIAŁ NAUK GEOGRAFICZNYCH, UNIwersYTET ŁÓDZKI
PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY – PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY
KOMITET BADAŃ CZWARTORZĘDU, POLSKA AKADEMIA NAUK
PGE GÓRNICTWO I ENERGETYKA KONWENCJONALNA S.A.
ŁÓDZKA FUNDACJA BADAŃ NAUKOWYCH



Komitet Honorowy Konferencji:

Przewodniczący Komitetu Badań Czwartorzędu
Polskiej Akademii Nauk
prof. dr hab. Leszek Marks

Główny Geolog Kraju
prof. dr hab. Mariusz-Orion Jędrysek

Dziekan Wydziału Nauk Geograficznych
Uniwersytetu Łódzkiego
dr hab. Bogdan Włodarczyk, prof. ndzw. UŁ

Dziekan Wydziału Nauk o Ziemi i
Kształtowania Środowiska Uniwersytetu
Wrocławskiego
dr hab. Henryk Marszałek, prof. ndzw. UW

Prezes PGE Górnictwo i Energetyka
Konwencjonalna S.A.
mgr inż. Sławomir Zawada

prof. dr hab. Dariusz Krzyszkowski,
WNoZiKŚ UW

Komitet Organizacyjny Konferencji:

Przewodniczący:

dr hab. Juliusz Twardy, prof. ndzw. UŁ

Członkowie:

dr hab. Piotr Czubła, prof. ndzw. UŁ
dr hab. Jacek Forysiak, prof. ndzw. UŁ
dr Jan Stanisław Goździk, WNG UŁ
mgr inż. Marek Waldemar Jończyk - Dział
Geologii KWB Bełchatów
dr hab. Piotr Kittel, prof. ndzw. UŁ
mgr inż. Katarzyna Kowalska - Dział Geologii
KWB Bełchatów
dr hab. Joanna Petera-Zganiacz, prof. ndzw. UŁ
dr hab. Małgorzata Roman, prof. ndzw. UŁ
mgr Bartosz Stępień, KGiP WNG UŁ

Sekretariat konferencji:

dr Lucyna Wachecka-Kotkowska, KGiP WNG UŁ
dr Joanna Rychel, PIG-PIB

Spis treści

WPROWADZENIE	9
SESJA REGIONALNA	11
Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA - Budowa geologiczna i elementy rzeźby SE regionu łódzkiego.....	12
Dariusz WIECZOREK - Reambulacja SMGP w skali 1 : 50 000 arkusz Szczerców w świetle badań w odkrywce Szczerców.....	20
Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Dariusz KRZYSZKOWSKI, Dariusz WIECZOREK - Charakterystyka wybranych formacji czwartorzędu Polski Środkowej na podstawie badań osadów wypełniających Rów Kleszczowa.....	31
Dariusz WIECZOREK, Danuta J. MICHCZYŃSKA, Adam MICHCZYŃSKI, Dariusz KRZYSZKOWSKI, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA - Fazy akumulacji i erozji w okresie 10-50 ka cal BP zapisane w osadach formacji Piaski na podstawie analizy rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dat radiowęglowych.....	36
Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Dariusz KRZYSZKOWSKI, Joanna MIROŚLAW-GRABOWSKA, Monika NISKA, Aleksandra MAJECKA, Dariusz WIECZOREK, Jerzy RACZYK, Klara TOMASZEWSKA, Elżbieta MYŚKOW, Monika RZODKIEWICZ, Jarmila KRZYMIŃSKA - Schyłek zlodowaceń środkowopolskich i początek interglacjału emskiego w świetle badań multiproxy, stanowisko „Parchliny 2016”, Polska Środkowa.....	40
WYSTĄPIENIA UCZESTNIKÓW	49
Referaty	
Mirosław BŁASZKIEWICZ, Achim BRAUER - Wykorzystanie laminowanych osadów jeziornych w paleogeografii i stratygrafii późnego glacjału i holocenu.....	50
Stanisław FEDOROWICZ, Maria ŁANCZONT, Przemysław MROCZEK, Petro GOZHİK, Maryna KOMAR, Andriy BOGUCKYJ - Problemy interpretacji stratygraficznej lessów oraz warunki ich akumulacji w strefie marginalnej lądolodu Dniepru i na przykładzie profilu Nahirne (Ukraina).....	52
Piotr GĘBICA, Andriy JACYSZYN - Ewolucja holocenijskiego stożka Stryja na przedpolu Karpat Ukraińskich.....	53
Zdzisław JARY, Piotr MOSKA, Grzegorz ADAMIEC, Dariusz CISZEK, Przemysław MROCZEK, Bartosz KORABIEWSKI, Marcin KRAWCZYK, Jerzy RACZYK, Cyprian SEUL, Jacek SKURZYŃSKI - Lito-pedostratygrafia oraz chronologia późnoplejstocenijskich sekwencji lessowo-glebowych w Polsce.....	55
Maria ŁANCZONT, Andriy BOGUCKI, Andriy YACYSHYN, Sławomir TERPIŁOWSKI, Anna ORŁOWSKA, Beata HOŁUB, Przemysław MROCZEK, Paweł ZIELIŃSKI, Maryna KOMAR, Barbara WORONKO, Piotr KULESZA, Roman DMYTRUK - Ślady pobytu lądolodu i plejstocenijskie markery stratygraficzne na Wschodnim Przedkarpaciu (Ukraina).....	57
Małgorzata LUDWIKOWSKA-KĘDZIA - Weryfikacja ustaleń litogenetycznych i chronostratygraficznych osadów czwartorzędowych w rejonie Daleszyc (Góry Świętokrzyskie).....	58
Aleksandra MAJECKA, Jacek FORYSIAK, Leszek MARKS, Anna TOŁOCZKO-PASEK - Zróżnicowanie litologiczne wypełnień zagłębień bezodpływowych obszaru Wzniesień Łódzkich jako efekt ich uwarunkowań genetycznych.....	62
Leszek MARKS - Zmiany klimatu w młodszej części plejstocenu środkowego w Polsce.....	63
Jerzy NITYCHORUK, Krzysztof BIŃKA, Marta CHODYKA, Leszek MARKS, Anna ROGÓZ, Fabian WELC, Abdelfattah ALI ZALAT, Łukasz ZBUCKI - Zapis faz osadnictwa prehistorycznego w osadach jeziora Młynek na Pojezierzu Iławskim.....	65
Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY, Małgorzata BRONIKOWSKA - Założenia modelowania numerycznego powstawania struktur deformacyjnych związanych z falą sejsmiczną.....	66
Małgorzata ROMAN - Pojezierze eemskie w środkowej Polsce.....	68

Tomasz SALAMON - Dystrybucja lodu w marginalnej części lądolodu na obszarze o zróżnicowanej rzeźbie podłoża, przykład z południowej części Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej.....	70
Robert J. SOKOŁOWSKI - Wiek i geneza osadów formacji błędzikowskiej (Pomorze Gdańskie) w świetle najnowszych badań.....	72
Piotr P. WOŹNIAK, Piotr CZUBLA - Poziomy glacialne na Pobrzeżu Kaszubskim.....	73
Paweł ZIELIŃSKI, Robert J. SOKOŁOWSKI, Barbara WORONKO, Stanisław FEDOROWICZ, Karol STANDZIKOWSKI - Kontynentalizm klimatyczny zapisany w sukcesji fluwialno-eolicznej w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego.....	75
Komunikaty	
Tomasz KRZYWICKI - Znaczenie reambulacji SMGP na przykładzie arkusza Pułtusk....	77
Agnieszka MUZIŃSKA - Wpływ warunków peryglacialnych na procesy glebowe w północno-wschodniej Polsce.....	78
Zbigniew RDZANY, Małgorzata FRYDRYCH - Zróżnicowanie litostratygraficzne fluwio- i limnoglacialnych utworów warciańskich na przykładach z Polski Środkowej.....	79
Jacek SKURZYŃSKI, Zdzisław JARY, Jerzy RACZYK, Marcin KRAWCZYK, Kamila RYZNER - Chemostratygrafia późnoplejstoczeńskich lessów w Polsce na przykładzie wybranych profili.....	82
Marcin ŻARSKI, Anna HRYNOWIECKA, Irena A. PIDEK, Mirosława KUPRYJANOWICZ, Magdalena FIŁOC, Marta SZAL, Renata Stachowicz-Rybka – Geologiczne uwarunkowania pojezierza eemskiego na Równinie Garwolińskiej.....	84
Postery	
Szymon BELZYT, Barbara WORONKO, Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY, Łukasz BUJAK - Spękanne żwirry (ruptured pebbles) w osadach morenowych zdeformowanych glaciektonicznie, stanowisko Koczery (E Polska).....	86
Andreas BÖRNER, Henrik ROTHER, Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY, Antonius J. VAN LOON, Szymon BELZYT - The GREBAL project - general overview about active tectonics and glacio-isostatic rebound in NE Germany.....	88
Andreas BÖRNER, Henrik ROTHER, Karsten SCHÜTZE, Kurt BRAUCKHOFF, Tobias ELWERT, Zhuo MA, Mirko MARTIN, Angelika PRISE, Wolfgang REIMER, Axel SCHIPPERS - Exploration of the potential for sustainable REE extraction from offshore heavy mineral bearing sands from the southwestern Baltic Sea floor - the SEEsand project.....	90
Eva BŘÍZOVÁ - The Bohemian-Moravian Uplands – palynological, Quaternary-geological research and stratigraphy (Czech Republic).....	93
Dorota BRZOSOWICZ - Zagłębienia bezodpływowe w morenowych osadach gliniastych, jako efekt podziemnego krasu wapiennego w północnej części Wzgórz Opoczyńskich.....	95
Danuta DZIEDUSZYŃSKA, Joanna PETERA-ZGANIACZ, Małgorzata ROMAN - Zapis środowiska glacialnego i peryglacialnego w osadach vistuliańskich w regionie łódzkim.	96
Marcin KRAWCZYK, Zdzisław JARY, Jacek SKURZYŃSKI, Kamila RYZNER - Cechy granulometryczne lessów w sekwencjach lessowych w Złotej k/ Sandomierza.....	97
Dariusz KRZYSZKOWSKI, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Jerzy RACZYK, Dariusz WIECZOREK - Litostratygrafia glin zwałowych w Polsce zachodniej i wschodniej w ujęciu porównawczym.....	100
Mateusz MLECZAK, Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY, Małgorzata ROMAN, Antonius J. VAN LOON - Seria złożowa plejstoczeńskich piasków szklarskich w Ujściu – geneza, wiek i warunki sedymentacji.....	106
Agnieszka MROCZKOWSKA, Piotr KITTEL, Andrey MAZURKEVICH, Mateusz PŁÓCIENNIK - Wstępna rekonstrukcja paleośrodowiskowa w rejonie Serteji (Wysoczyzna Smoleńska) na podstawie analizy składu subkopalnych Chironomidae....	108
Daniel OKUPNY, Witold Paweł ALEXANDROWICZ, Artur BŁACHOWSKI, Jacek FORYSIAK, Sławomir ŻUREK - Nowe stanowiska torfowisk źródłiskowych z martwicami wapiennymi na obszarze niecki nidziańskiej.....	110

Anna ORŁOWSKA - Osady plejstocęńskich powodzi lodowcowych w strefie marginalnej łądolodu warty we wschodniej Polsce.....	111
Wiktor PIECH - Próba rekonstrukcji środowiska otoczenia grodziska w Rękoraju we wczesnym średniowieczu.....	114
Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY, Antonius J. VAN LOON, Mateusz MLECZAK, Małgorzata ROMAN - Zagadkowe osady glacialimniczne z mułowymi klastami – warunki sedymentacji (Ujście, W Polska).....	115
Mateusz PITURA, Artur SOBCZYK, Marcin DĄBROWSKI - Modelowanie numeryczne izostazji glacialnej w Sudetach po zlodowaceniu południowopolskim (Elstera, San 2)...	117
Joanna RYCHEL, Barbara WORONKO, Tomasz KARASIEWICZ - Georóżnorodność podstawą rozwoju geoturystyki na przykładzie Nowej Zelandii (Wyspa Północna).....	119
Jacek SKURZYŃSKI, Zdzisław JARY, Jerzy RACZYK, Marcin KRAWCZYK, Kamila RYZNER - Charakterystyka geochemiczna sekwencji lessowo-glebowej w Tyszowcach.	121
Karol TYLMANN, Damian MOSKALEWICZ, Piotr P. WOŹNIAK, Piotr MOSKA - Sekwencja osadów plejstocęńskich w stanowisku Brzeźnica (południowa Wielkopolska).....	123
SESJE TERENOWE	124

I sesja terenowa - Plejstocen Rowu Kleszczowa

stanowiska: Szczerców i Żłobnica; 06. 09. 2017 r.

Marek W. JOŃCZYK, Katarzyna KOWALSKA, Adam KUCIA - Granica pliocen-plejstocen w zachodniej części Rowu Kleszczowa, ujawniona w nadkładzie złoża węgla brunatnego KWB Bełchatów – Pole Szczerców.....	125
Dariusz KRZYSZKOWSKI, Dariusz WIECZOREK, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Jerzy RACZYK, Samuel TOUCANNE - Stratygrafia glin w odkrywce Szczerców.....	127
Jan GOŹDZIK, Katarzyna KOWALSKA, Anna SKÓRZAK - Kopalna dolina tunelowa Leśnej Niwy w odkrywce Szczerców.....	133
Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Dariusz KRZYSZKOWSKI, Dariusz WIECZOREK, Małgorzata MALKIEWICZ, Jarmila KRZYMIŃSKA, Monika NISKA, Joanna MIROSLAW-GRABOWSKA, Elżbieta MYŚKOW, Klara TOMASZEWSKA, Monika RZODKIEWICZ, Jerzy RACZYK - Stanowisko Parchliny. Rozwój i zanik pojezierza eemskiego w świetle badań multidyscyplinarnych.....	136
Małgorzata ROMAN, Michał Grzegorz ROMAN - Rozwój wysadu solnego Dębina (KWB Bełchatów) w kenozoiku oraz jego wpływ na wykształcenie pokrywy osadowej i rzeźbę terenu.....	144
Jan GOŹDZIK, Tomasz ZIELIŃSKI - Osady dolnego plejstocenu i z pogranicza ze środkowym plejstocenem w odkrywce bełchatowskiej.....	149
Dariusz KRZYSZKOWSKI, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Dariusz WIECZOREK - Profil utworów formacji Kuców w odkrywce Bełchatów.....	152
Dariusz KRZYSZKOWSKI, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Dariusz WIECZOREK - Osady interglacjału mazowieckiego w obrębie formacji Czyżów w odkrywce Bełchatów.....	154
Dariusz KRZYSZKOWSKI, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Frank W. JUNGE, Dariusz WIECZOREK - Profil utworów formacji Ławki w odkrywce Bełchatów z podkreśleniem osadów glacialimnicznych.....	157
Dariusz KRZYSZKOWSKI, Dariusz WIECZOREK, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA - Formacja Rogowiec w odkrywce Bełchatów.....	160
Dariusz KRZYSZKOWSKI, Dariusz WIECZOREK, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA - Utwory formacji Piaski w odkrywce Bełchatów i Szczerców, Polska Środkowa.....	162

II sesja terenowa - Warciańska strefa marginalna na południe od Łodzi

stanowiska: Miejskie Pola, Ochotnik i Masłowice, Daniszewice, Rozprza; 07. 09. 2017 r.

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Bartosz STĘPIEŃ, Maria GÓRSKA-ZABIELSKA, Elżbieta KRÓL - Stanowisko Miejskie Pola. Pagórek moreny czołowej czy pagórek kemowy? Warciańska forma marginalna w otoczeniu wzgórz ostańcowych Pasma Przedborsko-Małoskiego.....	165
--	-----

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Piotr CZUBLA, Joanna RYCHEL, Marcin MORAWSKI, Maria GÓRSKA-ZABIELSKA, <u>Elżbieta KRÓL</u> - Stanowiska Ochotnik i Masłowice. Przekształcenia peryglacialne glin warciańskich na południowym stoku Bąkowej Góry.....	169
Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA, Piotr CZUBLA, Maria GÓRSKA-ZABIELSKA, <u>Elżbieta KRÓL</u> - Stanowisko Daniszewice. Wał warciańskiej moreny recesyjnej i jego przekształcenia w vistulianie.....	174
Piotr KITTEL, Jerzy SIKORA, Olga ANTCZAK, Mateusz PŁÓCIENNIK - Stanowisko Rozprza. Budowa i ewolucja doliny Luciąży w świetle wyników badań geoarcheologicznych w Rozprzy na Równinie Piotrkowskiej.....	178
III sesja terenowa - Wybrane problemy torfowisk Polski Środkowej stanowiska: Napoleonów i Wierzchowiec; 08. 09. 2017 r.	
Jacek FORYSIAK, Daniel OKUPNY, Maciej ZIUŁKIEWICZ, Dominik KOPEĆ - Stanowisko Wierzchowiec. Warunki geologiczno-geomorfologiczne i hydrologiczne torfowisk w Kotlinie Szczercowskiej i ich antropogeniczne przekształcenia.....	181
Jacek FORYSIAK, Daniel OKUPNY, Maciej ZIUŁKIEWICZ - Stanowisko Napoleonów. Warunki środowiska przyrodniczego torfowiska Napoleonów, geneza misy torfowiska i osady wypełniające.....	184
Uczestnicy konferencji.....	187
SUPLEMENT	191
Marek KRĄPIEC, Danuta J. MICHCZYŃSKA, Adam MICHCZYŃSKI, Tomasz GOSLAR, Joanna BARNIAK, Natalia NAWROCKA, Jacek PAWLYTA, Natalia PIOTROWSKA, Elżbieta SZYCHOWSKA-KRĄPIEC, Bogusława WALISZEWSKA, Magdalena ZBOROWSKA - Rekonstrukcja zmian koncentracji izotopu węgla ¹⁴ C w atmosferze w okresie późnego glacjału na podstawie rocznych przyrostów subfosalnych sosen (<i>Pinus sylvestris L.</i>) z okolic Kwiatkowa.....	192

WPROWADZENIE

Nikogo nie trzeba przekonywać jak znaczną rolę w poznaniu plejstocenu Polski odegrały badania prowadzone w odkrywce bełchatowskiej Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. Jedną z największych na niżu europejskim odkrywek geologicznych przez kilkadziesiąt lat wzbudzała żywe zainteresowanie krajowych i zagranicznych geologów i geomorfologów, a także wielu innych specjalistów z zakresu nauk przyrodniczych. Unikalna, funkcjonująca przez cały plejstocen, ogromna „pułapka na osady”, jaką stanowił Rów Kleszczowa, dawała doskonały wgląd w utwory geologiczne, a prowadzone w niej badania stanowiły podstawę pogłębionych analiz litologicznych, rekonstrukcji paleośrodowiskowych oraz rozważań stratygraficznych.

W obecnie funkcjonującej odkrywce szczercowskiej prowadzone są nadal intensywne badania z zakresu geologii czwartorzędu, wspierane przez licznych specjalistów zajmujących się analizami paleoekologicznymi oraz innymi specjalistycznymi badaniami. Zaznaczają się pewne różnice w wykształceniu osadów czwartorzędowych w obu odkrywkach, co może być między innymi pochodną różnego położenia obu odsłoneń – wysoczyznowego w przypadku odkrywki bełchatowskiej (Wysoczyzna Bełchatowska) i położenia odkrywki szczercowskiej w stosunkowo rozległej kotlinie (Kotlina Szczercowska). Uczestnicy konferencji „Stratygrafia plejstocenu Polski” dotychczas nie mieli okazji gościć w odkrywce szczercowskiej. Intencją organizatorów konferencji jest zaprezentowanie nowych wyników prowadzonych tam badań na tle rezultatów prac badawczych, zrealizowanych w odkrywce bełchatowskiej.

W porównaniu do bardzo licznych badań skoncentrowanych w wąskiej strefie Rowu Kleszczowa mamy mniejszą liczbę prac poświęconych czwartorzędowi terenów położonych na południowy wschód od Łodzi. Lewa, „podłódzka”, część zlewni środkowej Pilicy była objęta w ostatnich kilkunastu latach względnie licznymi badaniami, w tym także szerzej zakrojonymi pracami stanowiącymi podstawę uzyskiwania stopni naukowych. Prowadzono tam także kartowanie w ramach SMGP. Jak pamiętamy, przez większą część XX wieku teren położony na SE od Łodzi był przedstawiany jako swoista ekstraglacialna „zatoka”, wyznaczana na linii maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego, wciskająca się pomiędzy dwa loby – Widawki na zachodzie i Rawki na wschodzie. Ubiegłe ćwierćwiecze przyniosło wyjątkowo liczne rewizje zasięgu ostatniego epizodu glacialnego na obszarze położonym na SE od Łodzi. Obecnie granicy tej upatruje się już na północnym skłonie wyżyn, na stokach Grzbietu Przedborskiego i Wzgórz Radomszczańskich. Przesuwaniu zasięgu lądolodu warciańskiego towarzyszą nowe rozwiązania problemu kierunków transportu glacialnego na wspomnianym terenie.

Organizatorzy wyrażają przekonanie, że z faktu pobytu Uczestników XXIV Konferencji „Stratygrafia plejstocenu Polski” na terenach położonych na SE od Łodzi wyniknie wymiana poglądów na wielu płaszczyznach i owocne dyskusje.

*W imieniu Komitetu Organizacyjnego
Juliusz Twardy*

Sesja regionalna

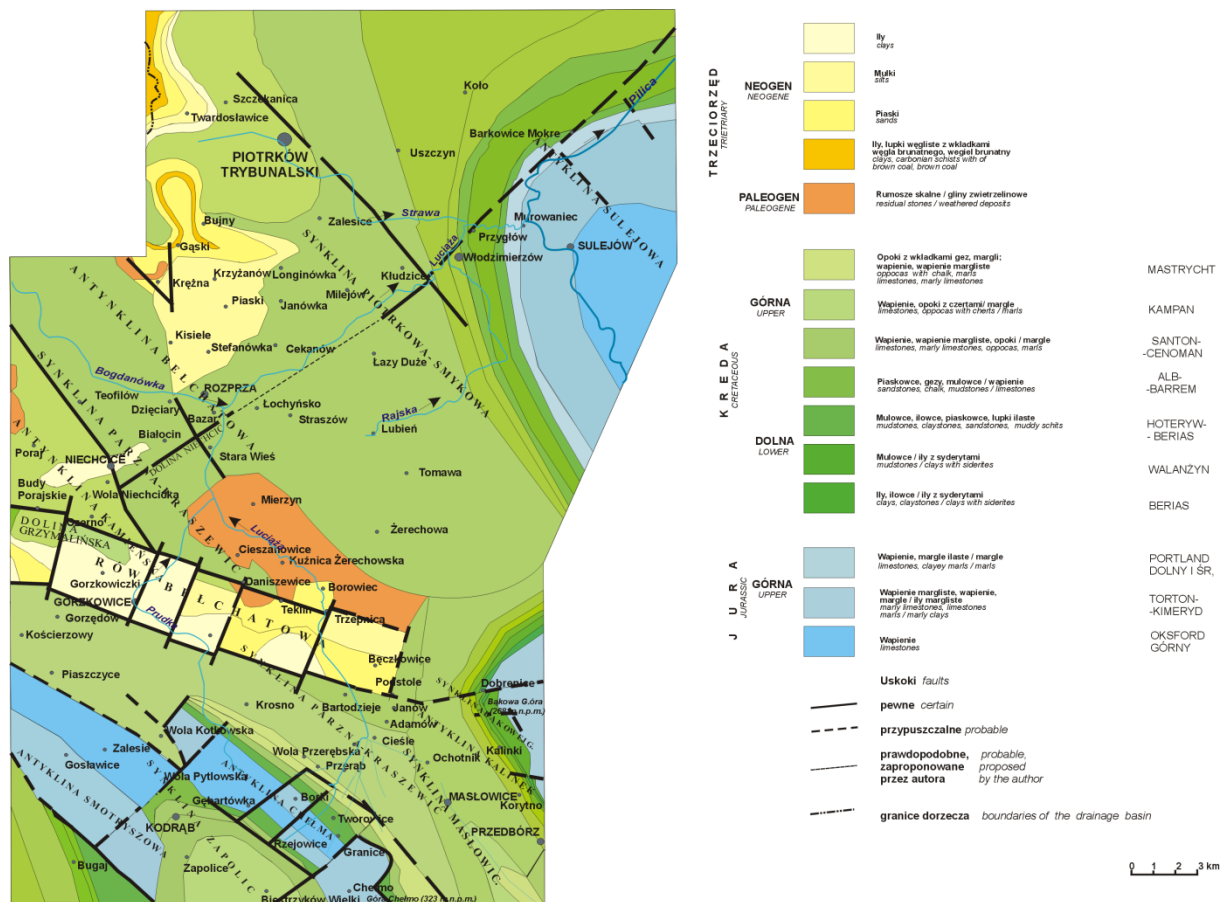
BUDOWA GEOLOGICZNA I ELEMENTY RZEŻBY SE REGIONU ŁÓDZKIEGO

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

TEKTONIKA

Południowo-wschodnia część regionu łódzkiego położona jest w południowo-wschodniej części kredowej niecki łódzkiej, ograniczonej od południa pomostem przedborskim, zwanym inaczej: rygłem Kodrębna, elewacją radomszczańską (radomskowską), elewacją przedborską, oddzielającym ją od niecki miechowskiej. W północno-wschodniej części obszaru występuje skrzydło wału kujawsko-pomorskiego w postaci antykliny Sulejowa, przechodzące ku południu w północno-zachodnie obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich.



Rys. 1. Mapa geologiczna odkryta bez utworów czwartorzędowych SE regionu łódzkiego (na podstawie: Wachecka-Kotkowska 2004)

Na tym obszarze w szerokiej strefie dyslokacyjnej występują liczne struktury tektoniczne: synkliny, asymetryczne brachyantykliny, uskoki i fleksury (Wągrowski 1987). Geneza antyklin jest związana z tworzeniem się uskoków inwersyjnych w podłożu paleozoicznym w czasie ruchów fazy laramijskiej o przeważających kierunkach fałdowań NW-SE (Kwapisz 1983, Wągrowski 1987, Brzeziński 1992). Pomędzy Sulejowem, Kodrębem i Przedborzem wyróżniono następujące podjednostki tektoniczne (od południa ku północy): antyklinę Smotryszowa, synklinę Zapolic, antyklinę Chełma, synklinę Masłowic, antyklinę Kalinek, synklinę Bąkowej Góry, antyklinę Kamieńska, synklinę Parzna-Kraszewic, antyklinę Bełchatowa, synklinę Piotrkowa-Smykowa,

antyklinę Sulejowa oraz najmłodszy rów Bełchatowa, przecinający synklinę Parzna-Kraszewic na dwie części.

Najmłodszą jednostką tektoniczną jest rów Bełchatowa (Kleszczowa) o przebiegu równoleżnikowym. Wypełniony jest między innymi węglonośnymi osadami neogenu. Początek jego powstania należy wiązać z sawską fazą ruchów górotwórczych z przelomu oligocenu i miocenu, zaznaczonych w postaci uskoków dysjunktywnych, pierwszego rzędu, największych na kierunkach WNW-ESE i W-E. Drugą generację stanowią uskoki prostopadłe do kierunku równoleżnikowego. Są one młodsze, o mniejszej amplitudzie i tną rów na mniejsze bloki z lokalnymi przesunięciami NNE-SSE. Trzecią, najstarszą generację niewyraźnych uskoków, o kierunkach NW-SE wiąże się z tektoniką laramijską (Ciuk 1980, Kurkowski, Popielski 1991). W kształtowaniu się rowu Bełchatowa miały prawdopodobnie również udział procesy halokinetyczne (wysad solny Dębiny). Pogłębianie się go trwało przez cały neogen i plejstocen, o czym świadczą nakładające się znacznej miąższości osady glacialne i interglacialne kolejnych zlodowaceń (Baraniecka 1971).

UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODCZWARTORZĘDOWEJ

Powierzchnia podczwartorzędowa nawiązuje ściśle do powierzchni mezozoicznej, zbudowanej głównie z kredowych osadów wapiennych (rys. 1). Sedymentacja trzeciorzędowa, neogeńska zachodziła najczęściej w obrębie wtórnych zagłębień powierzchni mezozoicznej. Osady dolnego kenozoiku występują w dwojakiej postaci - paleogeńskich rumoszy skalnych (najczęściej wapiennych) pochodzenia erozyjno-denudacyjnego i osadów związanych z neogeńską akumulacją w śródlądowym zbiorniku wodnym (iły, łupki, seria brunatnowęglowa z lignitem, piaski). Nie tworzą zwartej pokrywy, lecz ukazują się w postaci izolowanych płatów. Rumosze paleogeńskie nawiercono w okolicach Mierzyna, Cieszanowic, Trzempnicy, na północ od rowu Bełchatowa.

Kompleks skał neogeńskich nadbudowuje w istotny sposób powierzchnię podkenozoiczną, szczególnie w obszarach intensywnych ruchów tektonicznych (wschodnia część rowu Bełchatowa) i w dużych zakłębłościach synkliny Piotrkowa-Smykowa, między Piotrkowem a Rozprzą, oraz w okolicach Niechcic. Brak zwartości osadów paleogenu i neogenu świadczy o intensywnych procesach denudacyjnych, szczególnie w starszym plejstocenie, a także o egzaracji podłoża przez nasuwające się lądolody: południowopolskie i środkowopolskie (Wachecka-Kotkowska 2015a).

Pierwszoplanową cechą rzeźby powierzchni podczwartorzędowej jest jej urozmaicenie wzgórzami ostańcowymi na południu obszaru badań, przechodzącymi ku północy w równinę, rozciągniętą przez dolinę Niechcic i Włodzimierzowa i łagodnie opadającą ku centrum w kotlinę między Piotrkowem a Barkowicami Mokrymi. Równinę tnie rów Bełchatowa (Kleszczowa) z horstami, wyrażający się w rzeźbie w postaci wyraźnego obniżenia typu dolinnego – doliny grzymalińskiej (Baraniecka 1971; Kurkowski, Popielski 1991).

Generalnie teren nachylony jest z południa na północ. Najwyższymi wysokościami bezwzględными charakteryzują się wierzchołki wzgórz elewacji radomszczańskiej – Góry Chełmo (312 m n.p.m.) i Bąkowej Góry (268 m n.p.m.). Wysokości te kształtują się średnio na poziomie 220–240 m n.p.m. Najniżej leżącym obszarem jest zachodnia część rowu Bełchatowa w okolicach Bud Porajskich (90 m n.p.m.), ale jest to strefa bardzo wąska doliny grzymalińskiej. Nisko położone, rozległe obszary występują w północnej części dorzecza, gdzie wysokości bezwzględne kształtują się między 120–140 m n.p.m. Zatem, maksymalna różnica wysokości wynosi tutaj aż 226 m, średnio zaś 70–100 m.

PLEJSTOCEN SE CZĘŚCI REGIONU ŁÓDZKIEGO I GŁÓWNE ELEMENTY RZEŻBY

Na badanym obszarze utwory najstarszego plejstocenu reprezentowane są przez resztki osadów w przetrwałych dolinach. Są to tak zwane serie preglacialne, występujące jako piaski kwarcowe z krzemieniami bez materiału skandynawskiego (Ziomek 1986). Lewiński (1928), na podstawie pięciu wierceń, wyróżnił w Piotrkowie cztery poziomy rzecznych osadów gruzowo-żwirowo-piaszczystych, z których dwa dolne zaliczył do pliocenu, a wyższe zdefiniował jako preglacial. Poziomy wyższe protoplejstocenu z Piotrkowa uznawano za przewodni profil, wykorzystywany przy korelacjach stratygraficznych. Baraniecka (1984) podaje, że dwa górne poziomy odpowiadają wiekowo obu seriom poziomu kozienickiego (Mojski 1999).

Okresy glacialne przypisano trzem megaglacialom: 1. **południowopolskim**, 2. **środkowopolskim** (odrzańskim oraz warciańskim) i 3. **północnopolskim** (vistuliańskim).

Na erozyjnej powierzchni podłoża podczwartorzędowego leżą najstarsze osady plejstoceńskie i tworzą płaszcz o zróżnicowanej miąższości od zera do kilkunastu metrów (Wachecka-Kotkowska

2004). Nie znaleziono osadów ze zlodowaceń narwi (MIS 34–36) i nidy (MIS 20). Osady z najmłodszego epizodu zlodowaceń południowopolskich – zlodowacenia sanu 1 (MIS 16) i san 2 (MIS 12) udokumentowano w cokołach lub na stokach pagórów glacialnych. Kompleks osadów zlodowaceń południowopolskich wykazuje dwudzielność. Występują tu dwa poziomy glin z zlodowaceń san 1 i san 2, rozdzielone warstwami piasków i żwirów fluwioglacjalnych źle wysortowanych, z dużą ilością blaszkowatych okruców wapienia, które zostały opisane przez Brzezińskiego (1992) w Barkowicach Mokrych. Gliny zwałowe ze zlodowacenia san 1 i san 2 leżą płatowo, są całkowicie odwapnione i nie zawierają frakcji żwirowej (Kwapisz 1983). Gliny te podścielone są miejscami piaskami i rezydualnymi osadami gliniastymi (Ziomek 1986). Miąższość opisywanych osadów wynosi od 1 m do 15–20 m.

W stanowisku Mąkolice III, na północnym skłonie pagóra ujawniła się glina. Wyniki badań petrograficznych wykonanych dla tej gliny wykazały, że jest to osad południowopolski. Wyznaczony TGZ jednoznacznie wskazywał na glinę pochodzącą ze zlodowacenia san 2 (Wachecka-Kotkowska i in., 2012a, 2013; Czubla 2015a,b).

Etap środkowopolski (odrzański i warciański). W badanym terenie nie znaleziono osadów najstarszych kompleksu zlodowaceń środkowopolskich pochodzących ze zlodowaceń liwca (MIS 10) oraz krzny (MIS 8). Natomiast osady ze zlodowacenia odry są dobrze udokumentowane i często stanowią podstawę (cokół) form warciańskich.

Na osadach zastoiskowych leżą niezgodnie piaski i żwiry wodnolodowcowe dolne o miąższości 2–3 m, pochodzące z okresu transgresji w pozycji maksymalnego zasięgu łądolodu. Są one osadem powszechnie reprezentującym zlodowacenie odry. Osady wodnolodowcowe dolne towarzyszą również obniżeniom i dolinom. Prawdopodobnie odsłaniają się w skarpie erozyjnej doliny Luciąży w okolicach Włodzimierzowa albo są przykryte glinami dolnymi lub górnymi (Wachecka-Kotkowska 2004). Osady mułkowe i piaszczyste wiąże się tutaj z anaglacjalną fazą stadiału maksymalnego odry. Osady te przechodzą w Masłowicach w osady fluwioglacjalne środkowe. Czasem tworzą jeden poziom osadów wodnolodowcowych, tzw. nierozdzielonych o miąższości 8–10 m.

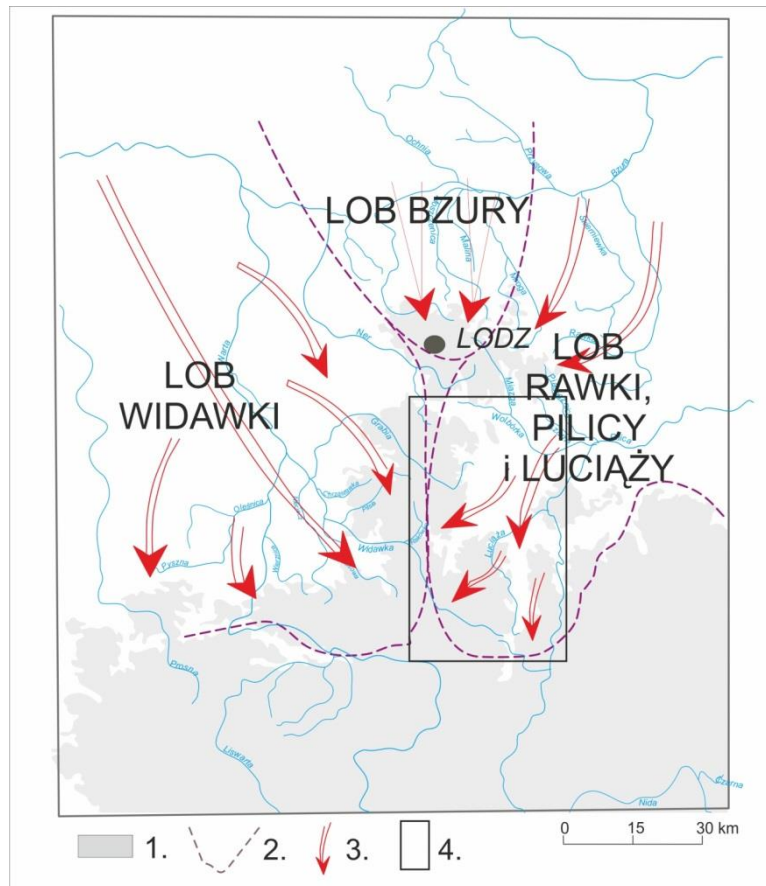
Na piaskach dolnych najczęściej zalega glina dolna szara ze stadiału maksymalnego. Glina odrzańska (najczęściej szara) występuje na powierzchni tylko na południowym stoku Chełmskiej Góry (Wągrowski 1987), a w zachodniej części terenu jako prawie ciągły poziom, pod pagórkami warciańskimi. Glinę tę znaleziono w spągu osadów wodnolodowcowych w Lewkównie I oraz w Piotrkowie Trybunalskim w stanowisku Focus Mall. Na obszarze badań miąższość tej gliny wynosi maksymalnie 12 m. Zawiera ona dużą ilość skał lokalnych. Od następnego poziomu glin jest miejscami oddzielona cienką, metrową warstwą piasków wodnolodowcowych środkowych.

Na glinie odrzańskiej, dolnej, zalegają piaski i żwiry, miejscami mułki wodnolodowcowe, środkowe. Rozdzielają one dwa kompleksy glin środkowopolskich – starszej (odrzańskiej ze stadiału maksymalnego) i młodszej (warciańskiej). W dolinie Luciąży w rejonie Włodzimierzowa, Przygłowa osady międzyglinowe mają miąższość 1–5 m, a na północ od Piotrkowa (Wachecka-Kotkowska 2004), w Lewkównie osiągają 10–12 m.

Okres odrzański charakteryzuje bardzo wydajna sedymentacja wodnolodowcowa. Z tego okresu mogą pochodzić jednostki osadowe dolne, piaszczysto-żwirowe, budujące sandr Karlina czy Kuźnicy. Strop osadów wodnolodowcowych dolnych, odrzańskich jest erozyjnie ścięty. Na nim zalega pokrywa piaszczysto-żwirowa silnie zeolizowana (ca 70–80% RM), w której zawartość CaCO₃ sięga 0%. Czasami pojawiają się graniaki (np. Teklin I) lub poziom wietrzeniowy z nagromadzeniami żelaza (np. Chelczów, Mąkolice) (Wachecka-Kotkowska i in., 2012; Wachecka-Kotkowska 2015a).

Do tej pory formy glacialne występujące na południu, na obszarze Wzgórz Radomszczańskich, interpretowano jako związane z glacialną wieniąwą stadiału odry-radomki zlodowacenia środkowopolskiego (Różycki 1972; Kwapisz 1983; Wągrowski 1986). Według Baranieckiej (1971), Klatkowej (1972), Krzemińskiego (1997), Marksa i in. (2006) i Rdzanego (2009) obszar Wzgórz Radomszczańskich leży w bliskiej strefie ekstraglacjalnej łądolodu warty. Ciąg pagórków strefy II, tzw. Wzgórz Dobryszyckie podobnie jak położone na wschód od Pilicy, w międzyrzeczu Czarnej i Drzewiczki formy odrzywolskie były interpretowane jako obszar nie objęty przez łądolód warty. Na Wzgórzach Dobryszyckich poprowadzono także linię wyznaczającą ciąg moren czołowych stadiału maksymalnego odry-radomki, glacialny odrzywołu (Różycki 1972, Kurkowski, Papiński 1991; Wachecka-Kotkowska 2004).

Ostatnio rewiduje się zasięg lądolodu warty (Turkowska 2006, Wachecka-Kotkowska 2015a,b) i przypisuje się inny wiek występującym na powierzchni wysoczyzny osadom. Hipoteza Turkowskiej (2006) zakłada, że zespoły form o równoleżnikowym, lobowym przebiegu (od Działoszyna po Przedbórz) powstawały na linii maksymalnego zasięgu warty i zalicza je do pierwszej strefy głównych skupień form akumulacji glacialnej i/lub wodnolodowcowej w regionie łódzkim (rys. 3). Przeprowadzone badania wykazały, że transgresja lądolodu na obszar SE części regionu łódzkiego sięgnęła aż do północnych stoków Wyżyn Polskich pod koniec stadium MIS 6, około 143 ka (Late Saalian) (Wachecka-Kotkowska 2015a). Czoło lądolodu o zarysie lobowym dotarło do linii Kamieńsk–Kodrąb–Przedbórz (Turkowska 2006), opierając się o północne stoki G. Chełmo i przekraczając nieco Pasma Przedborsko-Małoskiego (Grzbiet Przedborski) w Przedborzu (Wachecka-Kotkowska 2015b; rys. 3).

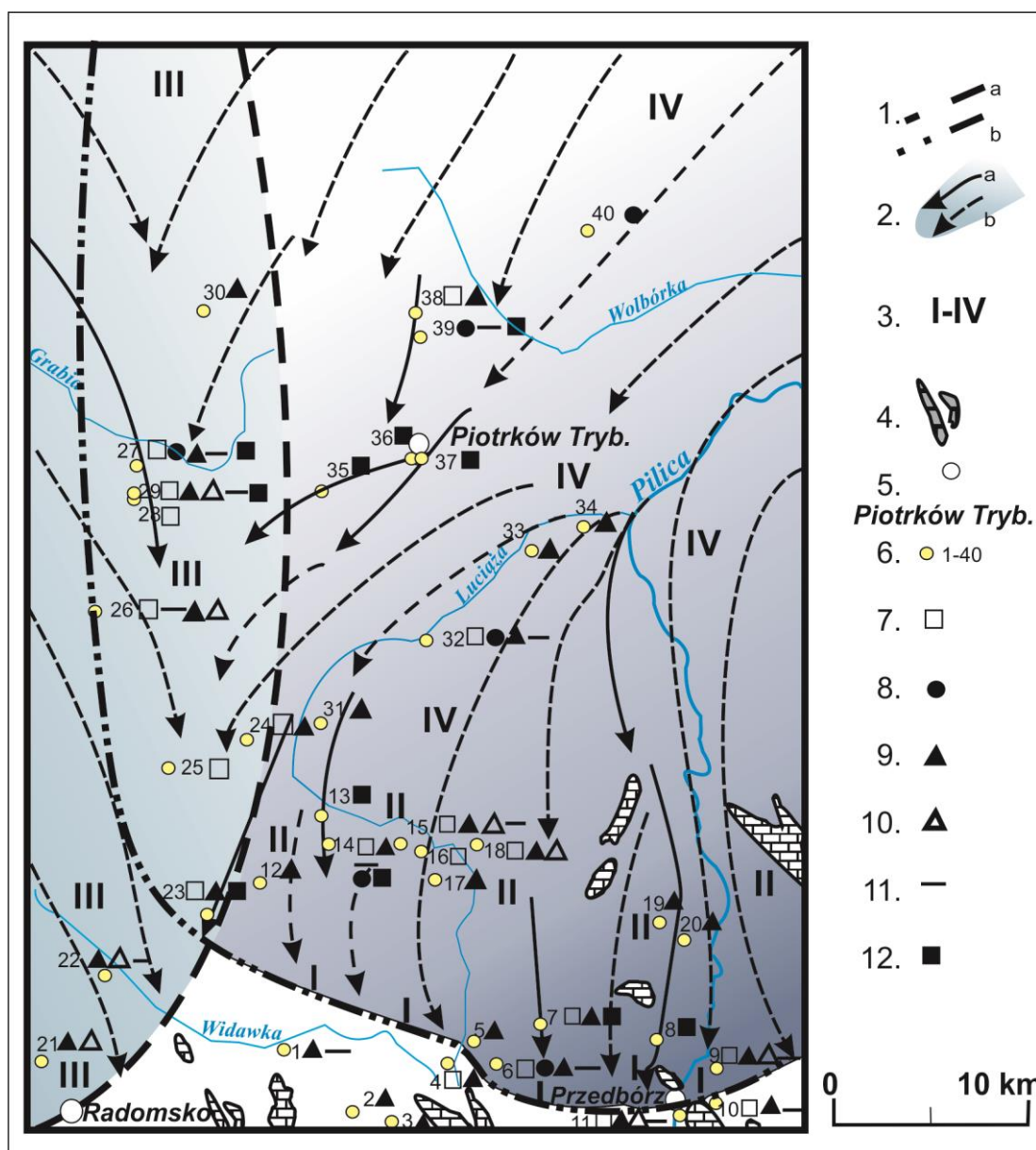


Rys. 2. Obszar badań tle układu sieci rzecznej i zasięgów lobów lodowcowych lodowca warciańskiego w Polsce środkowej (na podstawie Turkowska (2006), nieco zmienione
1 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 2 – zasięg lobów lodowcowych; 3 – kierunki napływu mas lodowcowych; 4 – obszar badań (SE regionu łódzkiego)

Lądolód dotarł z kierunku N, NNE do wysokości 250 m n.p.m., do północnych stoków wyżyn, przekraczając Pasma Przedborsko-Małoskiego w okolicach (rys. 3). Bąkowa Góra oraz Góra Chełmo stały się nunatakami (Wachecka-Kotkowska 2015b).

Lądolód warciański pozostawił po sobie gliny zwałowe górne. Stanowią one główny poziom litostratygraficzny na obszarze badań. Gliny te budują wysoczyznę morenową płaską i falistą (Wachecka-Kotkowska, Olszak 2009). Ich ciągłość jest przerwana, jak na przykład w dolinie Luciąży i w suchych dolinkach denudacyjnych w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego lub zredukowana. Są to gliny zwarte, brązowe do żółto-brązowych, miejscami szare z niewielką domieszką frakcji żwirowej, nieco zwietrzałe i spiaszczone w stropie (Kwapisz 1983; Brzeziński 1992). W ich masie przeważają klasty pochodzenia skandynawskiego (70% skał krystalicznych) (Czubała 2001, 2015a,b). Udział skał lokalnych wynosi tylko 9% (Brzeziński 1992). Do głębokości 2–2,5 m są one zazwyczaj odwapnione

(Kwapisz 1983). Na południu gлина warciańska częściowo zalega bezpośrednio na podłożu mezozoicznym do głębokości 6 m p.p.t. Średnia jej miąższość w zasięgu maksymalnym łądολου wynosi 8–15 m. Na nich zalegają osady wodnolodowcowe, czasami dużej miąższości, tworzące formy szczelinowe - kemy, moreny martwego lodu oraz sandry.



Rys. 3. Kierunki napływu mas lodowych w strefie marginalnej lobu Widawki i Pilicy-Luciąży na tle lokalizacji stanowisk badawczych (według Wachecka-Kotkowska 2015b)

1 – zasięgi lobów: a – Widawki, b – Pilicy-Luciąży (część S lobu Rawki); 2. – kierunki napływu lodu: a. – wyznaczone na podstawie badań, b. – przypuszczalne; 3. – strefy form glacialnych (porównaj Mapa I); 4 – nunataki/ostańce (wzgórza zbudowane ze skał mezozoicznych); 5. – główne miejscowości; 6 – stanowiska badawcze i miejsca poboru próbek do badań (zgodnie ze spisem w Tabeli). 7. – analiza minerałów ciężkich; 8. – petrografia glin; 9. – petrografia osadów wodnolodowcowych 4-10 mm; 10. – petrografia osadów wodnolodowcowych (20-60 mm); 11. – analiza anizotropii podatności magnetycznej (AMS); 12. – pomiary orientacji gładzków w glinie

W wyniku recesji i stagnacji powstały trzy zespoły skupień form glacialnych. Pierwsza oparta jest na północnych stokach wyzyn - na Wzgórzach Radomszczańskich i Paśmie Przedborskim, Druga, o charakterze recesywnym, położona kilkanaście kilometrów od tej pierwszej i trzecia oddalona na zachód. Trzecia powstała w wyniku stagnacji i zamierania łądολου na linii garbu łódzkiego. Obrazuje

to rysunek 3. Na zachodzie obszaru badań łądolód warciański nasunął się metachronicznie jako łob zachodni – Widawki i łob wschodni Pilicy i Luciąży. Jego południowa część sięgała północnych stoków Pagórków Działoszyńskich. Na południu od Radomska do Kamieńska występują łukowato wygięte formy marginalne przypominające ciągi morenowe z krawędziami sedymentacyjnymi.

Obszar "zaplecza łądolodu" odpowiada Równinie Piotrkowskiej jako monotonnej równinie zbudowanej z glin i piasków oraz żwirów fluwioglacjalnych (Ziomek 1986). Klatkowa (1995) i Krzemiński (1997) opisali na niej sandr Karlina (5 km na N od Piotrkowa).

Warciański etap rozwoju rzeźby kończy zaawansowana deglacjacja, która miała miejsce 140-135 ka i była związana z organizacją odpływu (faza kataglacjalna). Transgresja najmłodszego łądolodu środkowopolskiego – łądolodu warty w decydujący sposób przemodelowała rzeźbę kopalną, podwarciańską. Nasuwający się asynchronicznie z dwóch stron (NW i NE) łądolód warciański znów napotkał barierę w postaci elewacji podłoża. Zaczął deformować plastyczne podłoże gliniaste i piaszczysto-mułkowe, po którym się poruszał. Kompleks zlodowaceń środkowopolskich zamykają osady fluwioglacjalne górne. Są to piaski i żwiry, drobno- i średnioziarniste o miąższości 1–4 m, które związane są z recesją łądolodu. Występują w pobliżu dolin rzecznych (np. Pilicy i Luciąży), tworząc rozległe poziomy sandrowe, np. w okolicach Kludziec i Włodzimierzowa.

Etap vistuliański. Około 100-150 km na południu, przed czołem nasuwającego się ostatniego łądolodu, w wyniku zaostżenia klimatu, nowopowstałe osady lodowcowe i wodnolodowcowe ulegały kontrakcji termicznej. Rzeźba glacialna, oddziedziczona po zlodowaceniu środkowopolski podlegała retuszowi w warunkach peryglacialnych tundry artycznej. Pojawiła się kolejna, druga generacja struktur peryglacialnych - kliny epigenetyczne oraz inwolucje w stropie sandrów wodnolodowcowych w Piotrkowie (Focus Miall) i Lewkowie. Trzecia generacja/horyzont klinów i horyzontu graniaków występuje w warstwie powierzchniowej gliny warciańskiej (Piotrków Tryb, Focus Miall). Na jej powierzchni wykształciła się sieć regularnych poligonów, która mogła powstać zarówno u schyłku warty, jak i w vistulianie. W warunkach peryglacialnych upłynniona glina morenowa w obrębie warstwy czynnej zalegająca na stokach form glacialnych lub na dość stromo nachylonych stokach ostańców mezozoicznych podlegała przemieszczeniom podczas roztopów wiosennych. Udokumentowano spływy piaszczysto-diamiktonowe i piaszczyste (Ochotnik; Borowa), doprowadzające do niwelacji zakłębłości na stokach pagórów glacialnych w warunkach paraglacjalnych lub/i peryglacialnych. Możliwe jest, że diamiktony były przekształcone w wyniku kongeliflukcji na stromych stokach form glacialnych. Na wysoczyznach, np. w Chelczowie i Mąkolicach udokumentowano ostatni etap tworzenia się form. Prawdopodobnie vistuliańska erozja obrzeżenia kemów przez wody pra-Luciaży i pra-Bogdanówki spowodowały utworzenie izolowanych ostańców erozyjnych.

W strefie czołowomorenowej Wzgórz Dobryszczyckich, w partiach szczytowych około 20 ka, dochodziło do wypełniania lokalnych obniżen osadami rytmicznie warstwowanymi, piaszczysto-mułkowymi. Były to lokalne pułapki dla sedymentacji osadów powstałych w wyniku działania procesów stokowych i eolicznych.

Doszło także do rozcięcia wysoczyzny i utworzenia się sieci dolinnej w fazie anaglacjalnej łądolodu wisły. W obszarach dolinnych, obniżeniach wytopiskowych i obniżeniach na stokach występował agradacyjny, rozlewiskowo – jeziorny, charakter sedymentacji z dostawą osadów terygenicznych – w wyniku splukiwania, nawiewania i nadbudowywania osadów glacialnych. Natomiast na bardziej stromych stokach zachodziły procesy erozyjno-denudacyjne, spływy kongeliflukcyjne, a na płaskich powierzchniach i w dolinkach denudacyjnych dochodziło do splukiwania.

W dolinach dochodziło do akumulacji osadów o charakterze pokryw fluwioperyglacialnych, które tworzyły się przy współdziałaniu procesów: rzecznych, stokowych – szczególnie przy udziale splukiwania, w mniejszym zaś stopniu kongeliflukcji i transportu bocznego z dolin płaskodennych – obecnie suchych, u wylotu nadbudowujących teras osadami stożków napływowych), eolicznych (z nawiania, silna eolizacja ziarna), termokrasowych i innych, związanych z klimatem peryglacialnym i wieloletnią zmarzliną. Miąższość osadów vistuliańskich jest zróżnicowana. Ciągłe horyzonty osadów vistuliańskich występują w formach dolinnych. A na wysoczyźnie najczęściej występują późnovistuliańskie osady eoliczne, tworzące wydmy lub pokrywy eoliczne.

Najmniejsze formy wklęsłe to małe dolinki denudacyjne rozcinające zdenudowaną powierzchnię wysoczyzny glacialnej i uchodzące na różne poziomy dolinne (Dęba, Zbyłowice). Są

„zagnieżdżone” w obniżeniach glacialnych, np. pomiędzy wzniesieniami – ostańcami mezozoicznymi np. Bąkowej Góry a ciągami moren czołowych. Wysoczyzna podczas vistulianu była rozcinana i wypełniona osadami piaszczysto-mułkowymi.

W późnym vistulianie dochodziło do nawiewania i usypywania wydm śródlądowych w dolinach i wysoczyźnie - w różnym stopniu nasilenia i zależało od warunków lokalnych, a także do niwelacji zagłębień w stokach glacialnych. Około 15 ka w Mąkolicach na południowym stoku założony został zbiornik, w której gromadził się muł, na który nałożona jest 1-m miąższości warstwa piasku eolicznego (Wachecka-Kotkowska 2004; Wachecka-Kotkowska i in. 2012a).

Literatura:

- BARANIECKA, M.D., 1971. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kamieńsk. Warszawa: Wyd. Geol.
- BARANIECKA, M. D., 1984. Neoplejstocen. Niż polski i wyżyny środkowopolskie. Budowa geologiczna Polski (red. Mojski E.). Stratygrafia, cz.3 b. Inst. Geol., Warszawa.
- BRZEZIŃSKI, H., 1992. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000 arkusz Sulejów. Państw. Inst. Geol., W-wa.
- CIUK E., 1980. Tektonika rowu Kleszczpwa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego. (W:) Przewodnik LII Zjazdu PTG, Bełchatów. Wyd. Geolog., Warszawa.
- CZUBLA, P., 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. Acta Geogr. Lodz., 80.
- CZUBLA, P. 2015a. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- CZUBLA, P. 2015b. Analizy eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego oraz przebiegu morfogenezy w obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Acta Geographica Lodziensia 103, 25-44.
- CZUBLA, P., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2009. Pozycja stratygraficzna glin lodowcowych w Masłowicach (Wyżyna Przedborska) w świetle badań petrograficznych. [W:] M. Źarski, S. Lisicki (red.) - XVI Konferencja "Stratygrafia Plejstocenu Polski" nt. "Strefa marginalna zlodowacenia warty i pojezierza plejstoceńskie na południowym Podlasiu", Zimna Woda k. Łukowa 31.08-04.09.2009. PIG, Warszawa, s. 56-57.
- DZIEDUSZYŃSKA, D., PETERA-ZGANIACZ, J., ROMAN, M., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2014. Glacial-interglacial cycles in Central Poland as reflected in the Łódź University geomorphological scientific achievements. Chapter 2 in: Origin of relief of Central Poland and its anthropogenic transformation in the Łódź University Research (E. Kobjek & T. Marszał eds.). Łódź University Press, 29-56.
- GRZYBOWSKI, K., KUTEK, J., 1968. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Lubień. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KLATKOWA, H., 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. Acta Geogr. Lodz., 28.
- KLATKOWA, H. 1995. Remarks on the Warta Stage in Middle Poland. Acta Geographica Lodziensia 68, 95-108.
- KRZEMIŃSKI, T., 1999. Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. Acta Univ. Lodz.. Fol. Geogr. Phys., 1.
- KURKOWSKI, S., POPIELSKI, W., 1991. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Gorzkowice. Wyd. Geol., W-wa.
- KWAPISZ, B., 1983. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Przedbórz. Wyd. Geol., W-wa.
- LEWIŃSKI, I., 1928. Utwory peryglacialne i glacialne Piotrkowa i okolic. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., 21, Warszawa.
- MARKS, L., BER, A., GOGOLEK, W., PIOTROWSKA, K., 2006. Mapa Geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geolo-giczny.
- MOJSKI, E., 1999. Ewolucja środowiska w plejstocenie. (W:) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze (red. Starkel L.). PWN, W-wa.
- RDZANY, Z., 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim, Wyd. UŁ, Łódź.
- TURKOWSKA K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.

- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2004. Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczna a lokalne. *Acta Geographica Lodziensia*, nr 86, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, s. 1-161.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015a. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, 128 ss + załącznik CD
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015b. Badania ułożenia klastów w glinach morenowych jako element rekonstrukcji kierunków transportu lodowego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103, 99-111.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., OLSZAK, I., 2009. Nowe wyniki datowań TL a wiek wysoczyzny glacialnej SE części regionu łódzkiego. [W:] A. Kostrzewski, R. Paluszkiewicz (red.) - *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. V SEMINARIUM* Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych. Wyd. UAM, Poznań, t. V. Seria Geografia nr 88, str. 577-588.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., CZUBLA, P., GÓRSKA-ZABIELSKA, M., KRÓL, E., 2012. Poligeneza pagóra w okolicach Mąkolic na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki. *Acta Geographica Lodziensia* 100, 161-178.
- WĄGROWSKI, A., 1987. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Rzejowice*. Wyd. Geol., W-wa.
- ZIOMEK, J., 1986. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Piotrków Trybunalski*. Wyd. Geol., W-wa.

**REAMBULACJA SMGP W SKALI 1 : 50 000 ARKUSZ SZCZERCÓW
W ŚWIETLE BADAŃ W ODKRYWCE SZCZERCÓW**

Dariusz WIECZOREK

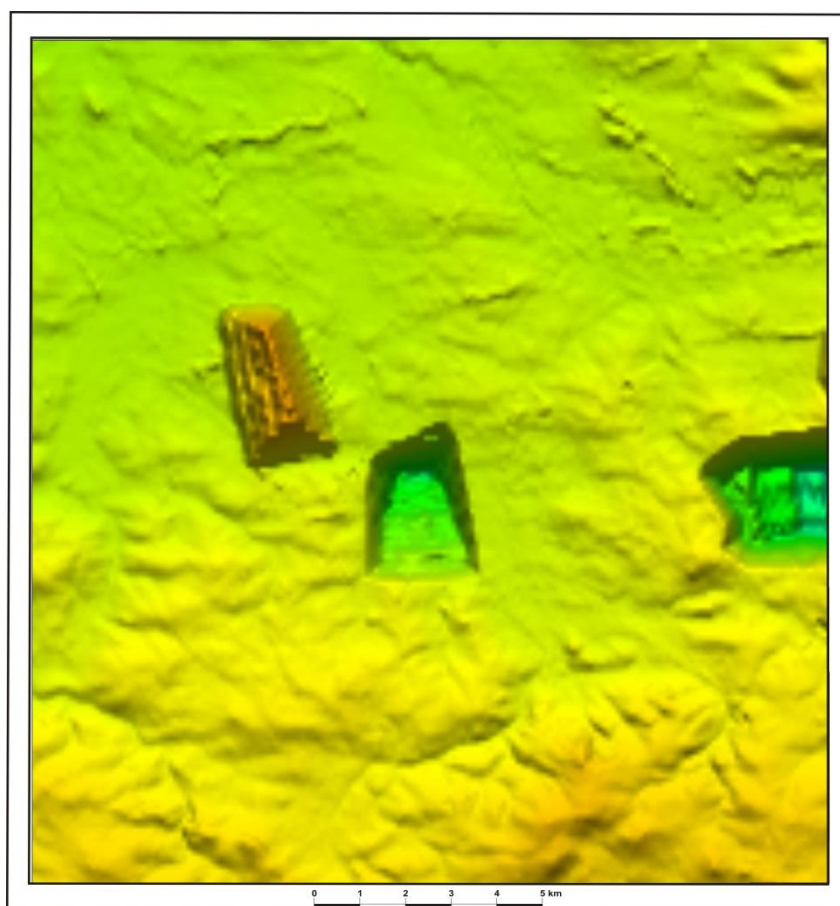
dariusz.a.wieczorek@gmail.com

Arkusz Szczerców (735) SMGP w skali 1:50 000 opracowany został przez Z. Sarnacką (1970, 1971). Po latach, na zamówienie Skarbu Państwa - Ministra Środowiska, ze środków NFOŚiGW, wykonano jego reambulację (Wieczorek i Stoiński 2013).

Teren badań położony jest na pograniczu Niziny Południowowielkopolskiej i Wzniesień Południowomazowieckich (Kondracki 2002), w obrębie mezoregionów: Kotlina Szczercowska (318.23) i Wysoczyzna Bełchatowska (318.81). Jest to dorzecze Warty, w większości w zlewni jej prawostronnego dopływu, Widawki. Do Widawki dopływają Nieciecz i Krasowa (wraz Krasówką), płynąc na północ. Niewielkie fragmenty tego obszaru odwadniane są w kierunku południowym m. in. przez Pisię.

Obszar arkusza położony jest w strefie marginalnej stadiału/zlodowacenia Warty (Baraniecka 1971b; Różycki 1972; Baraniecka 1984; Krzemiński 1997; Marks 2004; Mojski 2005; Turkowska 2006; Rdzany 2011; Wachecka-Kotkowska 2015).

Ukształtowanie powierzchni terenu obszaru badań jest zróżnicowane (por. rys. 1). Na południu i południowym-wschodzie jest on bardziej wyniesiony. W rejonie Piekar-Sulmierzyc-Anielowa rzędne terenu osiągają do ~252 m n.p.m., w rejonie Białej-Dworszowic Pakoszowych ~233÷237 m n.p.m. W części centralnej jest on położony niżej, a północnej wyraźnie niżej. Na północ od Suchowoli powierzchnia terenu wznosi się do ~213 m n.p.m., w rejonie Dębiny ~211 m n.p.m. W rejonie Brutusa rzędne terenu osiągają ~182 m n.p.m., a w rejonie Stanisławowa 174÷188 m n.p.m. Najniżej położone są tereny w dolinie Widawki (~165 m n.p.m.) i Krasowej (~160 m n.p.m.).



Rys. 1. Ukształtowanie powierzchni terenu na obszarze badań

Od czasu opracowania arkusza przez Z. Sarnacką (1967 r.) nastąpił przyrost danych geologicznych, o utworach neogenu i czwartorzędu, zwłaszcza z rejonu rowu Kleszczowa.

Pod koniec lat 60. i na początku 70. XX w. powstało opracowanie dla arkusza Kamieńsk (Baraniecka 1971a) i Brzeźnica Nowa (Skompski 1971). Następnie wykonano zdjęcia geologiczne dla obszaru arkuszy: Żelów (Baliński i Gawlik 1985, 1986) i Osjaków (Ziomek 1995). W 1980 r. został opracowany arkusz Częstochowa (57) Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 (Biernat i in., 1980; Haisig i Biernat 1980), a w 2011 roku dokonano jej reambulacji (Haisig 2011).

Na badanym obszarze rozpoznano szereg form geomorfologicznych o różnorodnej genezie (por. tab. 1).

Tabela 1. Porównanie form geomorfologicznych wyróżnionych na obszarze badań

Sarnacka (1970)	Wieczorek i Stoński (2013)
<p>Wyżyna lodowcowa:</p> <ul style="list-style-type: none"> - równina gliny zwałowej, - wzniesienia moren czołowych, - ozy i pagórki akumulacji szczelinowej, - kemy, - plateau kemowe, - tarasy kemowe (wyższe, niższe), - sandr wysoczyznowy, - poziom wodnolodowcowy (wyższy, niższy), - moreny martwego lodu, - zagłębienia wytopiskowe 	<p>Formy lodowcowe:</p> <ul style="list-style-type: none"> - wysoczyzna morenowa płaska i falista, - moreny czołowe akumulacyjne, - zagłębienia wytopiskowe. <p>Formy wodnolodowcowe:</p> <ul style="list-style-type: none"> - równiny sandrowe i pokrywy piasków wodnolodowcowych na wysoczyznach, - ozy, - formy akumulacji szczelinowej, - kemy, tarasy kemowej, - rynny subglacjalne
<ul style="list-style-type: none"> - wydmy i pola piasków przewianych 	<p>Formy eoliczne:</p> <ul style="list-style-type: none"> - pola piasków przewianych i wydmy
<p>Doliny rzeczne:</p> <ul style="list-style-type: none"> - taras nadzalewowy (wyższy, niższy), - taras zalewowy 	<p>Formy rzeczne:</p> <ul style="list-style-type: none"> - dna dolin rzecznych, - tarasy akumulacyjne (nadzalewowe), - tarasy erozyjne
	<p>Formy denudacyjne:</p> <ul style="list-style-type: none"> - dolinki denudacyjne, - stożki napływowe
<ul style="list-style-type: none"> - równiny torfowe 	<p>Formy utworzone przez roślinność:</p> <ul style="list-style-type: none"> - równiny torfowe
	<p>Formy antropogeniczne:</p> <ul style="list-style-type: none"> - odkrywka „Szczerców”, część zachodnia odkrywki „Bełchatów”, - hałda nadkładu, - osadniki

Już w latach 60. XX w. przystąpiono do prac geologiczno-dokumentacyjnych złóż węgla brunatnego i innych towarzyszących, które później stale kontynuowano (Kurdziel 1964, 1966; Olczak i in. 1977; Żygar i in. 1977; Bielawski i in. 1983; Gradys i Parecka 1997; Kozula 2005; Gruszecki 2007).

Dokonywano też opracowań syntetycznych (Barwicz-Piskorz i Szewczyk 1994, Czarnecki i in. 1992; Czarnecki i Frankowski 2000; Felisiak i Szewczyk 1994; Felisiak 2001; Frankowski i in. 2005; Szynkiewicz 1994a, b, 2000).

Od momentu otwarcia odkrywki „Bełchatów” prowadzono w niej szereg prac geologicznych, m. in.: Allen i Krzyszkowski (2008); Balwierz i Goździk (1997); Balwierz i in. (2006); Baraniecka (1980, 1982); Baraniecka i in. (1993); Bruj i Krysiak (2009); Czerwonka i Krzyszkowski (1992); Czubla (1994, 2001); Derda i in. (2004); Gotowała (1994); Gotowała i Hałuszczak (1999); Goździk (1980, 2007); Goździk i Konecka-Betley (1992); Goździk i Krysiak (2009); Goździk i Skórzak (2011); Goździk i van Loon (2007); Goździk i Zieliński (1996); Goździk i in. (2010); Hałuszczak (1982, 1994, 1994a, 2004); Hałuszczak i in. (1994); Kasiński i Piwocki (1994); Krzyszkowski (1988, 1990, 1991, 1992, 1994, 1998); Krzyszkowski i Nita (1993); Krzyszkowski i Winter (1996); Manikowska (1992, 1996); Stuchlik i in. (1990); Szewczyk (1999).

Po uruchomieniu odkrywki „Szczerców”, przystąpiono do prac dokumentacyjnych na jej ścianach: Król i in. (2007); Kurpiewska (2010); Wachecka-Kotkowska i in. (2011, 2014, 2016); Krzyszkowski i in. (2015); Wieczorek i in. (2015); Myśkow i in. (2016).

Wiercenia wykonane w związku z poszukiwaniami ropy naftowej dostarczyły cennych danych o głębszym podłożu (por. Pernal i Wójcik 1987). Dokumentują one osady karbonu dolnego, permu dolnego i środkowego, triasu, jury dolnej i środkowej, dotychczas nie znane z obszaru badań.

Powstało szereg opracowań regionalnych (Baraniecka i Sarnacka 1971; Baraniecka i in. 1980; Janczyk-Kopikowa 1982; Karnkowski 1980; Kasiński 2004; Morawska 1986, 1992; Piwocki 2004; Piwocki i Kramarska 2004; Piwocki i in. 2004; Sarnacka 1982).

Na podstawie zebranych danych dokonano reinterpretacji wgłębnej budowy geologicznej. Korzystano z nowej literatury, która jednakże odmiennie niż kiedyś opisuje styl budowy wgłębnej, np. uwzględniając w większym wymiarze procesy glacitektoniczne czy interpretując piaszczyste wypełnienia głębokich rozcięć jako kopalne ryny subglacjalne.

Wykreślono mapę geologiczną utworów powierzchniowych, która otrzymała nowy wyraz, spójny ze szkicem geomorfologicznym. Naniesiono na nią zarysy wielkich wyrobisk górniczych (odkrywka „Bełchatów” i „Szczerców”) oraz hałdę nadkładu, a także szereg mniejszych obiektów antropogenicznych, również uwidaczniających się w rzeźbie terenu. Na mapie geologicznej zastosowano nowy podział stratygraficzny, zgodny z „Instrukcją...” (2004). Wykonano profil stratygraficzny dla utworów starszych od czwartorzędu i unaczęsniono profil dla utworów czwartorzędowych. Opracowano nowy tekst objaśniający wraz ze szkicem geomorfologicznym i szkicem geologicznym odkrytym.

Miąższość serii utworów czwartorzędowych w obrębie obszaru badań wynosi na ogół kilkadziesiąt metrów. Są jednakże miejsca gdzie jest ona znacznie większa (do 190 m). W północnej, północno-zachodniej i zachodniej części odkrywki „Bełchatów” wynosi ona 100-185 m, a w północnej i zachodniej części odkrywki Szczerców 110-147 m (Wieczorek i Stoiński 2013). Tak duże miąższości czwartorzędu są wynikiem prawdopodobnie glacitektoniki lub erozyjnego rozcinania podłoża przez wody subglacjalne (?), a w obrębie rowu Kleszczowa mogą być pochodną obniżania bloków mezozoiku. Z kolei w zachodniej części obszaru arkusza (rejon Kuli), czwartorzęd jest silnie zredukowany, a na powierzchni terenu pojawiają się wychodnie wapieni jurajskich.

Tabela 2. Porównanie wydziałów geologicznych wyróżnionych na obszarze badań

Sarnacka (1970, 1971)	Wieczorek i Stoiński (2013)
Czwartorzęd, holocen* - torfy; namuły torfiaste; piaski, rzeczne częściowo humusowe, namuły piaszczyste tarasu zalewowego, den dolinnych i zagłębień bezodpływowych;	Czwartorzęd, holocen* - torfy i namuły torfiaste; piaski, piaski i żwiry oraz mułki (mady) rzeczne, tarasów zalewowych; piaski i mułki rzeczno-deluwialne; piaski humusowe, mułki, lokalnie namuły, zagłębień różnej genezy;

Czwartorzęd, czwartorzęd nierozdzielony* - piaski eoliczne w wydmach; piaski eoliczne;	Czwartorzęd, czwartorzęd nierozdzielony* - gytie; piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach; piaski i gliny deluwialne; piaski pyłowate zwietrzelinowe;
Czwartorzęd, plejstocen*, zlodowacenie północnopolskie (bałtyckie) - ; piaski i piaski gliniaste peryglacialne; piaski rzeczne tarasów nadzalewowych;	Czwartorzęd, plejstocen*, zlodowacenia północnopolskie - piaski rzeczne tarasów nadzalewowych (wyższych) 3-6 m n.p. rzeki oraz tarasów nadzalewowych (niższych) 2-3 m n.p. rzeki; piaski, piaski pyłowate i mułki rzeczne, rzeczno-deluwialne; mułki, mułki piaszczyste i ropy jeziorne;
Czwartorzęd, plejstocen, interglacjał eemski - torfy oraz gytie, łupki bitumiczne, mułki i piaski jeziorne; piaski rzeczne; piaski ze żwirami rezidualne;	Czwartorzęd, plejstocen, interglacjał eemski - piaski, piaski ze żwirami rzeczne; torfy, gytie, mułki jeziorne;
Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie środkowopolskie, stadiał mazowiecko-podlaski (Warty) - piaski wodnolodowcowe (górne), lokalnie z wkładkami mułków; piaski i piaski z mułkami tarasów kemowych; piaski i mułki, lokalnie ze żwirami kemów; piaski i piaski ze żwirami ozów i pagórków akumulacji szczelinowej; piaski z domieszką żwirów, ze żwirami i głazami w stropie moren czołowych i moren martwego lodu; glina zwałowa; ropy, mułki i piaski zastoiskowe; piaski wodnolodowcowe (dolne);	Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenia środkowopolskie, zlodowacenie Warty - piaski wytopiskowe (wodnomorenowe); piaski wodnolodowcowe (górne); piaski i mułki tarasów kemowych; piaski, mułki i żwiry kemów; piaski i żwiry akumulacji szczelinowej; piaski i żwiry, miejscami gliny zwałowe ozów; piaski i żwiry, miejscami glazy i gliny zwałowe moren czołowych; piaski i żwiry lodowcowe; gliny zwałowe; piaski wodnolodowcowe (dolne); mułki i ropy zastoiskowe;
Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie środkowopolskie, interstadiał Pilicy - piaski rzeczne; piaski ze żwirami i głazami rezidualne;	Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenia środkowopolskie, interglacjał lubawski (lubelski) - piaski, piaski i żwiry rzeczne;
Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie środkowopolskie, stadiał najstarszy - glina zwałowa; piaski wodnolodowcowe; ropy, mułki i piaski zastoiskowe;	Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenia środkowopolskie, zlodowacenie Odry - piaski i żwiry wodnolodowcowe; gliny zwałowe; mułki, mułki piaszczyste zastoiskowe; piaski wodnolodowcowe;
—	Czwartorzęd, plejstocen, interglacjał wielki, interglacjał zbójna - piasków i mułków rzecznych;
Czwartorzęd, plejstocen, interglacjał mazowiecki (wielki) - gytie, torfy, mułki i piaski jeziorne; piaski rzeczne; piaski ze żwirami i głazami rezidualne;	Czwartorzęd, plejstocen, interglacjał wielki, interglacjał mazowiecki - torfy, mułki i gytie; piaski, mułki rzeczne;
Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie południowopolskie, stadiał górny - glina zwałowa; piaski wodnolodowcowe; ropy, mułki i piaski zastoiskowe;	Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenia południowopolskie, zlodowacenie Sanu 1 - piaski i żwiry wodnolodowcowe; mułki zastoiskowe; gliny zwałowe; piaski wodnolodowcowe;
Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie południowopolskie, interstadiał - piaski ze żwirami i głazami rezidualne; piaski rzeczne;	—
Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie południowo-polskie, stadiał dolny - glina zwałowa; piaski wodnolodowcowe; ropy i mułki zastoiskowe; piaski zastoiskowe;	Czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenia południowopolskie, zlodowacenie Nidy - piaski wodnolodowcowe (górne); gliny zwałowe; ropy i mułki zastoiskowe; piaski i żwiry wodnolodowcowe;
Czwartorzęd, plejstocen, interglacjał kromerski - piaski rzeczne; <66 m	Czwartorzęd, plejstocen, plejstocen dolny– interglacjał augustowski - piaski i mułki rzeczne - (preglacialne);
Czwartorzęd, plejstocen - piaski ze żwirami skał lokalnych i mułki „preglacialne”; ~22 m	
—	Czwartorzęd, plejstocen - ropy, mułki i piaski paleogenu i neogenu jako kry w utworach

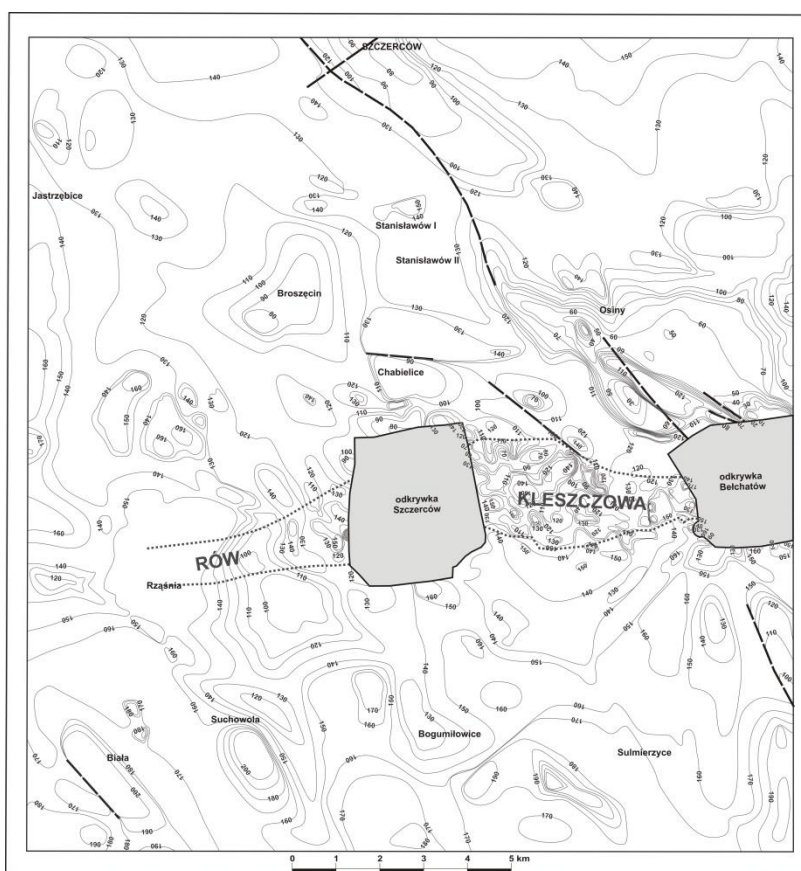
Sesja regionalna

	plejstocenijskich;
Trzeciorzęd, neogen, miocen-pliocen - ropy, łowce, mułki, mułowce; piaski z wkładkami węgla brunatnego (seria nadwęglowa);	Neogen, miocen górny–pliocen - piaski, mułki i ropy (kompleks ilasto-piaszczysty); 90 m
	Neogen, miocen środkowy–miocen górny - mułki i ropy, lokalnie piaski i węgle brunatne (kompleks ilasto-węglowy); 100 m
Trzeciorzęd, neogen, miocen-pliocen - otoczaki krzemieni i odwapnionych skał mezozoicznych (seria nadwęglowa); ~2 m	—
Trzeciorzęd, neogen, miocen - węgle brunatne z wkładkami ropy i mułowców, piasków oraz gytii i wapieni jeziornych (seria węglowa); ~120 m**	Neogen, miocen dolny–miocen środkowy - węgle brunatne, lokalnie ropy, mułki, piaski i wapienie jeziorne (kompleks węglowy); 300 m
Trzeciorzęd, neogen, miocen - piaski oraz ropy, mułki i mułowce z wkładkami węgla brunatnego (seria podwęglowa); ~100 m	Paleogen-neogen, paleocen-miocen dolny - piaski, ropy i mułki, z wkładkami węgla brunatnego (kompleks podwęglowy); 348 m
Trzeciorzęd, paleogen, eocen - piaski i ropy; 2,9 m	
Trzeciorzęd nierozdzielony - rumosze, okruchy wapieni i skał mezozoicznych oraz gliny zwietrzelinowe; <10 m	Paleogen i neogen - gliny zwietrzelinowe, rumosze; ~15 m
Kreda, kreda górna, mastrycht - opoki, margle, piaskowce i gezy;	Kreda, kreda górna, mastrycht - opoki, margle i gezy; ~50 m
Kreda, kreda górna, kampan - opoki i margle; >90 m	Kreda, kreda górna, kampan - opoki i margle; ~130 m
Kreda, kreda górna, cenoman-santon - wapienie, margle i opoki;	Kreda, kreda górna, cenoman-santon - wapienie, margle i opoki; ~150 m
Kreda, kreda dolna, alb - piaskowce i piaski; 67,1 m	Kreda, kreda dolna, alb - piaskowce, piaski kwarcowe; ~133 m
Jura, jura górna, kimeryd, kimeryd dolny - wapienie, ropy i margle; >146,7 m	Jura, jura górna, kimeryd, kimeryd dolny - wapienie, margle i ropy; 747 m***
Jura, jura górna, oksford, oksford górny - wapienie; >203 m	Jura, jura górna, oksford, oksford górny - wapienie, wapienie margliste; 747 m***
Jura, jura środkowa, baton-wezul - mułowce i ropy; >198,8 m	Jura, jura środkowa - piaskowce, ropy, wapienie; 375 m
—	Jura, jura dolna - mułowce, ropy i piaskowce; 327 m
—	Trias, trias górny, retyk - ropy i mułowe; 265 m
—	Trias, trias górny, kajper (kajper dolny i górny) - ropy, mułowce, piaskowce, gipsy; 583 m
—	Trias, trias środkowy (wapień muszlowy) - wapienie margliste, anhydryty i dolomity; 288 m
—	Trias, trias dolny, pstry piaskowiec górny (ret) - piaskowce, mułowce, wapienie, dolomity i anhydryty; 152 m
—	Trias, trias dolny, pstry piaskowiec dolny i środkowy - piaskowce, mułowce, wapienie oolitowe;

	572 m
Perm, cechszyn - gipsy i anhydryty; ~61,5 m	Perm, perm górny (cechszyn) - sole kamienne, anhydryty, wapienie i dolomity; 688 m
—	Perm, perm dolny i środkowy (czerwony spągowiec) - piaskowce zlepieńcowate, zlepieńce polimiktyczne, (skason); 28 m
—	Karbon, karbon dolny - iłowce, mułowce, piaskowce i szarogłazy, (facja kulmu); >90 m

* - miąższości utworów czwartorzędowych nie podawano; ** - miąższość największych pokładów węgla brunatnego; *** - jura górna ujęta łącznie;

W części rowu Kleszczowa położonego na zachód od wysadu solnego Dębiny, zaobserwowano występowanie 3 stref głębokich rozcięć, gdzie notuje się większe miąższości czwartorzędu (Kozula, 2005). Poza rowem Kleszczowa rejestruje się obniżenie stropu w utworach mezozoiku w rejonie Kolonii Dębiny-Janówki, Bogumiłowa-Karolowa, Szczercowa, Broszęcina i Kodrania. Pomiedzy obniżeniami, w ukształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej, rejestruje się szereg stref wyniesionych. W rejonie Dębiny wyniesione są utwory kompleksu węglowego. W rejonie Gliny i Obrowa strop utworów kimerydu. W rejonie Białej i Gawłowa utwory jury górnej i zwietrzliny. W rejonie Piekar i Slumierzyc strop kompleksu ilasto-piaszczystego. Położenie stropu powierzchni podczwartorzędowej w przewadze zmienia się w granicach 90-130 m n.p.m.



Rys. 2. Ukształtowanie podłoża podczwartorzędowego na obszarze badań

Na powierzchni podczwartorzędowej odsłaniają się utwory neogenu (kompleks ilasto-piaszczysty, ilasto-węglowy i węglowy), paleogenu (kompleks podwęglowy i zwietrzeliny), kredy górnej (cenoman - santon) i dolnej (albu), jury górnej (kimerydu i oksfordu), cechsztynu oraz brekcji skał jurajsko - kredowych (zalegającej nad wysadem solnym Dębiny).

Czwartorzęd w obrębie rowu Kleszczowa znajduje się w obrębie dwóch pięter strukturalnych: dolnego - bełchatowskiego (zaburzonego) i górnego - niezaburzonego.

Mimo całości wykonanych prac pozostało jednak szereg zagadnień bez odpowiedzi, m.in.: nie jest znana wielkość i styl zaburzeń głacictektonicznych, które najprawdopodobniej obejmują większą część plejstocenu;

- brak jest pełnej jasności co do charakteru i zasięgu stratygraficznego utworów tzw. preglacjału oraz interglacjału augustowskiego (=kromerskiego);
- mimo wykonania kilku opracowań dotyczących litostratygrafii glin zwałowych w odkrywce „Szczerców” (por. Król i in. 2007; Dobosz 2012; Krzyszkowski i in. 2015) nie ma pełnej jasności, co do ich korelacji z glinami odkrywki „Bełchatów”, oraz z glinami poza rowem Kleszczowa;
- brak jest pełnych danych o wykształceniu i stratygrafii utworów interglacjalnej formacji Czyżów w odkrywce „Szczerców” (por. Myśkow i in. 2016); mając na uwadze schematy stratygraficzne istniejące dla rowu Kleszczowa (por. Krzyszkowski 1992; Allen i Krzyszkowski 2008) oraz dla terenu Polski (por. Instrukcja ..., 2004) widać duże rozbieżności;
- nie ma jasności co do stratygrafii utworów okresu zlodowaceń środkowopolskich; z jednej strony pewne dane wskazują, iż zlodowacenie Warty i Odry można połączyć, jako dwa stadiały w jeden cykl glacialny, z drugiej strony inne dane wskazują na odmienną litotypów glin zwałowych z tych okresów, oraz na istnienie wyraźnej granicy erozyjnej pomiędzy osadami tych pięter; póki co obszar badań nie dostarczył jednoznacznych dowodów na poparcie któregoś ze stanowisk.

Literatura:

- ALLEN, P., KRZYSZKOWSKI D., 2008. Till base deformation and fabric variation in lower Rogowiec (wartanian, younger saalian) till, Bełchatów outcrop, central Poland. *Ann. Societ. Geolog. Polon.*, 78.
- BALIŃSKI, W., GAWLIK, H., 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Żelów (699). Wyd. Geol., Warszawa.
- BALIŃSKI, W., GAWLIK, H., 1986. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Żelów (699). Wyd. Geol., Warszawa.
- BALWIERZ, Z., GOŹDZIK, J., 1997. Paleosrodowiskowe zmiany w swietle analiz palinologicznych poznovistulianskich osadow węgłanowych w zagłębieniach bezodpływowych w Bełchatowie. *Acta Universit. Lodz., Folia Geographica Physica*, 1.
- BALWIERZ, Z., GOŹDZIK, J., MARCINIAK, B., 2006. Palinologiczne i diatomologiczne badania osadów interglacjału mazowieckiego z odsłonięcia w kopalni Bełchatów. *Prz. Geol.*, 1.
- BARANIECKA, M.D., 1971a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kamieńsk (M34-27B) wraz z objaśnieniami. Wyd. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA, M.D., 1971b. Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- BARANIECKA, M.D., 1980. Osady stadiału Warty i młodsze osady plejstocenijskie w odsłonięciu kopalni węgla brunatnego Bełchatów. *Kwart. Geol.*, 24, 4.
- BARANIECKA, M.D., 1982. Stanowiska osadów środkowego vistulianu w rejonie Bełchatowa. W: *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum*. Wyd. Geol., Wrocław-Warszawa.
- BARANIECKA, M.D., 1984. Zlodowacenie środkowopolskie. W: *Sokołowski S. (red.) Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia. Część 3b. Kenozoik. Czwartorzęd*. Wyd. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA, M.D., SARNACKA, Z., 1971. Stratygrafia czwartorzędu i pelegeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- BARANIECKA, M.D., CIEŚLIŃSKI, S., CIUK, E., DĄBROWSKA, A., DĄBROWSKA, Z., PIWOCKI, M., WERNER, Z., 1980. Budowa geologiczna rejonu bełchatowskiego. *Prz. Geol.*, 7.

- BARANIECKA, M.D., SOWIŃSKI, L., MAKOWSKA, A., 1993. Mutual stratigraphical location of the Ferdynandów and the Mazovian Interglacial sediments in the Bełchatów opne mine. *Kwart. Geol.*, 37, 3.
- BARWICZ-PISKORZ, W., SZEWCZYK, E., 1994. Wpływ rozpoznania stratygrafii mezozoiku na interpretację tektoniczne rejonu złoża Bełchatów. W: *Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*. *Konf. Nauk.-Techn.*, Bełchatów, 20-21.10.1994 r.
- BIELAWSKI, A., GALANT, E., GOLDSZTEJN, J., NOWORYTA, M., ŻYGAR, J., 1983. Kompleksowa dokument. geolog. złoża węgla brunatnego Bełchatów, pole Bełchatów, w kat. C1+B. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- BIERNAT, S., HAISIG, J., LEWANDOWSKI, J., WILANOWSKI, S., 1980. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Częstochowa (57). Wyd. A – mapa utworów powierzchniowych. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- BRUJ, M., KRYSIAK, Z., 2009. Struktury glacitektoniczne w osadach plejstocenijskich KWB Bełchatów. *Prace PIG*, 194.
- CZARNECKI, L., FRANKOWSKI, R., ŚLUSARCZYK, G., 1992. Syntetyczny profil litostratygraficzny rejonu złoża „Bełchatów” dla potrzeb Bazy Danych Geologicznych. *Górnictwo Odkrywkowe*, 3/4.
- CZARNECKI, L., FRANKOWSKI, R., 2000. Syntetyczny profil litostratygraficzny pola "Szczerców" KWB "Bełchatów" dla potrzeb Bazy Danych Geologicznych. Internet.
- CZERWONKA, J.A., KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Till characteristics and stratigraphy in the Bełchatów outcrop, central Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 11.
- CZUBLA, P., 1994. Wstępna analiza struktur deformacyjnych występujących w osadach zlodowacenia Warty w odkrywce KWB „Bełchatów”. W: *Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*. *Konf. Nauk.-Techn.*, Bełchatów, 20-21.10.1994 r.
- CZUBLA, P., 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia*, 80.
- DERDA, R., ŚWIERCZEK, E., SĘDOR, O., 2004. Czy na SE od wysadu Dębiny znajduje się kulminacja solna. Referat XLV Studenckiej Sesji Naukowej Górników. AGH, Kraków.
- DOBOSZ, T., 2012. Badania mineralogiczno-petrograficzne osadów plejstocenijskich z Odkrywki w Szczerowie dla potrzeb reambulacji ark. Szczerców (735) SMGP w skali 1:50 000. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- FELISIAK, I., 2001. Południowy uskok główny rowu Kleszczowa – koncepcja a rzeczywistość. *Prz. Geol.*, 4.
- FELISIAK, I., SZEWCZYK, E., 1994. Tektonika osadów mezozoiku w rejonie złoża Bełchatów. W: *Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*. *Konf. Nauk.-Techn.*, Bełchatów, 20 - 21.10.1994 r.
- FRANKOWSKI, R., GADEK, A., BEDNARZ, A., BOROWICZ, A., SPECYLAK-SKRZYPECKA, J., ŚLUSARCZYK, G., 2005. Geologiczno-górniczne warunki zalegania bruków krzemienych w O/Szczerców. *Górnictwo Odkrywkowe*, 2.
- GOTOWAŁA, R., 1994. Model tektoniki rowu Kleszczowa – interpretacja danych z wykorzystaniem metod komputerowych. W: *Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*. *Konf. Nauk.-Techn.*, Bełchatów, 20-21.10.1994 r.
- GOTOWAŁA, R., HAŁUSZCZAK, A., 1999. Pozycja i główne etapy młodoalpejskiego rozwoju rowu Kleszczowa w świetle badań mezostrukturalnych w odkrywce KWB „Bełchatów” i numerycznej analizy wierceń. W: *XX Konf. Ter. Sekcji Tekton. PTG „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu*. Wrocław.
- GOŹDZIK, J., 1980. Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. *Studia Regionalne*, t. IV (IX).
- GOŹDZIK, J., 2007. Czwartorzędowe aluwia w odkrywce KWB Bełchatów – dominacja akumulacji w klimacie zimnym. *Prz. Geol.*, 3.
- GOŹDZIK, J., KONECKA-BETLEY, K., 1992. Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni Bełchatów. Cz. I. Geneza i stratygrafia. *Roczniki Gleboznawcze*, 18, 3/4.
- GOŹDZIK, J., KRYSIAK, Z., 2009. Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstocenijskich w strefie brzeżnej plateau kemowego Czubatej Góry (Kop. Bełchatów). *Prace PIG*, 194.

- GOŹDZIK, J., SKÓRZAK, A., 2011. Zmienność akumulacji jeziorno-bagiennej od interglacjału do holocenu w obszarze odkrywki Bełchatów. W: J. Forsyś, M. Ziółkiewicz (red.) Przewodnik sesji terenowej „Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady”. Łódź-Bełchatów, 2011.
- GOŹDZIK, J., VAN LOON, A.J., 2007. The origin of a giant directed clastic dyke in a kame (Bełchatów mine, central Poland). *Sedimentary Geology*, 193.
- GOŹDZIK, J., ZIELIŃSKI, T., 1996. Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykład z Kopalni Bełchatów. *Biul. PIG*, 373.
- GOŹDZIK, J., KENIG, K., SKÓRZAK, A., 2010. Zmiany kształtu ziaren kwarcowych oraz składu mineralnego piaszczystych osadów miocenu, pliocenu i niższego czwartorzędu w rowie Kleszczowa. *Biuletyn PIG*, 438.
- GRADYS, A., PARECKA, K., 1997. Dokumentacja geolog. wyników prac poszukiwawczych złoża węgla brunatnego w rejonie Dąbrowa Rusiecka. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- GRUSZECKI, J., 2007. Dodatek nr 2 do kompleksowej dokument. geolog. złoża węgla brunatnego Bełchatów - Pole Bełchatów w kategorii B, C1. *Arch. Geol. Star. Powiat. w Bełchatowie*.
- HAISIG, J., BIERNAT, S., 1980. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Częstochowa (57). Wyd. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. *Wyd. Geol., Warszawa*.
- HAISIG, J., 2011. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Częstochowa (57). Wyd. A – mapa utworów powierzchniowych. Wyd. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. *Objaśnienia. MŚ Warszawa*.
- HAŁUSZCZAK, A., 1982. Zarys budowy geologicznej czwartorzędu w rejonach Piaski oraz Buchyna-Chojny. W: *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum. Wyd. Geol., Wrocław-Warszawa*.
- HAŁUSZCZAK, A., 1994. Główne etapy ewolucji strukturalnej utworów kenozoicznych rowu Kleszczowa. W: *Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Nauk.-Techn., Bełchatów, 20-21.10.1994 r.*
- HAŁUSZCZAK, A., 1994a. Clastic dikes in uppermost Tertiary sediments of the Kleszczów Graben and their significance to reconstruction of Quaternary diastrophism. *Kwart. Geol.*, 38, 1.
- HAŁUSZCZAK, A., 2004. Cenozoic dynamics of the Dębina salt dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary-Quaternary cover. *Ann. Societ. Geolog. Polon.*, 74.
- HAŁUSZCZAK, A., GOTOWAŁA, R., CZARNECKI, L., 1994. Uskok Folwarku – problem tektoniki przesuwczej w zachodniej części odkrywki „Bełchatów”. W: *Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Nauk.-Techn., Bełchatów, 20-21.10.1994 r.*
- Instrukcja ..., 2004. Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Wyd. II uzupełnione. MŚ, NFOŚiGW, PIG, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1982. Flory kopalne rejonu Bełchatowa. W: Baraniecka. M. D., Brodzikowski K., Kasza L. (red.) *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wyd. Geolog., Wrocław-Warszawa*.
- KARNKOWSKI, P. H., 1980. Elewacja radomszczańska w świetle geologicznej interpretacji zdjęć satelitarnych. *Prz. Geol.*, 7.
- KASIŃSKI, J., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. W: Peryt T. M., Piwocki M. (red.) *Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia. Część 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen. PIG & MŚ, Warszawa*.
- KASIŃSKI, J., PIWOCKI, M., 1994. Tektonika a złoża węgla brunatnego rejonu Bełchatowa. W: *Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej. Konf. Nauk.-Techn., Bełchatów, 20-21.10.1994 r.*
- KONDRACKI, J., 2002. *Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa*.
- KOZULA, R., 2005. Dodatek nr 1 do dok. geologicznej złoża węgla brunatnego Bełchatów – pole Szczerców w kat. B, C1 i C2. *Arch. Geol. Star. Powiat. w Bełchatowie*.
- KRÓL, J., HAŁUSZCZAK, A., DOBOSZ, T., 2007. Dokumentowanie profili geologicznych z odsłoneń KWB Bełchatów i KWB Konin etap I (obejmujący część pilotażową). *I Rejon KWB Bełchatów, odkrywka Szczerców. NAG, PIG-PIB, Warszawa*.
- KRZEMIŃSKI, T., 1997. Cechy rozwoju i zaniku łądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Universit. Lodz., Folia Geographica Physica*, 1.

- 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.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas*, 19.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1991. Vistulian fluvial sedimentation near Bełchatów, Central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Czwartorzęd rowu Kleszczowa. *Litostratygrafia i tektonika. Studia Geograficzne*, t. LIV. Wyd. Uniw. Wrocław.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1994. Sedimentology of Wartanian outwash near Bełchatów, central Poland. *Boreas*, 23.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1998. Stratigraphy and sedimentology of Weichselian deposits at Folwark, Bełchatów Outcrop, central Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 15.
- KRZYSZKOWSKI, D., NITA, M., 1993. Nowe stanowiska interstadialu Pilicy (formacja Chojny) w odkrywcze Bełchatów. *Prz. Geol.*, 11.
- KRZYSZKOWSKI, D., WINTER, H., 1996. Stratigraphic position and sedimentary features of the tertiary uppermost fluvial member in the Kleszczów graben, central Poland. *Annales Societ. Geolog. Poloniae*, 66.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2015. Petrography of glacial tills in the Szczerców Outcrop Central Poland – problems of stratigraphic interpretation. *Studia Quaternaria*, 32, 2.
- KURDZIEL, J., 1964. Dokumentacja geologiczna zbiornika Szczerców do projektu wstępnego. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- KURDZIEL, J., 1966. Aneks do dokumentacji geolog. zbiornika Szczerców do projektu wstępnego. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- KURPIEWSKA, I., 2010. Pozycja i wykształcenie osadów zastoiskowych odsłoniętych w wyrobisku Pola Szczerców (Rów Kleszczowa, niż polski). W: Marks L., Pochocka - Szwarz K. (red.) XVIII Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Jeziorowskie. PIG-PIB, Warszawa.
- MANIKOWSKA, B., 1992. Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Universit. Lodz., Folia Geographica*, 15.
- MANIKOWSKA, B., 1996. Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce środkowej podczas vistulianu. *Biuletyn PIG*, 373.
- MARKS, L., 2004. Zasięg lądolodu zlodowacenia warty w Polsce. W: Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.) Zlodowacenia warty w Polsce. UMCS, Lublin.
- MOJSKI, J.E., 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie. PIG & MŚ, Warszawa.
- MORAWSKA, A., 1986. Paleotektoniczny i paleogeograficzny rozwój północnej części niecki miechowskiej w permie. *Studia Geol. Polon.*, 86.
- MORAWSKA, A., 1992. Perm na tarasie świętokrzyskim. *Prz. Geol.*, 4.
- MYŚKOW, E., KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., 2016. Plant macrofossils from the Czyżów Complex deposits of the Szczerców outcrop, central Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 42 (3).
- OLCZAK, M., JEZIORSKI, J., STANEK, E., BONIECKI, K., 1977. Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla etapu wyboru lokalizacji Elektrowni Bełchatów II. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- PERNAL, J., WÓJCIK, Z., 1987. Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej „Gomunice”. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- PIWOCKI, M., 2004. Paleogen. W: Peryt T. M., Piwocki M. (red.) Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia. Część 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen. PIG & MŚ, Warszawa.
- PIWOCKI, M., KRAMARSKA, R., 2004. Podstawy stratygrafii. W: Peryt T. M., Piwocki M. (red.) Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen. PIG & MŚ, Warszawa.
- PIWOCKI, M., BADURA, J., PRZYBYLSKI, B., 2004. Neogen. W: Peryt T. M., Piwocki M. (red.) Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen. PIG & MŚ, Warszawa.
- RDZANY, Z., 2011. Wpływ energii geotermalnej na dynamikę strumieni lodowych lądolodu warty w Polsce Środkowej. W: Zieliński A. (red) Znane fakty - nowe interpretacje w geologii i geomorfologii. Inst. Geogr. UJK w Kielcach.

- RÓŻYCKI, S.Z., 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN. Warszawa.
- SARNACKA, Z., 1970. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Szczerców (M34-27A). Wyd. Geol., Warszawa.
- SARNACKA, Z., 1971. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Szczerców (M34-27A). Wyd. Geol., Warszawa.
- SARNACKA, Z., 1982. Sytuacja geologiczna osadów organicznych z Podwinka. W: Baraniecka M.D., Brodzikowski K., Kasza L. (red.) Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów. Wyd. Geol., Wrocław-Warszawa.
- SKOMPSKI, S., 1971. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Brzeźnica Nowa (M34-27C) wraz z objaśnieniami. Wyd. Geol., Warszawa.
- STUHLIK, L., SZYNKIEWICZ, A., ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA, M., ZASTAWNIAK, E., 1990. Wyniki dotychczasowych badań paleobotanicznych trzeciorzędowych węgla brunatnych złoza „Bełchatów”. *Acta Paleobotanica*, 30, 1-2.
- SZEWCZYK, E., 1999. Tektonika otoczenia wysadu Dębina. W: XX Konf. Ter. Sekcji Tektonicznej PTG „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Wrocław.
- SZYNKIEWICZ, A., 1994a. Struktura podłoża kenozoiku rejonu złoza „Bełchatów” w świetle wierceń głębokich i badań geofizycznych. W: Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górnictwa. Konf. Nauk.-Techn., Bełchatów, 20-21.10.1994 r.
- SZYNKIEWICZ, A., 1994b. Główne repery stratygraficzne w profilu utworów trzeciorzędowych rowu Kleszczowa (komunikat wstępny). W: Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górnictwa. Konf. Nauk.-Techn., Bełchatów, 20-21.10.1994 r.
- SZYNKIEWICZ, A., 2000. Wiek węgla brunatnego na tle pozycji geologicznej badanych próbek (KWB „Bełchatów”). *Prz. Geol.*, 11.
- TURKOWSKA, K., 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. Uniw. Łódzkiego.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wyd. Uniw. Łódzkiego.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., PAZDUR, A., KLACZAK, K., 2011. Wiek wypełnienia doliny Krasówki w świetle datowań C¹⁴, Pole Szczerców KWB „Bełchatów”. W: IX Zjazd Geomorfologów Polskich, Poznań.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KRÓL, E., KLACZAK, K., 2014. Middle Weichselian Pleniglacial fluvial erosion and sedimentation in the Krasówka river valley, Szczerców field, Bełchatów open cast mine, central Poland. *Annales Societ. Geolog. Poloniae* 84 (4).
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., MIROSLAW-GRABOWSKA, J., NISKA, M., KRZYMIŃSKA, J., MYŚKOW, E., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., RZODKIEWICZ, M., 2016. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the “Parchliny 2014” section, central Poland. *Quaternary International* [in press]. DOI: 10.1016/j.quaint.2016.06.013QI.
- WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2013. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczerców (735) wraz z objaśnieniami. *Reambulacja*. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYMIŃSKA, J., 2015. The results of new studies of Quaternary sediments in the Kleszczów Graben, Szczerców Outcrop, Bełchatów Lignite Opencast Mine. *Landform Analysis*, 29.
- ZIOMEK, J., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Osjaków (734) wraz z objaśnieniami. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- ŻYGAR, J., GALANT, E., KŁODNICKI, A., PRUC, K., 1977. Kompleksowa dokument. geolog. złoza węgla brunatnego "Bełchatów" w kat. C1+B, pole "Szczerców". NAG, PIG-PIB, Warszawa.

CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH FORMACJI CZWARTORZĘDU POLSKI ŚRODKOWEJ NA PODSTAWIE BADAŃ OSADÓW WYPEŁNIAJĄCYCH RÓW KLESZCZOWA

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA¹, Dariusz KRZYSZKOWSKI², Dariusz WIECZOREK³

¹Uniwersytet Łódzki, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
90-139 Łódź, Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyzkowski@uwr.edu.pl

³dariusz.a.wieczorek@gmail.com

Litostratygrafia czwartorzędu dla Polski Środkowej oparta była głównie na wynikach badań osadów wypełniających rów Kleszczowa w środkowej jego części, na polu Bełchatów (badania od 1977 roku). W lokalnym - litostratygraficznym - podziale osadów czwartorzędowych użyto nazw miejscowości, np. Piaski, Rogowiec, itd., wraz z określeniem FORMACJA. Kontynuacja badań na polu Szczerców (od 2009 roku) w zachodniej części rowu Kleszczowa, umożliwiła dokonanie korelacji i uzupełnień wydzieleni litostratygraficznych.

Podczas badań terenowych w odkrywce Szczerców pobrano próbki, które poddano badaniom: palinologicznym (Kuszell i Iwanus 2012), petrograficznym i mineralogicznym (Dobosz 2012), radiowęglowym (Pazdur 2011; Michczyński 2012). Wykonano też badania strukturalne osadów, malakologiczne oraz anizotropii podatności magnetycznej osadu (AMS) (Wachecka-Kotkowska 2013, 2014). W tym czasie prowadzone były też prace związane z reambulacją ark. Szczerców (735) SMGP 1:50 000 (Wieczorek i Stoiński 2013). Wyniki badań skłoniły autorów do wstępnej charakterystyki osadów czwartorzędowych (Wieczorek i in. 2015) i porównania ich z osadami w odkrywce Bełchatów (Krzyszowski 1992, 1995, 1996). Prace w odkrywce Szczerców przebiegały głównie na pierwszym i drugim piętrze górniczym.

W odkrywkach Bełchatów i Szczerców czwartorzęd znajduje się w obrębie dwóch pięter strukturalnych: dolnego - bełchatowskiego (zaburzonego) i górnego - niezaburzonego. Granica pomiędzy nimi przebiega w stropie osadów formacji Ławki, a pod osadami formacji Chojny (Pilica/Lublinian Interstadial). Wyróżniono siedem poziomów glin zwałowych T1-7.

Okresy glacialne reprezentują osady formacji: Folwark (T1), Kuców (T2), Rokity (T3), Ławki (T4) i Rogowiec (T5-7) (Tab. 1).

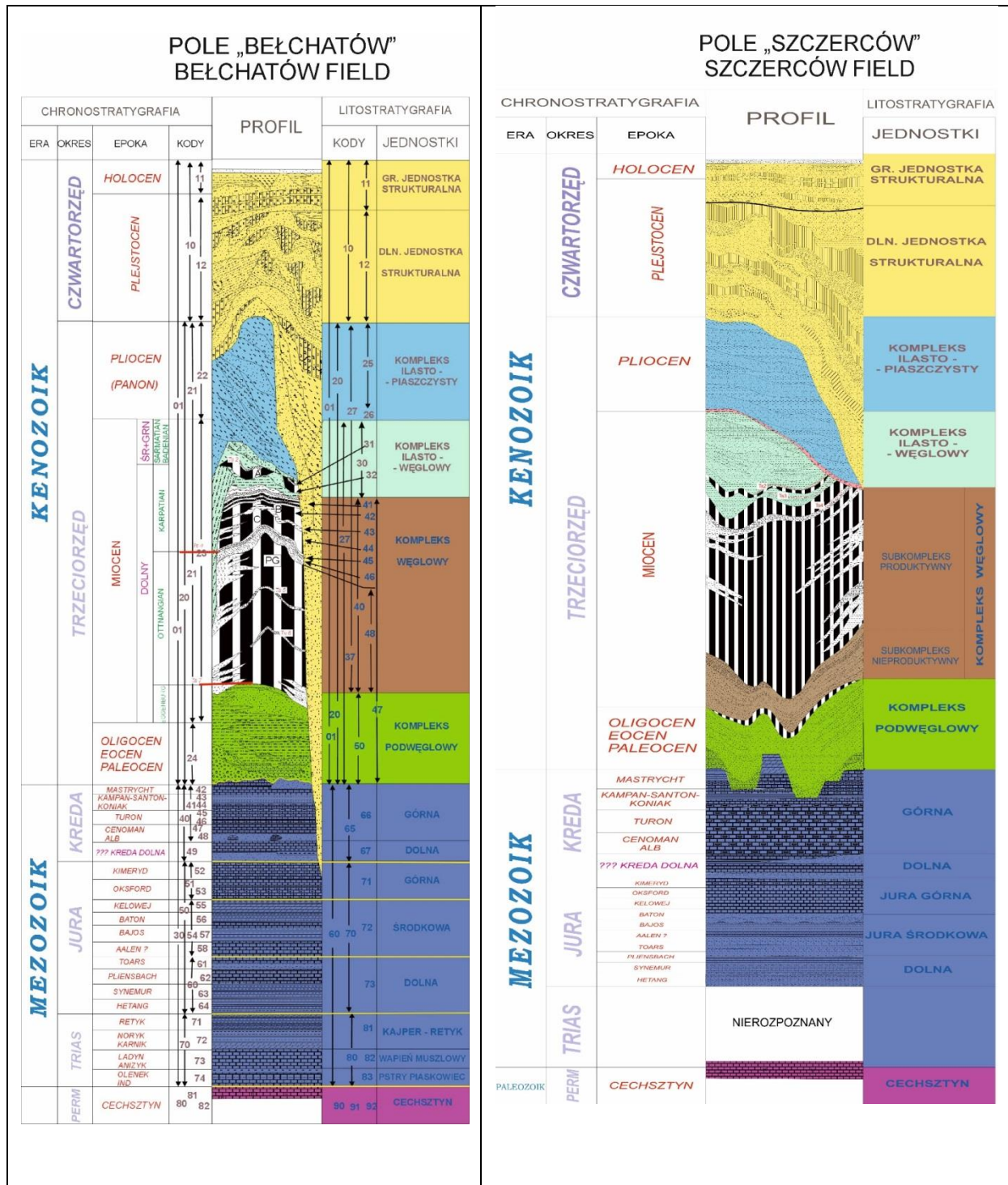
Utwory okresów ciepłych wykształcone są głównie jako osady rzeczne formacji: Czyżów, Chojny, Aleksandrów. Najstarsze osady tego typu pochodzą z wczesnego plejstocenu - formacja Łękińsko, a najmłodsze, to holocenijskie formacje Widawka i Szerokie.

Najsłabiej rozpoznany seriami są najstarsze osady glacialne formacji Folwark (złod. Nidy, Nidanian, MIS 14?) i Kuców (złod. Sanu, Sanian; MIS 12?).

Stwierdzono, że gliny i piaski formacji Folwark zalegały na łąkach i piaskach neogeńskich (146-150 m n.p.m.), a nad nimi rozpoznano zaburzone osady piaszczysto-żwirowe i gliniaste formacji Kuców (140-170 m n.p.m.) (kompleks południowopolski). Dodatkowo oba te kompleksy poprzecinane były uskokami. W ich obrębie wyróżniono gliny T1, T2, T2a, T2b (Czerwonka i Krzyszowski 1992; Krzyszowski 1994; Krzyszowski i in. 2015). Gлина formacji Rokity (T3), w odkrywce Szczerców dotychczas nie została stwierdzona.

Na rzędnych 145-155 m n.p.m., na południe od uskoku Chabielic, stwierdzono występowanie piasków różnoziarnistych, białych, należących najprawdopodobniej do formacji Czyżów (int. mazowiecki, Holsteinian; MIS 7-11?) (Tab. 1). Są one osadem rzeczonym, dla którego źródłem alimentacyjnym były starsze pokrywy lodowcowe, czy neogeńskie podłoże. W osadach znaleziono i opisano fragmenty drewna pochodzącego z sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*), topoli (*Populus* sp.), jesionu (*Fraxinus* sp.), klonu (*Acer* sp), limby (*Pinus cembra*), fragmenty martwicy korkowej, łodygi o budowie pierwotnej rośliny dwuliściennej i gałązki jesionu (Myśkow i in. 2015, 2016).

Na osadach interglacjału mazowieckiego, w stropie dolnego (zaburzonego) piętra strukturalnego, na rzędnych około 160-180 m n.p.m., zalegają niezgodnie glacialne osady formacji Ławki (złod. Odry, Odranian, Late Saalian, MIS 6) (Wachecka-Kotkowska i in., 2017, w druku).



Rys. 1. Stratygrafia osadów wypełniających rów Kleszczowa.
Źródło: materiały KWB Bełchatów; Dział Geologiczny.

Występują one powszechnie. Są to gliny lodowcowe T4, zalegające pod nimi lub na nich piaski wodnolodowcowe lub zastoiskowe. Gliny zostały przebadane pod względem petrograficznym, a w osadach zastoiskowych wykonano szereg oznaczeń malakologicznych i geochemicznych. Szczegółowym badaniom poddano osady zastoiskowe o charakterze warwitów (szare mułki i czarne ły) o miąższości dochodzącej do 20-30 metrów. Osady te powstały zapewne na przedpolu lądolodu w strefie zbiornika glacialnego zamkniętego, który sukcesywnie wypłycał się i stawał się przepływowym (Wachecka-Kotkowska i in., 2012a, 2017 w druku). Nie znaleziono osadów formacji Rokity i Stawek (również z kompleksu środkowopolskiego) ograniczających od spągu i stropu osady formacji Ławki.

Tabela 1. Stratygrafia osadów czwartorzędowych wypełniających rów Kleszczowa. Na szaro zaznaczono horyzonty glacialne.

Jednostka tekton.	Litostratygrafia (formacje)	Chronostratygrafia
Górna (bez deformacji)	Widawka Szerokie	Holocen
	Piaski	Vistulian
	Aleksandrów	Eemian
	Rogowiec	Wartanian
	Chojny	Pilician
Dolna (z deformacjami)	Stawek	?
	Ławki	Odranian
	Rokity	?
	Czyżów Interstadiał Podlesia Interstadiał Czyżowa Int. Mazowiecki Int. Ferdynandowski	Czyżów Complex
	Kuców	Sanian
	Folwark	Nidanian
	Łękińsko	Dolny Plejstocen
	Kompleks piaszczysto-ilasty	Górny Miocen - Pliocen

Osadów formacji Chojny w odkrywce Szczerców do tej pory nie udokumentowano. Są one dobrze znane z odkrywki Bełchatów (Krzyszkowski 1992, 1996).

Utworki formacji Rogowiec w odkrywce szczercowskiej reprezentuje glina lodowcowa (T7) i piaski fluwioglacjalne, które leżą na bruku erozyjnym (~179-182 m n.p.m.). Gliny T5 i T6 również dotychczas nie zostały tutaj potwierdzone. Gliny T5 i T6 znane są z odkrywki Bełchatów, gdzie tworzą wyraźne poziomy.

Na bruku, powyżej gliny T7 lub serii wodnolodowcowej, w osi doliny Krasówki, leżą osady formacji Aleksandrów (int. eemski, Eemian, MIS5e - dolny vistulian MIS5d). Badania palinologiczne (Kuszell, Iwanuś, 2012) i geochemiczne wskazują na istnienie w tym czasie jeziora, na dnie którego osadzały się muły i ily o charakterze rytmików (Wachecka-Kotkowska i in., 2013, 2017 w druku). W kopalnych osadach jeziornych znaleziono szczątki malakofauny, okrzemki oraz makroszczątki drewna. Osady formacji Aleksandrów przykryte są osadami rzecznyymi formacji Piaski (Wachecka-Kotkowska i in. 2013, 2014, 2015).

Na utworach formacji Aleksandrów, Rogowiec, Ławki i prawdopodobnie Czyżów (?) leżą osady formacji Piaski (zlod. Wisły, Weichselian, MIS 5a-c - 3), akumulowane w warunkach peryglacjalnych. Zostały udokumentowane na wschodniej ścianie odkrywki Szczerców w latach 2010 i 2012, na rzędnych 160-180 m n.p.m. Jest to najbardziej mięszsza seria piaszczysta w obrębie utworów czwartorzędowych. W kompleksie tych utworów wyróżniono dwie serie: dolną, środkowoplenivistuliańską, mułkowo-piaszczystą (SFh, Sh; segment e, b/c) oraz

górnoplenivistuliańską, piaszczystą, z silnie zeolizowanymi ziarnami (Wachecka-Kotkowska i in. 2014). Na takie wiekowe odniesienie tych serii pozwalają daty radiowęglowe (Pazdur, 2011; Michczyński, 2012), które wskazują na środkowy plenivistulian (MIS 3; 47 ka BP) jako początek wypełnienia dolinnego i na górny plenivistulian (MIS 2; 24 ka BP) wieńczący serię fluwioperyglacialną (Wachecka-Kotkowska i in., 2012b, 2014). Na podstawie analizy geomorfologicznej terenu i badań można założyć, iż rzeki Krasówka, Krasowa i Nieciecz wytworzyły „doliny” wykorzystując założenia form powarciańskich, tj. rynny subglacialne lub wytopiska (por. Wieczorek, Stoiński, 2013).

Osady vistuliańskie są częściowo przykryte utworami formacji Widawka (holocen). Osady holoceniowe reprezentują głównie piaski średnio- i drobnoziarniste i mułki piaszczyste, szare i brunatno-szare, rzeczne i rzeczno-deluwialne. Występują one na powierzchni terenu w dnie doliny Krasówki, tam gdzie okresowo pojawia się przepływ wód (ok. 178-180 m n.p.m.). Ich miąższość w rejonie badań oscyluje w granicach 2 m.

Część badań wykonano podczas reambulacji arkusza Szczerców (735) SMGP w skali 1:50 000. Prace te wykonano na zamówienie Ministra Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Literatura:

- CZERWONKA, J.A., KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Till characteristics and stratigraphy in the Bełchatów outcrop, central Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 11, 43-64.
- DOBOSZ, T., 2012. Badania mineralogiczno-petrograficzne osadów plejstoceniowych z Odkrywki w Szczercowie dla potrzeb reambulacji ark. Szczerców (735) SMGP w skali 1:50 000. Wrocław.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Czwartorzęd rowu Kleszczowa. Litostratygrafia i tektonika. *Studia Geograficzne*, t. LIV. Wyd. Uniw. Wroc.
- 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.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1995. An outline of the Pleistocene stratigraphy of the Kleszczów Graben (Bełchatów outcrop), central Poland. *Quaternary Science Reviews*, 14, 61-83.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1996. Climatic control on Quaternary fluvial sedimentation in the Kleszczów Graben, central Poland. *Quaternary Science Reviews*, 15, 315-333.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2015. Petrography of glacial tills in the Szczerców Outcrop Central Poland – problems of stratigraphic interpretation. *Studia Quaternaria*, vol. 32, no. 2, 99-108.
- KUSZELL, T., IWANUŚ, D., 2012. Badania palinologiczne osadów mułkowo-ilastych pobranych ze ściany poziomu 1-go w Odkrywce Szczerców KWB Bełchatów - profil Parchliny. Wrocław.
- MICHCZYŃSKI, A., 2012. Datowanie radiowęglowe 2 próbek (PARCH 4, PARCH 5). Raport nr 38/2012. Laboratorium Radiowęglowe, Instytut Fizyki, Politechnika Śląska.
- MYŚKOW, E., KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Makroskopowe szczątki roślin z mezoplejstoceniowych osadów odkrywki Szczerców KWB Bełchatów. VII Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu "Dynamika zmian roślinności Nizy Polskiego w dobie późnoglacialnych zmian klimatu i narastania antropopresji w holocenie. Łódź, 10-12 czerwca 2015 r., s. 45-47.
- MYŚKOW, E., KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., 2016. Plant macrofossils from Czyżów Complex deposits of the Szczerców outcrop, central Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 42, 3, 325-336.
- PAZDUR, A., 2011. Datowanie radiowęglowe 3 próbek (PARCH 1, PARCH 2, PARCH 3). Raport nr 2/2011. Laboratorium Radiowęglowe, Instytut Fizyki, Politechnika Śląska.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KRZYMIŃSKA, J., 2012a. Climatic Control on Saalian Glacilacustrine Sedimentation in the Kleszczów Graben, Central Poland, Case of the Ławki Formation. (In:) *INQUA-SESQ 2012 Meeting At the Edge of the Sea: Sediments, Geomorphology, Tectonics and Stratigraphy in Quaternary studies*, Sassari, Sardinia, Italy, September 26-27 2012, 100-101.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KLACZAK, K., 2012b. Age of the Krasówka river valley filling in the light of C14 dating, Szczerców field, Bełchatów Outcrop, Central Poland. (In:)

- FLAG Biennial Meeting 2012 New insight on the Quaternary evolution of the Moselle River and its tributaries (Luxembourg, France, Germany), Remich, Luxembourg, September 2-7, 2012, 44.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., DRZEWICKI, W., 2013. Development of the Eemian palaeolake in the Kleszczów Graben, Szczerców Field, Belchatow Outcrop, Central Poland. (In:) International Field Symposium Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania June 25 – 30, 2013, 102-103.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KRÓL, E., KLACZAK, K., 2014. Middle Weichselian Pleniglacial fluvial erosion and sedimentation in the Krasówka river valley, Szczerców field, Belchatów open cast mine, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, (2014), vol. 84, 4, 323–340.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., KRZYMIŃSKA, J., NISKA, M., MYŚKOW, E., MIROŚLAW-GRABOWSKA, J., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2015. Ewolucja środowiska przyrodniczego od schyłku zlodowacenia środkowopolskiego do plenivistulianu (MIS6-MIS3) na przykładzie stanowiska "Parchliny 2014" - wstępne wyniki badań. [W:] Kordowski J., Lamparski P., Lisicki S., Roman M. (red.) XXII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa "Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacjalna trans jej rzeźby", Gołaszewo 31.08-4.09.2015, s. 104-107.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., MIROŚLAW-GRABOWSKA, J., NISKA, M., KRZYMIŃSKA, J., MYŚKOW, E., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., RZODKIEWICZ, M., 2016. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the "Parchliny 2014" section, central Poland. . *Quaternary International*. 1-21 (in press)· July 2016; DOI: 10.1016/j.quaint.2016.06.013
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KRZYMIŃSKA, J., DRZEWICKI, W., JĘDRYSEK, M-O., 2017. Short-term changes in a Saalian glacial lake – The Parchliny C site, central Poland. *Catena* 157, 229-309, <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.004>.
- WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2013. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Szczerców (735) wraz z objaśnieniami. *Narod. Arch. Geolog.*, PIG-PIB Warszawa.
- WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYMIŃSKA, J., 2015. The results of new studies of Quaternary sediments in the Kleszczów Graben, Szczerców Outcrop, Belchatów Lignite Opencast Mine. *Landform Analysis*, 29, 63–71.

**FAZY AKUMULACJI I EROZJI W OKRESIE 10-50 KA CAL BP ZAPISANE W OSADACH FORMACJI
PIASKI NA PODSTAWIE ANALIZY ROZKŁADU GĘSTOŚCI PRAWDOPODOBIENSTWA DAT
RADIOWĘGLOWYCH**

Dariusz WIECZOREK¹, Danuta J. MICHCZYŃSKA², Adam MICHCZYŃSKI²,
Dariusz KRZYSZKOWSKI³, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA⁴

¹dariusz.a.wieczorek@gmail.com

²Politechnika Śląska, Instytut Fizyki-Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Zastosowań Radioizotopów,
44-100 Gliwice, ul. S. Konarskiego 22B

Danuta.Michczynska@polsl.pl; Adam.Michczynski@polsl.pl

³Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyszkowski@uwr.edu.pl

⁴Uniwersytet Łódzki, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
90-139 Łódź, Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

Zebrano dane o datach radiowęglowych z badania wieku osadów organogenicznych i zawierających organiczkę a występujących w obrębie utworów formacji Piaski – odkrywka Bełchatów i Szczerców (Balwierz i Goździk 1997; Baraniecka 1980; Baraniecka i Pazdur 1980; Butrym i in. 1982; Goździk 1980; Goździk i Konecka-Betley 1992; Krzyszkowski 1990, 1991, 1998; Manikowska 1992, 1996; Kasse i in. 1998; Wachecka i in. 2014).

Utwory organiczne powstawały w czasie występowania sprzyjających warunków, odpowiednio wysokiej temperatury i opadów.

Formacja Piaski (Krzyszkowski 1990, 1991, 1998) obejmuje 5 ogniw powstałych w warunkach stokowych i jeziornych (ogniwo e – piaski i żwiry, mułki), rzecznych (ogniwa: d, c, b – piaski i mułki, piaski) oraz eolicznych (ogniwo a – piaski). Z uwagi na wyniki datowań ¹⁴C utwory te powiązane z środkowym i późnym vistulianem (*op. cit.*). Uznawano, że pomiędzy utworami formacji Aleksandrów, które w sensie stratygraficznym podścielają je, a spągami utworów stokowych i jeziornych, występuje przerwa sedymentacyjna. Nowsze badania na stanowisku „Parchliny 2014” mogą wskazywać, że przynajmniej część hiatusu zostanie wyeliminowana (por. Wachecka-Kotkowska i in. 2016).

Daty ¹⁴C poddano kalibracji przy użyciu programu OxCal v. 4.2.4 (Bronk Ramsey 2009) oraz krzywej kalibracyjnej IntCal 13 (Reimer i in. 2013). Dokonano analizy rozkładu gęstości prawdopodobieństwa tych dat. Zauważono grupowanie się dat a także ich brak w pewnych przedziałach (Ryc. 1). Otrzymane wyniki analizowano w odniesieniu do krzywej izotopowej tlenu w rdzeniu lodowym NGRIP (Rasmussen et al. 2014) i osadach morskich LR04 (Lisiecki i Raymo 2005), oraz danych o fazach rozwoju i zaniku lądolodu skandynawskiego dla obszaru Polski i południowej części niecki Bałtyku (Houmark-Nielsen 2010; Marks 2012, 2015), zmianach warunków klimatycznych w Europie i Polsce (Helmens 2013; Marks i in. 2016), czy rozwoju serii rzecznych w środkowej i południowej Polsce (Dzieduszyńska i in. 2014; Gębica i in. 2015; Starkel i in. 2015) - por. rys. 1.

Najstarsze 3 daty obejmują po kalibracji przedział od ponad 50000 (zasięg krzywej kalibracyjnej) do 45000 lat cal BP.

Kolejne zgrupowanie dat ¹⁴C przypada na okres 38500-24500 lat cal BP, przy czym m.in. z uwagi na istotę metody radiowęglowej, w szczególności fakt, że niepewności pomiarowe dat rosną wraz z wiekiem, wyraźniejsze są piki z okresu 31500-24500 lat cal BP.

Wyraźnie zaznacza się brak dat z okresu 24500-19500 lat cal BP, co odpowiada maksymalnemu rozprzestrzenieniu lądolodu skandynawskiego na ziemiach polskich w MIS 2, tj. stadiale głównym (Marks 2012, 2015; Marks i in. 2016). Rejon Bełchatowski w czasie LGM położony był około 100 km od czoła lądolodu. Lądolód był na tyle blisko, że istotnie ograniczał możliwości powstawania osadów organicznych w warunkach pustyni arktycznej.

W okresie 19500-11000 lat cal BP, na krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dat radiowęglowych wyraźnie widać kilka wąskich pików. Pochodzą one od ok. 20 dat. Należy podkreślić

Literatura:

- BALWIERZ, Z., GOŹDZIK, J., 1997. Paleosrodowiskowe zmiany w swietle analiz palinologicznych poznovistulianskich osadow węgłanowych w zagłębieniach bezodpływowych w Bełchatowie. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica*, 1: 7-21.
- BARANIECKA, M.D., 1980. Osady Stadiału Warty i młodsze osady plejstocenijskie w odsłonięciu kopalni węgla brunatnego Bełchatów. *Kwartalnik Geologiczny*, 24, 4: 841-856.
- BARANIECKA, M.D., PAZDUR, M.F., 1980. Datowanie metodą C-14 wieku bezwzględnego osadów jezioro-bagiennych z odsłonięcia kop. Bełchatów. *Przegląd Geologiczny*, 7: 416.
- BRONK RAMSEY, C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337-360.
- BUTRYM, J., BARANIECKA, M.D., KASZA, L., BRODZIKOWSKI, K., HAŁUSZCZAK, A., GOTOWAŁA, R., JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1982. Datowanie bezwzględne osadów czwartorzędowych górnego pietra strukturalnego w strefach Piaski - Buczyzna - Chojny odkrywki bełchatowskiej. W: *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum. Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów*. Wyd. Geologiczne, Wrocław-Warszawa: 150-157.
- GĘBICA, P., MICHCZYŃSKA, D.J., STARKEL, L., 2015. Fluvial history of the Sub-Carpathian Basins (Poland) during the last cold stage (60-8 cal ka BP). *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.06.012>.
- GOŹDZIK, J., 1980. Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”. *Studia Regionalne*, t. IV (IX): 101-114.
- GOŹDZIK, J., KONECKA-BETLEY, K., 1992. Późnovistulianskie utwory węgłanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni Bełchatów. Cz. I. Geneza i stratygrafia. *Roczniki Gleboznawcze*, 18, 3/4: 103-112.
- HELMENS, K.F., 2013. The Last Interglacial-Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. Technical Report TR-13-02. Dokument elektroniczny, <http://www.skb.com/publication/2677502/>, dostęp 03-01-2017.
- HOUMARK-NIELSEN, M., 2010. Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. *Boreas*, 39, 2: 343-359. DOI:10.1111/j.1502-3885.2009.00136.x
- KASSE, C., HUIJZER, A.S., KRZYSZKOWSKI, D., BOHNCKE, S.J.P., COOPE, G.R., 1998. Weichselian Late Pleniglacial and Late-glacial depositional environments, Coleoptera and periglacial climatic records from central Poland (Bełchatów). *Journal of Quaternary Science*, 13, 5: 455-469.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas*, 19: 333-350.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1991. Vistulian fluvial sedimentation near Bełchatów, Central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39: 311-329.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1998. Stratigraphy and sedimentology of Weichselian deposits at Folwark, Bełchatów outcrop, central Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 15: 3-25.
- LISIECKI, L.E., RAYMO, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20. PA 1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- MANIKOWSKA, B., 1992. Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica* 15: 115-130.
- MANIKOWSKA, B., 1996. Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce środkowej podczas vistulianu. *Biuletyn PIG*, 373: 97-106.
- MARKS, L., 2012. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44: 81-88. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.08.008.
- MARKS, L., 2015. Last deglaciation of northern continental Europe. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41, 2: 279-293. DOI:10.18172/cig.2698.
- MARKS, L., GAŁĄZKA, D., WORONKO, B., 2016. Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial stage in Poland. *Quaternary International*, 420: 259-271.
- MOJSKI, J.E., 2005. *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. PIG & MŚ, Warszawa.
- RASMUSSEN, S.O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S.P.E., BLUNIER, T., BUCHARDT, S.L., CLAUSEN, H.B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S.J., FISCHER, H., GKINIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W.Z., LOWE, J.J., PEDRO, J., POPP, T., SEIERSTAD, I.K., STEFFENSEN, J.P., SVENSSON, A.M., VALLELONGA, P., VINTHER, B.M., WALKER, M.J.C., WHEATLEY, J.J., WINSTRUP, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three

synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106: 14–27.

REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., GROOTES, P.M., GUILDERTSON, T.P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTZ, C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON, J.R., STAFF, R.A., TURNEY, C.S.M., VAN DER PLICHT, J., 2013. IntCal 13 and Marine1 3 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55 (4): 1869-1887.

STARKEL, L., MICHCZYŃSKA, D.J., GĘBICA, P., KISS, T., PANIN, A., PERȘOIU, I., 2015. Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60-8 ka cal BP), *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.017>.

WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KLACZAK, K., KRÓL, E., 2014. Middle Weichselian Pleniglacial sedimentation in the Krasówka river palaeovalley, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 323–340.

WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., MIROSLAW-GRABOWSKA, J., NISKA, M., KRZYMIŃSKA, J., MYŚKOW, E., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., RZODKIEWICZ, M., 2016. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the “Parchliny 2014” section, central Poland. . *Quaternary International*. 1-21 (in press)· July 2016; DOI: 10.1016/j.quaint.2016.06.013

**SCHYLEK ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKICH I POCZĄTEK INTERGLACJAŁU EMSKIEGO
W ŚWIETLE BADAŃ MULTIPROXY, STANOWISKO „PARCHLINY 2016”, POLSKA ŚRODKOWA**

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA¹, Dariusz KRZYSZKOWSKI², Joanna MIROSLAW-GRABOWSKA³,
Monika NISKA⁴, Aleksandra MAJECKA⁵, Dariusz WIECZOREK⁶, Jerzy RACZYK², Klara
TOMASZEWSKA⁷, Elżbieta MYŚKOW⁸, Monika RZODKIEWICZ⁹, Jarmila KRZYMIŃSKA¹⁰

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyzkowski@uwr.edu.pl jerzy.raczyk@uwr.edu.pl;

³Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych,
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
jmirosla@twarda.pan.pl

⁴Akademia Pomorska w Słupsku, Instytut Geografii i Studiów Regionalnych
76-200 Słupsk, ul. Partyzantów 27
monikaniska@wp.pl;

⁵Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii,
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
a.majecka@uw.edu.pl;

⁶dariusz.a.wieczorek@gmail.com

⁷Uniwersytet Przyrodniczy, Katedra Botaniki i Ekologii Roślin
pl. Grunwaldzki 24A, 50-363 Wrocław
klara.tomaszewska@up.wroc.pl

⁸Uniwersytet Wrocławski, Instytut Biologii Eksperymentalnej
ul. Kanonia 6/8, 50-328 Wrocław
elzbieta.myskow@uni.wroc.pl

⁹Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Zakład Geologii i
Paleogeografii Czwartorzędu
61-680 Poznań, ul. B. Krygowskiego 10
lutynska@amu.emu.pl;

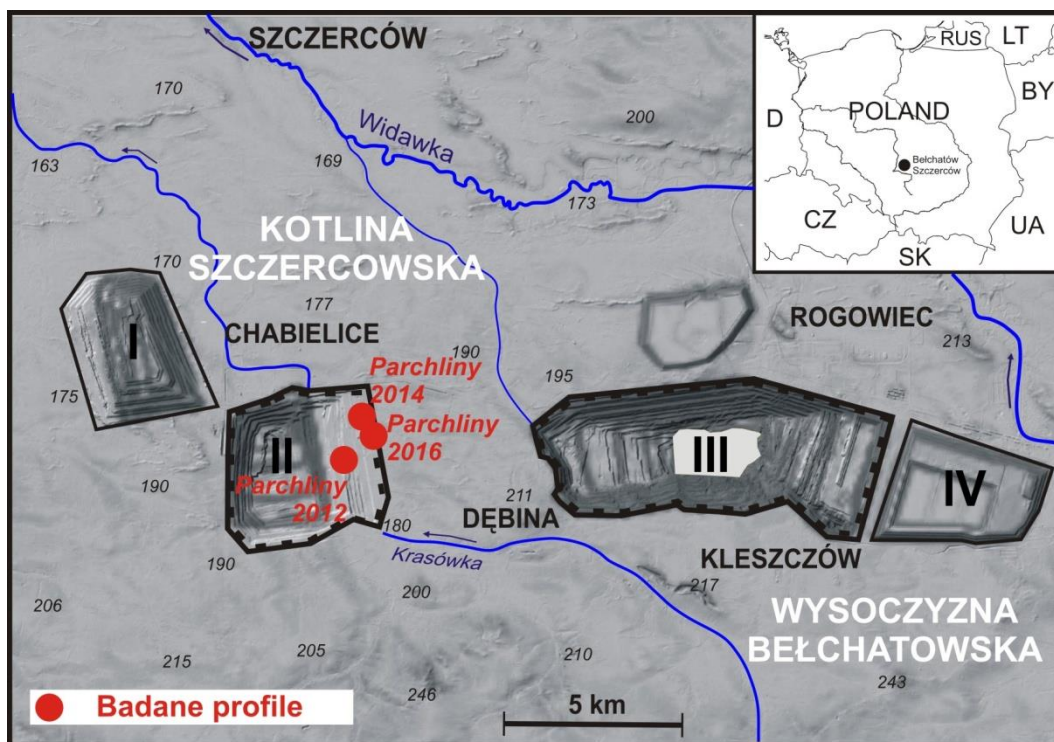
¹⁰Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk
jarmila.krzyminska@pgi.gov.pl

Stanowisko „Parchliny 2016” (51°14'38,2"N; 19°09'46,5"E) obejmuje osady organogeniczne (torfy, gytie) i twory jeziorne z dużą domieszką organiki (mułki organiczne), wypełniające kopalny zbiornik eemski (MIS 5e), który pierwotnie powstał w wyniku wytopienia bryły martwego lodu w czasie deglacjacji lądolodu stadiału Warty - MIS 6.

Na I i II poziome górnicy, wschodniej ściany odkrywki szczercowskiej, od 2012 roku (rys. 1) odsłaniane były wraz z postępowaniem prac, kolejne fragmenty tzw. „pojezierza eemskiego”. Do tej pory w odkrywce szczercowskiej badaniom poddano w mniejszym lub większym stopniu, osady interglacjacji eemskiej na stanowiskach: „Parchliny 2012” i „Parchliny 2014” (por. Kuszell i Iwanus 201; Wachecka-Kotkowska i in. 2016).

Zagadnienie kopalnych zbiorników eemskich z rejonu badań opisywane było w literaturze przez Sarnacką (1970), Baraniecką i Sarnacką (1971), Janczyk-Kopikową (1971), Goździka i Skórzak (2011) czy Wachecką-Kotkowską i in. (2013, 2015, 2016). Badania te były syntetyczne i dotyczyły kilku- kilkunastometrowych profili.

W sierpniu 2016 roku odsłonięty został kontakt jeziornych osadów organicznych (formacja Aleksandrów) i podścielających je utworów mineralnych (formacja Rogowiec?). Dało to asumpt do podjęcia szczegółowych badań warunków przejścia od schyłku glaciału MIS 6 (faza kataglacialna zlodowacenia Odry, stadiał Warty, kompleks środkowopolski) do interglacjacji eemskiej (MIS 5e). W tym celu pobrano i przebadano 21 próbek osadów jeziornych (nr 440-460) oraz 1 próbkę glin zwałowych (nr 464) z głębokości 23,33-25,0 m (~156,5-158,17 m n.p.m.). Próbkę pobrano z profilu o miąższości ~1,7 m, podczas gdy na ścianie wyrobiska, jednak już poza zasięgiem swobodnego



Rys. 1. Lokalizacja stanowiska „Parchliny 2016” na tle innych stanowisk eemskich udokumentowanych przez w/w/ zespół autorów

dostępu, osady jeziorne występowały jeszcze na długości 1,3 metra. W ich stropie występowały szczątki roślinne, a całość osadów jeziornych przykrywały piaski, wypełniające prawdopodobnie rozcięcie erozyjne (?).



Fot. 1. Widok ogólny na dolną część kopalnego zbiornika założonego w obniżeniu glacialnym

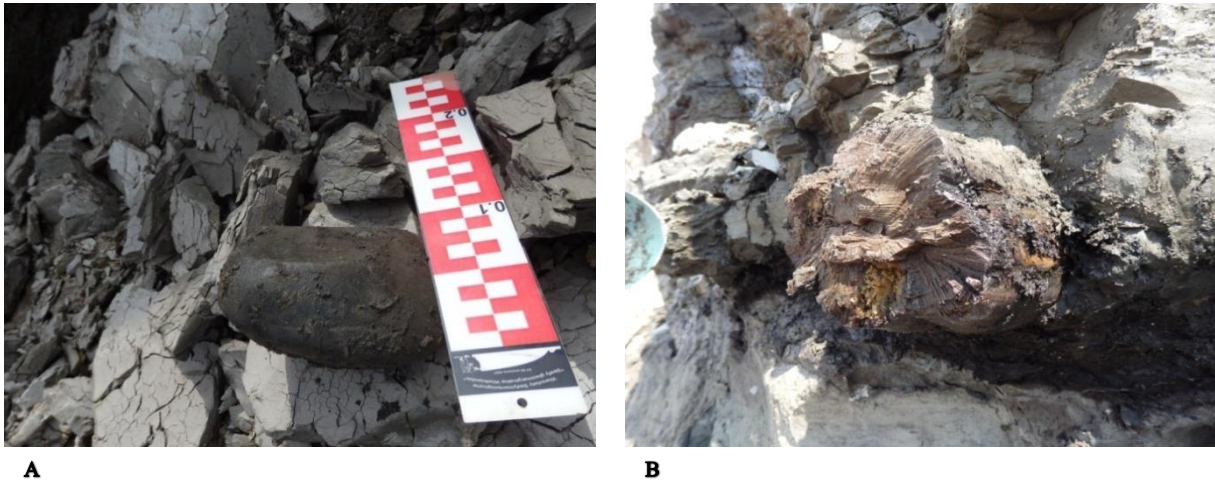
Badania wykonano pod kątem litologicznym, paleobotanicznym (palinologia, makroszczałki, badania okrzemek), paleozoologicznym (wioślarki, ślimaki, małżoraczki) oraz geochemicznym (związki chemiczne, skład izotopowy).

LITOLOGIA

Pod dnem paleozbiornika występowała szara glina zwałowa z poziomem graniaków w jej stropie (fot. 2A). Głina ta była zaburzona, z wkładkami piaszczystymi.

Badanie litologiczno-petrograficzne próbki tej gliny (nr 464) dało wskazanie w kierunku litotypu T4 (D. Krzyszkowski), który odpowiada formacji Ławki (por. Krzyszkowski i in., - w tym tomie - Badania glin zwałowych w odkrywcze Szczerców), podczas gdy w normalnej sekwencji należało oczekiwać któregoś z litotypów formacji Rogowiec, przede wszystkim litotypu T7.

Wynik ten potwierdza, istnienie zaburzeń glacictektonicznych, które *nota bene* obserwowano też naocznie (w dużej skali i na dłuższym odcinku ściany). Sytuacja jest więc taka, że u schyłku glacjału MIS 6 doszło do wytopienia bryły martwego lodu w obrębie zaburzonych glin zwałowych.



Fot. 2. Stanowisko „Parchliny 2016”: A - graniak znaleziony w stropie gliny szarej; B - konary drzew osadzone w warstwie torfu w dnie paleozbiornika

Powyżej gliny - kontakt ostry - zalegały utwory organogeniczne wraz z konarami drzew (fot. 2B).

Na głębokości 24,48 m zalega torf upakowany z sieczką organiczną w stropie. Największą część badanego profilu stanowi gytia ilasta, organiczna, na głębokości 23,33-24,44 m (fot. 1, 2).

PALEOBOTANIKA

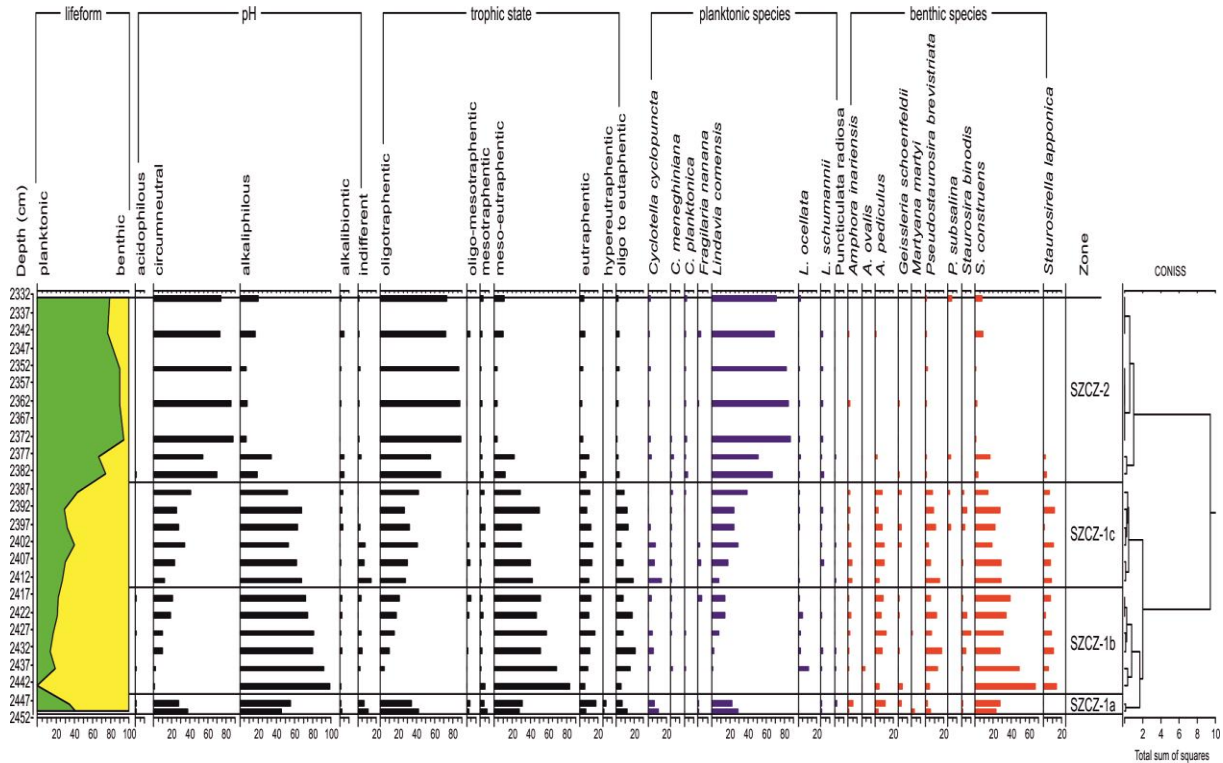
Badania okrzemek

Ogółem w badanym materiale zidentyfikowano 114 taksony okrzemek (gatunki i odmiany). Flora okrzemkowa zachowana była w bardzo dobrym stanie. Na podstawie składu gatunkowego oraz różnic w grupach ekologicznych okrzemek, rdzeń został podzielony na 2 poziomy okrzemkowe (diatom assemblage zone: 1 oraz 2; zobacz objaśnienia rys. 2). W obrębie poziomu 1 wydzielono 3 podpoziomy (1a, 1b, 1c). Pod uwagę brano takie parametry wskaźnikowe jak: kategoria siedliskowa, preferencję okrzemek pod względem pH oraz warunki troficzne.

Na podstawie analizy okrzemkowej możemy stwierdzić kilka etapów przemian środowiskowych badanego zbiornika.

W początkowej fazie (1a; 2450-2448cm) był to płytki zbiornik, w którym dominowały okrzemki litoralne (perifitytonowe i bentosowe). Udział okrzemek planktonicznych w fazie 1a nie przekroczył 40%. Wśród gatunków planktonowych dominowały *Cyclotella cyclopuncta*, *Lindavia comensis*, *L. schumannii*, natomiast wśród bentosowych *Amphora inariensis*, *A. pediculus*, *Staurosira construens*, *Pseudostaurosira brevistriata*. Są to gatunki szeroko rozpowszechnione w litoralu głównie wód słodkich, duża część z nich to gatunki epifityczne (poroślówce). Pod względem pH dominują gatunki alkalifilne i circumneutralne. Pod względem preferencji troficznych możemy stwierdzić, że był to zbiornik w fazie inicjalnej o niewielkiej żyzności. Świadczą o tym występujące gatunki oligotroficzne, oligo-mezotroficzne, mezotroficzne oraz eutroficzne.

Sesja regionalna



Rys. 2. Diagram diatomologiczny dla osadów pobranych ze spągu kopalnego jeziora na stanowisku „Parchliny 2016”. Lokalne zony rozumiane jako fazy. Określono je skrótem SZCZ (nazwa lokalna zaczerpnięta nazwy Szczerców, jako pola wydobywczego KWB Bełchatów)

Podpoziom 1b. Na początku podpoziomu 1b, na głębokości 2443cm, obserwujemy zmianę warunków środowiskowych w zbiorniku. Udział taksonów bentosowych wzrasta do 100% a następnie, ku stropowi rdzenia, udział ich maleje (do 77,1% w stropie podpoziomu 1b, do 56,6% w stropie podpoziomu 1c, do 5,3% w fazie 2). Domiującymi gatunkami okrzemek były bentosowe *Amphora pediculus*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira construens*, oraz *S. lapponica*. Analiza udziału grup pH okrzemek wykazała wzrost i dominację gatunków alkalifilnych. Obserwujemy również poprawę i dostęp do substancji odżywczych. Świadczy o tym dominacja gatunków mezo-eutroficznych, którym towarzyszą gatunki eutroficzne oraz hypereutroficzne.

Podpoziom 1c charakteryzuje się wzrostem udziału gatunków planktonicznych. Ich udział wahał się w granicach 26,8-43,4%. Pod względem pH udział okrzemek alkalifilnych maleje, natomiast wzrasta udział okrzemek cirkumneutralnych. Analiza trofii wykazała wzrost liczebności gatunków charakterystycznych dla wód oligotroficznych (wód skąpożywnych).

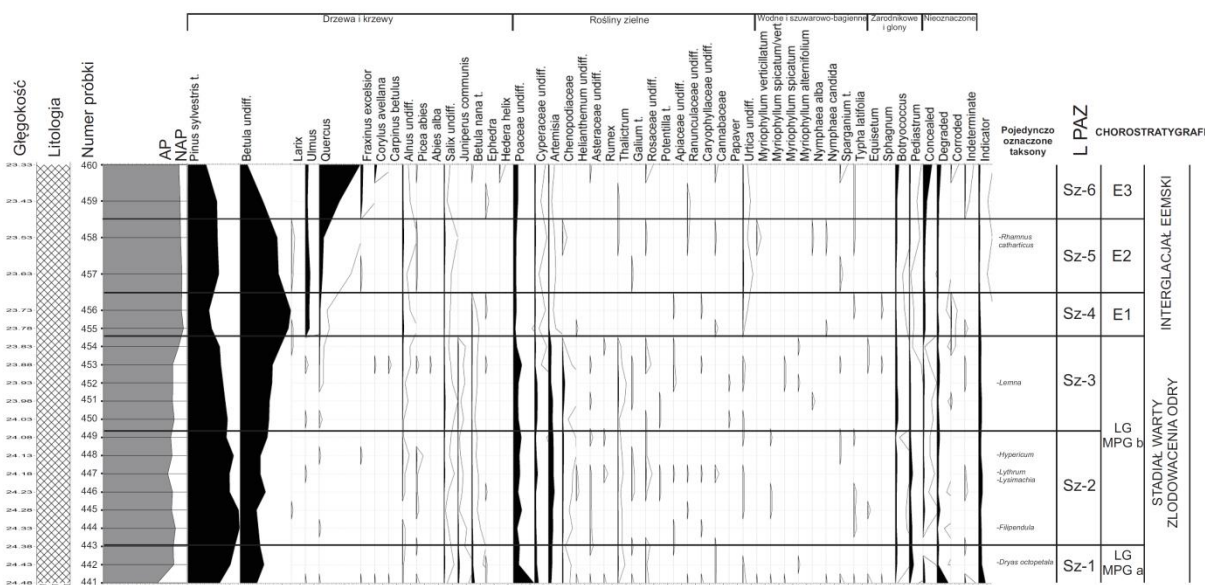
W diatomofazie drugiej (2) wzrasta udział taksonów planktonicznych. Ich udział waha się w granicach 66,7% do 95,0%. Analiza pH wykazała silną dominację gatunków cirkumneutralnych. Pod względem preferencji troficznych zaznacza się podwyższony udział okrzemek oligotroficznych, ich udział wahał się w granicach 54,9-88,8%. Gatunkiem dominującym była głównie *Lindavia comensis*.

Palinologia

Wyniki analizy 20 próbek dały podstawę do konstrukcji procentowego diagramu pyłkowego, wykreślonego przy użyciu programu POLPAL (Nalepka, Walanus, 2003). W diagramie uszeregowano najpierw taksony drzew i krzewów (AP), dalej taksony roślin zielnych (NAP), wodnych i szuwarowabiennych, zarodnikowych i glonów. Na końcu podano krzywe dla ziaren pyłu zmiętych (*Concealed*), skorodowanych (*Corroded*), całkowicie zdegradowanych (*Degraded*) i nieoznaczonych (*Indeterminate*) do których zaliczono także ziarna taksów przedczwartorzędowych czyli redeponowane. Analiza numeryczna ConSLink (analiza klastrowa, wykazująca podobieństwa między spektrami zbadanych próbek) stanowiła uzasadnienie dla wyróżnionych lokalnych poziomów zespołów pyłkowych L PAZ (rys. 3).

Sesja regionalna

Profil Szczerców
(ściana wschodnia)
analiza: Aleksandra Majecka



Rys. 3. Diagram palinologiczny dla osadów w stanowisku „Parchliny 2016”. Lokalne strefy rozumiane jako fazy; określone jako SZ (od pola Szczerców)

Na podstawie przebiegu krzywych w wykreślonym diagramie pyłkowym (Rys. 3) wyróżniono 6 lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ), których charakterystykę zawiera tabela 1.

Tabela 1. Lokalne poziomy pyłkowe w wyróżnione dla osadów schyłku glacjału MIS 6 (stadiał Warty) i początku interglacjału eemskiego (MIS 5e)

L PAZ	Nazwa L PAZ	Numery próbek	Opis
Sz-6	<i>Quercus-Fraxinus-Ulmus</i>	460, 459	Udział AP sięga 85%. Dominacja dębu (<i>Quercus</i>) w drzewostanie sięga 48,5%, w towarzystwie jesionu (<i>Fraxinus</i>) do chodzącego do 3% oraz wiązu (<i>Ulmus</i>) do 3,4%. Pojawia się <i>Hedera helix</i> . Spektrum pyłkowe wskazuje na fazę dębową początku optimum interglacjału eemskiego korelowanego z E3 RPAZ (Mamakowa, 1989)
Sz-5	<i>Betula-Pinus-Ulmus</i>	458, 457	Udział AP w stosunku do NAP sięga 88%. Udział sosny jest stały na poziomie 35-37% przy spadku udziału procentowego brzozy z maksymalnego 60% w starszej fazie Sz-4 L PAZ do 40%. Zaznacza się wyraźnie krzywa wiązu którego wartości procentowe dochodzą do 5,5% oraz krzywa dębu (5%). Pojawił się Modrzew (<i>Larix</i>). Występowanie olszy (<i>Alnus</i>) i wierzb (<i>Salix undiff.</i>) świadczyć może o utrzymującej się wilgotności.
Sz-4	<i>Betula-Ulmus</i>	456, 455	Udział brzozy (<i>Betula</i>) sięga 60%, <i>Pinus</i> 26%, udział wiązu (<i>Ulmus</i>) dochodzi do 4,8%. Udział procentowych AP dochodzi do 94%.
Sz-3	<i>Pinus-Betula-Poaceae</i>	454 - 450	Udział procentowych AP dochodzi do 84%. Następuje systematyczny ubytek sosny przy

			wzroście udziału brzozy. Zaznacza się stała krzywa wierzb (<i>Salix undiff.</i>) i jałowca (<i>Juniperus</i>) od 0,68-0,9%, wskazujący na średnie temperatury lipca sięgające 8°C (Mamakowa, 1989; Isarin & Bochncke, 1999). Udział traw sięga 10%.
Sz-2	<i>Pinus-Betula-Artemisia</i>	449 - 444	Wahania krzywej sosny naprzemiennie z krzywą brzozy. Maksymalny udział procentowy sosny sięga 61% a następny jej pik 55%. Udział bylicy wśród zielnych sięga 7%. Udział procentowy AP od 77 do 85% w stosunku do NAP.
Sz-1	NAP- <i>Betula</i>	443 - 441	Udział procentowy AP w stosunku do NAP sięga 65%. W początkowej próbce 441 bardzo wysoki udział traw (<i>Poaceae</i>) dochodzący do 24,5%. W próbce 442 oznaczono <i>Dryas octopetala</i> . Bardzo duży udział ziaren pomiętych, w kawałkach i skorodowanych.

Wykonano analizę znalezionych makroszczątków drewna mającą na celu oznaczenie ich przynależności gatunkowej. Fragmenty pobrane z dużego pnia pokazały, że było to drewno sosny (*Pinus* sp.), prawdopodobnie sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*). Dwa inne fragmenty łodygi, o dł. ok 33 cm i średnicy 3 cm, oraz korzenia pochodzą również z sosny. W pobranych próbkach znajdowały się również dwa fragmenty gałęzi (dł. 42 cm i 4 cm średnicy oraz 14 cm długości i 5 cm. średnicy), które oznaczono jako drewno brzozy (*Betula* sp.).

Proces torfotwórczy rozpoczął się przez zabagnienie gruntu mineralnego (tabela 1). Na terenie nadmiernie uwilgotnionym zaczęła rozwijać się brzoza, przede wszystkim *Betula pendula*, z niewielką domieszką sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*), tworząc luźny las (próbka 441). W runie lasu dominowała turzycza dzióbekowata (*Carex rostrata*), natomiast w warstwie mszystej rosły: *Polytrichum* sp., *Meesia triquetra* i *Cratoneuron*. Gatunki te wytworzyły zaledwie dwu centymetrową warstwę torfu drzewnego Alnioni (PN-85/G-02500). Dalszy rozwój został gwałtownie przerwany poprzez zalanie tworzącego się torfowiska ponad metrową warstwą wody.

Od tego momentu (poziom 24,43 m, próbka 442) paleozbiornik zaczął się wypełniać gytia ilastą. Gytie to osady jeziorne powstające w wyniku osadzania się materiału organicznego i nieorganicznego na dnie zbiornika wodnego. Natomiast gytia ilasta charakteryzuje się śladowym udziałem części organicznych (5 – 20%) i zawiera ponad 65% części mineralnych (Illicki 2002). Istnienie siedliska wodnego potwierdzają nieliczne owoce roślin wodnych: na głębokości 23,83 m (próbka 454) oraz 24,28 m (próbka 445) była to pałka szerokolistna (*Typha latifolia*) lub wąskolistna (*Typha angustifolia*), natomiast na głębokości 23,73 m (próbka 456) – rdestnica (*Potamogeton*). Powyższe gatunki rosną na terenach z co najmniej 20 - 30 centymetrową warstwą wody na powierzchni (Oberdorfer 2001). W profilu odnaleziono całe lub tylko fragmenty owoców *Betula pendula*, ale niewielka ich ilość sugeruje, iż drzewa rosły raczej nad brzegiem zbiornika w mniejszej lub większej od niego odległości. W warstwie 24,08 do 24,23 m (próbki 450 – 446) nie odnotowano materiału karpologicznego. Natomiast odnajdywano w niej niewielkie, zniszczone i tym samym niemożliwe do określenia gatunku, fragmenty listków mchów właściwych Bryales. W kilku innych warstwach rozpoznano nieliczne fragmenty korowiny sosny zwyczajnej. Jednak i w tym wypadku należy przyjąć, iż drzewa rosły nad brzegiem zbiornika.

Gytia ilasta wypełniła cały zbiornik. Ewentualny dalszy rozwój został uniemożliwiony poprzez zasypanie utworami mineralnymi.

Analiza zawartości popiołu wykazała bardzo dużą jego wartość (61,4%) w warstwie tworzącego się torfu Alnioni. Jedną z przyczyn mogło być to, że w warstwie tej odnotowano występowanie niewielkich ilości piasku. Z drugiej jednak strony tworzył się torf drzewny, który charakteryzuje się zawsze wyższą popielnością. Marek (1965) badał m.in. cechy fizyczne torfu olszynowego (Alnioni) pochodzącego z różnych stron Polski. Wykazał, że popielność torfu

olszynowego była wysoka i zakres wartości wahał się od 21,4 do 77,1%. Wartości otrzymane w warstwie torfu z Krzczonowa mieszczą się w powyższych granicach.

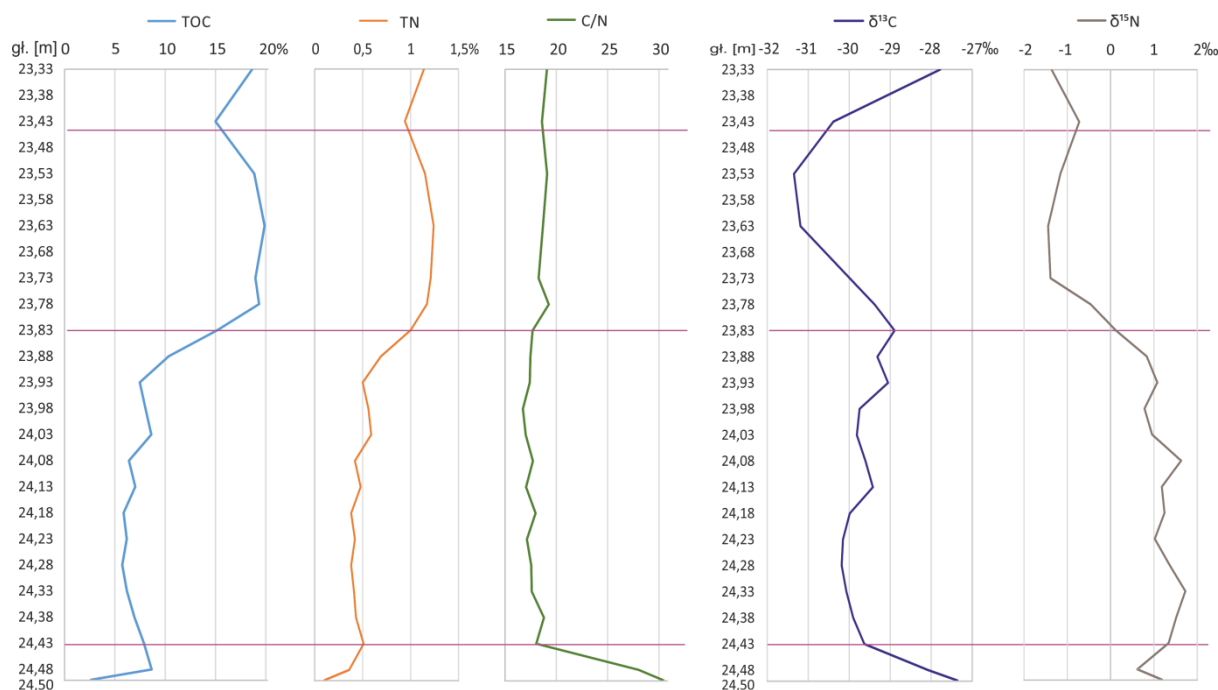
Elementem zaburzającym spokojny rozwój torfowiska na omawianym terenie było zalanie obiektu grubą warstwą wody. Analiza makroszczątków nie jest w stanie wyjaśnić przyczyny takiego zjawiska. Niemniej niejednokrotnie warunki hydrologiczne w obrębie tworzących się torfowisk potrafiły zmienić w sposób istotny następstwo fitocenoz torfotwórczych. I tak np. w Świętym (woj. zachodniopomorskie) zmiany stosunków wodnych były odpowiedzialne za ciekawie powtarzające się układy warstw torfu mszystego (5x), turzycowo-mszystego (7x) oraz przejściowego (5x) (Malkiewicz i in. 2011). Najprawdopodobniej podniesienie poziomu wody spowodowało zgnięcie lasu i wytworzenie warunków umożliwiających rozwój zbiorowisk podobnych do mechowiskowych (Krzyszowski i in. 2017). Jednak zalanie warstwy torfu tak miększą warstwą wody, by torf zaczęła pokrywać gytia nie jest częste. Taki układ można było potkać w Domasławiu koło Wrocławia, gdzie występowały kolejno: gytia → torf mszysty → gytia. Późniejszy dalszy rozwój został przerwany przez zasypianie utworami mineralnymi (Malkiewicz i in. 2010) podobnie jak w Szczercowie.

GEOCHEMIA

Oznaczenia izotopów

Pilotażowa analiza geochemiczna i izotopowa osadów ze stanowiska Parchliny 2016 obejmowała oznaczenie zawartości węgla, azotu i siarki (TOC, TN, TS), a także oznaczenie stosunków izotopowych $\delta^{15}\text{N}$ i $\delta^{13}\text{C}$ (Rys. 4). Analizy wykonano w Laboratorium Datowania Izotopowego i Badań Środowiska w Instytucie Nauk Geologicznych PAN w Warszawie. Analizowano próbki z głębokości 23,33-24,50 m (próbki 460-440).

Zawartość węgla rośnie w górę profilu od 2,6 do ok. 20%. Zawartość azotu również wzrasta w górę profilu od 0,1 do 1,2%, a zawartość siarki waha się od 0,1 do 2,2%. Dane te świadczą o coraz większym udziale materii organicznej w akumulowanych osadach, co zapewne jest spowodowane zarówno większą produkcją pierwotną oraz stałą dostawą materii organicznej z ładu, o czym świadczy parametr C/Natomic, który średnio ma wartość 18, a jedynie w dwóch spągowych próbkach wzrasta do 28-30, co sugeruje obecność materii organicznej wyłącznie pochodzenia lądowego.



Rys. 4. Skład izotopów węgla i azotu w osadach ze stanowiska Parchliny 2016.

Dla osadów organicznych z badanego profilu zmierzone wartości $\delta^{13}\text{C}$ wahają się od $-27,36$ do $-31,35\%$, a wartości $\delta^{15}\text{N}$ – od $-1,36$ do $1,73\%$. Wyższe wartości $\delta^{15}\text{N}$ są charakterystyczne dla osadów zawierających niewielką ilość materii organicznej (rys. 4).

Obserwowany wzrost zawartości materii organicznej następuje od gł. 23,83 m, sugerując poprawę warunków klimatycznych ku warunkom sprzyjającym rozwojowi roślinności lądowej i wodnej oraz wzrostowi produkcji pierwotnej. Przejście z warunków glacialnych do interglacialnych odbywa się powyżej głębokości 23,88 m, czyli trochę wcześniej niż sugerują wyniki analizy palinologicznej pyłku roślin lądowych. Zjawisko to jest powszechnie znane, ponieważ woda jeziorna wcześniej reaguje na ocieplenie. W tym czasie następuje spadek wartości $\delta^{13}\text{C}$ poniżej -30‰ , co sugeruje wzrost produkcji pierwotnej. W najwyższej leżących próbkach osadów występuje raptowny wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$ do ok. $-27,8\text{‰}$, co może świadczyć o wypłycaaniu zbiornika.

WNIOSKI

Jak wykazały badania w analizowanym stanowisku wyróżniono dwie fazy rozwoju zbiornika. Na podstawie wyników analizy palinologicznej stwierdzono, że badany odcinek profilu osadów obejmuje osady akumulowane zarówno w schyłkowym etapie zlodowacenia Odry jak i w początkowym okresie interglacjału eemskiego. Wyrazem tego jest zróżnicowana litologia a przede wszystkim występowanie określonych gatunków roślin, będących bioindykatorami ocieplania się klimatu w warunkach ustępowania lądolodu środkowopolskiego.

Wydzielone lokalne poziomy zespoły pyłkowych skorelowano z podziałem chronostratygraficznym dla Polski Niżowej (Mamakowa 1989) i wywnioskowano, że przebadany profil obejmuje okres przejścia od późnego glacjału MIS 6 (tj. stadiału warty zlodowacenia odry) do początku środkowej części interglacjału eemskiego (MIS 5e), odpowiadającego fazie mezokratycznej (optimum klimatyczne).

Oznaczone taksony roślinności lokalnej wodnej wskazują podobnie jak litologia osadów, że w tym okresie stanowisko stanowiło płytki zbiornik jeziorny (2-4 m, co sugeruje obecność taksonów wywłócznika (*Myriophyllum*), otoczony roślinnością turzycową (*Cyperaceae*), eutroficzny, na co wskazuje znaczna ilość glonów z rodzaju *Pediastrum* i *Botryococcus*.

To przejście od warunków glacialnych do interglacialnych odzwierciedla się również w zawartości materii organicznej (zawartość TOC i TN), potwierdzając poprawę warunków klimatycznych sprzyjających rozwojowi roślinności i produkcji pierwotnej (glonów) – poziom E1-E2. W początku optimum klimatycznego (poziom E3), prawdopodobnie miała miejsce zwiększona akumulacja materii organicznej, co wyraziło się we wzroście $\delta^{13}\text{C}$. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ sugerują również dobre natlenienie wód zbiornika w czasie akumulacji badanych osadów.

Literatura:

- BARANIECKA, M.D., SARNACKA, Z., 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. Biul. IG, 254: 157-269.
- COPPERS, R.T.J., BEKKER, R.M., JANS, E.A., 2012. Digitale zadenales van Nederland, Barkhuis&Groningen University Library, Groningen, ss. 502.
- GOŹDZIK, J.S., SKÓRZAK, A., 2011. Zmienność akumulacji jeziorno-bagiennej od interglacjału do holocenu w obszarze odkrywki "Bełchatów". Uniwersytet Łódzki, pp. 19-32, 1-3.VI.2011.
- ILNICKI, P., 2002. Torfowiska i torf. Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu, ss. 606.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1971. Analiza pyłkowa nowych stanowisk interglacjału eemskiego z dorzecza Widawki. Biul. IG, 254: 65-88.
- KATZ, N.J., KATZ, S.V., KIPIANI, M.G., 1965. Atlas and keys of fruits and seeds occurring in the quaternary deposits of the USSR. Publishing House „Nauka”, Moscow; ss. 366.
- KUSZELL, T., IWANUŚ, D., 2012. Badania palinologiczne osadów mułkowo-ilastych pobranych ze ściany poziomu 1-go w Odkrywce Szczerców KWB Bełchatów - profil Parchliny. UWr, ING. Maszynopis [ekspertyza wykonana do reambulacji SMGP arkusza Szczerców (735)], pp. 1-8.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., MALKIEWICZ, M., JARY, Z., TOMASZEWSKA, K., NISKA, M., MYŚKOW, E., RACZYK, J., DRZEWICKI, W., HAMRYSZCZAK, D., NAWROCKI, D., CISZEK, D., RZODKIEWICZ, M., KRZYMIŃSKA, J., JEZERSKI, P., SKURZYŃSKI, J., 2017. A new site of the Holsteinian limnic deposits in the Książnica outcrop at Krzczonów (near Świdnica), Sudety Foreland. – w druku.
- MALKIEWICZ, M., TOMASZEWSKA, K., SADOWSKI, K. 2010. Próba rekonstrukcji środowiska przyrodniczego późnowistulińsko-holocenińskiego w Domasławiu koło Wrocławia. W: Badania

- interdyscyplinarne przeszłość, teraźniejszość, przyszłość nauk przyrodniczych. Golejów k. Staszowa, 15-16.04.2010. Materiały Konferencyjne, s. 81-82.
- MALKIEWICZ, M., TOMASZEWSKA, K., SADOWSKI, K. 2011. Obecność człowieka w zapisie paleobotanicznym w profilach pochodzących ze zdegradowanych obszarów mokradłowych okolic Stargardu Szczecińskiego. W: V Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu. Człowiek i jego wpływ na środowisko przyrodnicze w przeszłości i czasach historycznych. Górzno, 13-17. 06.2011. Materiały Konferencyjne.
- 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 Palaeobotanica* 29 (1), 11-176.
- MAREK, S., 1965. Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 4, ss. 266.
- NALEPKA, D., WALANUS, A., 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica* 43 (1), 125-134.
- OBERDORFER, E., 2001. *Pflanzensoziologische Exursionsflora für Deutschland und angrenzende Gebiete*. Verlag Eugen Ulmer, ss. 1051.
- SARNACKA, Z., 1970. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczerców (M34-27A). Wyd. Geol., Warszawa.
- Torf., 1995. Genetyczny podział surowca. Polska Norma PN-85/G-02500.
- VELICHKEVICH, F.Y., ZASTAWNIAK, E. 2006. Atlas of the Oleistocene vascular plant macrofossils of Central and Ekstern Europe. Part 1. Pteridophytes and monocotyledons. W: Szafer Institute of Botany. Polish Academy of Science. Kraków, pp. 224.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., DRZEWICKI, W., 2013. Development of the Eemian palaeolake in the Kleszczów Graben, Szczerców Field, Belchatow Outcrop, Central Poland. (In:) International Field Symposium Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania June 25 – 30, 2013, 102-103.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., KRZYMIŃSKA, J., NISKA, M., MYŚKOW, E., MIROSLAW-GRABOWSKA, J., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2015. Ewolucja środowiska przyrodniczego od schyłku zlodowacenia środkowopolskiego do plenivisulianu (MIS6-MIS3) na przykładzie stanowiska "Parchliny 2014" - wstępne wyniki badań. (W:) Kordowski J., Lamparski P., Lisicki S., Roman M. (red.) XXII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa "Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacjałna trans jej rzeźby", Gołaszewo 31.08-4.09.2015, s. 104-107.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., MIROSLAW-GRABOWSKA, J., NISKA, M., KRZYMIŃSKA, J., MYŚKOW, E., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., RZODKIEWICZ, M., 2016. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the "Parchliny 2014" section, central Poland. . *Quaternary International*. 1-21 (in press)· July 2016; DOI: 10.1016/j.quaint.2016.06.013

Wystąpienia Uczestników

WYKORZYSTANIE LAMINOWANYCH OSADÓW JEZIORNÝCH W PALEOGEOGRAFII I STRATYGRAFII PÓŹNEGO GLACJAŁU I HOLOCENU

Mirosław BŁASZKIEWICZ¹, Achim BRAUER² z zespołem projektu ICLEA i projektu Narodowego Centrum Nauki, UMO-2015/19/B/ST10/03039

¹Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk

²Helmholz Centre, German Research Centre for Geosciences GFZ, Department 5.2 Climate Dynamics and Landscape Evolution, Potsdam, Germany

Jednym z najważniejszych wyzwań stojących przed naukami o Ziemi jest odniesienie się do globalnych zmian klimatu i związanych z nimi przemian środowiska przyrodniczego. Podstawą merytoryczną do dyskusji naukowej na ten temat musi być dobrze udokumentowana wiedza o przeszłości klimatyczno-środowiskowej Ziemi. Stąd tak cenne są zapisy zmian paleośrodowiskowych w osadach o dużej rozdzielczości, pochodzących z różnych środowisk sedymentacyjnych. Szczególne miejsce wśród nich zajmują rocznie laminowane osady jeziorne, gdyż występują one z reguły w bezpośredniej przestrzeni życiowej człowieka. Ich szczegółowa analiza pozwala nie tylko na odniesienie się do przeszłych zmian klimatu i odpowiednich reakcji środowiska przyrodniczego, ale także uwzględnienia roli człowieka w tych interakcjach. Ze względu na specyfikę tworzenia lamin, a także możliwości ich zachowania udokumentowano do tej pory niewiele stanowisk z laminacją obejmującą okres ponad 10-ciu tysięcy lat. Wśród tych stanowisk bardzo ważną rolę odgrywają laminowane osady Jeziora Gościąż w Kotlinie Płockiej (Ralska Jasiewiczowa i in. 1998), a także Jeziora Czechowskiego na wschodnim Pomorzu (Błaszkiwicz 2005, Słowiński i in. 2017, Wulf i in. 2016).

W oparciu o multidyscyplinarne analizy rocznie laminowanych osadów jeziornych w Polsce (Jezioro Czechowskie i Gościąż) i Niemczech (Jezioro Tiefer w Meklemburgii) oraz badania współczesnych uwarunkowań przebiegu sedymentacji jeziornej prowadzone są wysokiej rozdzielczości rekonstrukcje zmian klimatu i środowiska okresu postglacjalnego. W szczegółowych badaniach osadów jeziornych obok standardowych analiz paleośrodowiskowych (palinologia, okrzemki, wioślarki, makroszczałki roślinne, geochemia, skład izotopowy węgla i tlenu, podatność magnetyczna, datowania radiowęglowe) autorzy wykorzystują analizy mikrolitoacjalne szlifów cienkich osadów laminowanych oraz analizy mikrotefrochronologiczne. W obrębie osadów jeziornych udokumentowano ślady kryptotefry (pojedyncze szkliwa wulkaniczne) znanych erupcji wulkanicznych, które miały miejsce w ciągu ostatnich 15-tu tysięcy lat, m. innymi Askja – AD 1875, Askja – S, Håsseldalen z Islandii, Neapolitan Yellow Tuff z okolic Neapolu oraz Laacher See Tephra z Masywu Eifel w Niemczech (Wulf i in. 2016). Szerokie zastosowanie tefrochronologii pozwoliło autorom na pełną synchronizację z roczną rozdzielczością odległych od siebie stanowisk laminowanych osadów jeziornych, leżących w różnych strefach morfoklimatycznych. Stało się to podstawą do prześledzenia zmian klimatu i środowiska przyrodniczego wzdłuż transektu od Masywu Eifel (Meerfelder Maar) poprzez okolice Berlina (Rehwise) i Meklemburgii (Tiefersee) po Jezioro Czechowskie w Polsce. Uzyskane wyniki pozwalają na wskazanie pewnych istotnych przesunięć czasowych w reakcji środowisk przyrodniczych na globalne sygnały klimatyczne w okresie postglacjalnym, zachodzące wraz ze wzrostem stopnia kontynentalizmu klimatu (Słowiński i in. 2017). Jest to ważny głos w dyskusji na temat globalnych zmian klimatu i reakcji środowisk przyrodniczych na te zmiany, szczególnie w kontekście prób stawiania prognoz.

Jednocześnie obok badań paleolimnologicznych prowadzono zakrojone na szeroką skalę analizy przebiegu współczesnej sedymentacji jeziornej i jej uwarunkowań w zlewniach badanych obiektów (łapaczki sedymentacyjne, monitoring hydrochemiczny, badania hydrologiczne i geomorfologiczne). Wyniki tych analiz znacząco przyczyniły się do prowadzenia wielowątkowych interpretacji zmian paleośrodowiskowych, szczególnie pod kątem ustalania ich przyczyn oraz określenia sytuacji progowych w przebiegu różnych zjawisk. W ten sposób w oparciu o laminowane osady jeziorne stworzono naturalne laboratorium służące do określania sprzężeń zwrotnych zachodzących pomiędzy czynnikami klimatycznymi, środowiskowymi i antropogenicznymi, co jest nowatorskim podejściem w Naukach o Ziemi.

Referaty

Literatura:

- BŁASZKIEWICZ, M., 2005. Późnoglacialna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). *Prace Geograficzne* 205, 192 s.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M., GOSLAR T., MADEYSKA T., STARKEL L. (eds), 1998. Lake Gościąg, central Poland. A Monographic Study Part 1. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- SŁOWIŃSKI, M., ZAWISKA I., OTT F., NORYSKIEWICZ A. M., PLESSEN B., APOLINARSKA K., RZODKIEWICZ M., MICHCZYŃSKA D. J., WULF S., SKUBAŁA P., KORDOWSKI J., BŁASZKIEWICZ M., BRAUER A., 2017. Differential proxy responses to late Allerød and early Younger Dryas climatic change recorded in varved sediments of the Trzechowskie palaeolake in Northern Poland. *Quaternary Science Reviews*, 158, 94-106.
- WULF S., DRÄGER N., OTT F., SERB J., APPELT O., GUÐMUNDSDÓTTIR E., VAN DEN BOGAARD C., SŁOWIŃSKI M., BŁASZKIEWICZ M., BRAUER A., 2016. Holocene tephrostratigraphy of varved sediment records from Lakes Tiefer See (NE Germany) and Czechowskie (N Poland). *Quaternary Science Reviews* 132, 1-14.

**PROBLEMY INTERPRETACJI STRATYGRAFICZNEJ LESSÓW ORAZ WARUNKI ICH AKUMULACJI
W STREFIE MARGINALNEJ ŁĄDOŁODU DNEPRU I NA PRZYKŁADZIE PROFILU NAHIRNE
(UKRAINA)**

Stanisław FEDOROWICZ, Maria ŁANCZONT, Przemysław MROCZEK,
Petro GOZHIK, Maryna KOMAR, Andriy BOGUCKYJ

Obiektem badań jest profil główny Nahirne i profil uzupełniający Velyka Andrusivka odsłaniające się na klifowym brzegu Zalewu Kremenczuckiego (Ukraina).

Lessowe sekwencje dokumentują regionalne zmiany środowiskowe obszaru położonego w zachodniej strefie marginalnej łobu Dniepru w okresie po jego recesji. Prezentujemy dane pozyskane dzięki zastosowaniu następujących metod badań: kartowanie geomorfologiczne, analiza litologiczna, mikromorfologiczna, paleopedologiczna, paleontologiczna oraz datowania metodą TL i C¹⁴. Poglądalny cykl sedymentacji lessowej został zapoczątkowany jeszcze w okresie MIS 8, bezpośrednio po recesji łądolodu, na podłożu złuskowanych osadów neogenu i starszej części plejstocenu i w środowisku mozaiki stepu i tundry parkowej. Źródła alimentacji lessowej były lokalne a transport raczej krótki. Układ warstw lessowo-glebowych jest skomplikowany; wykazują one nieciągłość przebiegu, zmienną miąższość na niewielkich odległościach oraz wyklinowywanie się w miejscach elewowanych. Na podstawie analizy paleorzeźby zrekonstruowano kolejne etapy morfogenezy pierwotnej rzeźby poglądalnej, związane z rolą modyfikująco-maskującą pokrywy lessowej oraz destrukcyjnych procesów stokowych. Układy nachylonych katen kopalnych gleb/zespołów gleb tworzą pogrzebaną chronosekwencję stratygraficzną, złożoną z dwóch odrębnych zespołów gleb kopalnych oddzielonych cienką warstwą eolicznego pyłu. Jednostka glebowa dolna rozwinięta jest jako trzy nałożone gleby w typie hydromorficznego czarnoziemiu łąkowego, co spowodowało wcześniej dyskusję nad jej stratygraficzną pozycją z próbą korelacji z ociepleniem Lubny (MIS 13-15). Wyniki badań jednoznacznie wskazują na młodszy jej wiek i związek z ociepleniem Kaydaky (MIS 7) oraz formowanie się w warunkach hydromorficznych w krajobrazie poglądalnym z dużym udziałem form depresyjnych. W otoczeniu występowała mozaika formacji stepowych, łąkowych i leśnych.

Kolejną jednostkę glebową Pryluki (MIS 5) w typie 3 coraz słabiej wykształconych czarnoziemów przykrywa niezróżnicowany stratygraficznie less odpowiadający MIS4-2. Jego tworzywem były pył rozwiewanych starszych pokryw lessowych i glacialnych, także produkt krótkiego transportu. Lessową część profilu Nahirne zamyka gleba Dofinivka datowana radiowęglowo, a nad nią są już późnoglacialne piaski pokrywowe rozdzielone, co dokumentuje w superpozycji zmianę stylu sedymentacji eolicznej z pyłowej na piaszczystą w obszarze środkowego Dniepru, zapewne jeszcze przez końcem górnego pleniglacjału.

Daty TL z profilu Nahirne, tworzące ciąg od 220±33 ka w spągu do 21,1±3,2 ka w stropie z bardzo licznymi inwersjami są trudne do interpretacji. Te dane nie mają większego wpływu na rozstrzygnięcia interpretacyjne wiedzy o tym profilu.

EWOLUCJA HOLOCEŃSKIEGO STOŻKA STRYJA NA PRZEDPOLU KARPAT UKRAIŃSKICHPiotr GĘBICA¹, Andrij JACYSZYN²¹Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, ul. Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów²Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko, ul. Doroszenka 41, 79000 Lwów, Ukraina

W strefie piedmontu Wschodnich Karpat występuje system stożków napływowych, których budowa i wiek nie jest dokładnie znany. Jednym z największych jest stożek rzeki Stryj położony w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej, opisany po raz pierwszy przez Rudnickiego (1907). Jego długość wzdłuż koryta rzeki Stryj wynosi 46 km, szerokość między dolina Kołodnicy a dolina Świcy około 40 km. Nasada stożka zaczyna się u wylotu z Karpat na wysokości 350 m n.p.m., część dystalna stożka w pobliżu ujścia Stryja do Dniestru położona jest na wysokości 250 m n.p.m. Od północnego-wschodu stożek ogranicza krawędź terasy wysokości 15 m, powstała wskutek działalności erozyjnej Dniestru. Fakt głębokiego rozcięcia stożka nie został dotychczas wyjaśniony.

Koryto Stryja rozdziela stożek na dwie części, północną obejmującą międzyrzecze Kołodnicy i Stryja i południową międzyrzecze Stryja i Świcy. Dla północnej części stożka charakterystyczny jest system włożonych teras aluwialnych, zbudowany z aluwii żwirowo-piaszczystych miąższości około 20 m datowanych prawdopodobnie od dolnego plejstocenu do holocenu. Znaczna miąższość aluwii korytowych, dochodząca do 30 m na stożku Stryja, może być wiązana z obniżaniem tektonicznym kotliny (Hofszejn 1964). Aluwia miejscami nadbudowane są lessem miąższości maksymalnie do 5 m z górnego plejstocenu. W południowej części stożka rozwinięty jest system teras osadowych erozyjnych, zbudowany z aluwii żwirowo-piaszczystych miąższości około 10 m, datowanych prawdopodobnie na środkowy i górny plejstocen, a także holocen. Aluwia przykryte są w stropie lessem miąższości 5-10 m wieku od środkowego do górnego plejstocenu (Gębica, Jacyszyn 2014).

U wylotu z Karpat do miasta Żydaczów stożek rozcięty jest roztokowym korytem Stryja o spadku 2,3‰. Wzdłuż tego koryta ciągnie się system włożonych teras żwirowych o wysokości 4 m i 2 m. W profilu 4-metrowego stożka górna pokrywa żwirowa leżąca na zwietrzałych żwirach pochodzi prawdopodobnie z ostatnich 150-200 lat (Gębica i in. 2013). Poniżej Żydaczowa na odcinku 7 km, ze względu na mały spadek (0,6‰), Stryj posiada meandrowy układ koryta, któremu towarzyszą 2-3 stopnie holocenijskich równin zalewowych o wysokości 6 m, 4-5 m i 2-3 m i fragmenty terasy 10-15-metrowej z górnego plejstocenu. Wraz ze zmniejszeniem spadku koryta następuje osłabienie siły transportowej rzeki i drobnienie frakcji aluwii, co jest charakterystyczne również dla wielu innych piedmontowych stożków aluwialnych (Starkel 2014).

Holocenijski stożek Stryja w rejonie Żydaczowa był przedmiotem szczegółowych badań geomorfologiczno-sedymentologicznych, analiz palinologicznych i datowań radiowęglowych, których wyniki były częściowo publikowane w monografii naukowej ukraińsko-polskiego seminarium w Roksolanach (Gębica i in. 2013). Opisane w odkrywkach profile aluwii z pniami drzew zostały uzupełnione przekrojem poprzecznym równiny zalewowej szerokości 0,5 km na południowym brzegu doliny, wykonanym na podstawie 16 wierceń. Z wybranych profili wykonano analizy uziarnienia 130 próbek osadów. Interpretacja wiekowa osadów oparta jest na 14 datowaniach radiowęglowych popartych analizami pyłkowymi osadów. Wyniki tych analiz nie były dotychczas publikowane.

W rzeźbie równiny o deniwelacjach 1-2 m zaznaczają się różnowiekowe generacje starorzeczy. Wielkopromienne starorzecze, szerokości 45 m podcina krawędź terasy nadzalewowej, starorzecza mniejszych rozmiarów położone są bliżej obecnego koryta Stryja. Miąższość osadów holocenijskich (do stropu żwirów) wynosi od 5 do 9 m. W jednym z wierceń na głębokości 10,5 m natrafiono na łąki miocenijskie. Na łąkach miocenijskich leżą żwiry, których strop jest nierówny, porozcinany kopalnymi rynnami o deniwelacjach rzędu 2-4 m. Rynny wypełnione są piaskami miąższości 1,5-3 m. Na piaskach korytowych spoczywa zróżnicowana pod względem facjalnym i wskaźników uziarnienia seria osadów pozakorytowych o miąższości od 4 do 7 m.

W przekroju poprzecznym równiny o wysokości 5 m można wyróżnić kilka rozcięć i włożeń aluwii datowanych od wczesnego holocenu do okresu subatlantyckiego: 1) paleokoryto wypełnione mułkami i łąkami organicznymi, na gł. 6,75-6,65 m pyłki sosny, brzozy, wiązu i leszczyny wskazują na borealny wiek starorzecza 2) kopalna rynna gł. 9,5 m, wycięta w żwirach, wypełniona piaskami i mułkami pozakorytowymi z fragmentami drewna, datowana na pogranicze okresu borealnego i

atlantyckiego, 3) kopalna rynna erozyjna przykryta piaskami i mułkami z przełomu atlantyku i okresu subborealnego, 4) paleokoryto wypełnione mułkami i iłami miąższości 5,5 m ze starszej części okresu subborealnego (data ze spągu wypełnienia 5400 BP), 5) wypełnienie kopalnego starorzecza z młodszej części okresu subborealnego (3700-2800 BP), nadbudowane osadami wału przykorytowego, 6) osady starorzeczne lub basenu dekantacyjnego z fragmentami drewna datowanego na 1500-1300 BP, przykryte piaszczystymi osadami wału przykorytowego.

Poza omawianym przekrojem, w kilku odsłonięciach położonych w kierunku północno-wschodnim (bliżej ujścia do Dniestru), udokumentowano włożenia aluwii korytowych i pozakorytowych z subfossilnymi pniami z wczesnego średniowiecza (IV-VI w, IX-XII w. AD) i małej epoki lodowej. Pod średniowiecznymi osadami pozakorytowymi w terasie 6-metrowej na głębokości 7,1-7,9 m stwierdzono pozostałości kopalnego starorzecza Stryja datowanego na schyłek późnego vistulianu (Gębica i in., 2013).

Badania stanowisk i przekroju w Żydaczowie pozwalają przypuszczać, że stożek Stryja był rozcięty korytem Dniestru i Stryja w późnym vistulianie. Po rozcięciu stożka, wskutek bocznego przemieszczania koryta w holocenie powstała zalewowa Stryja. Nierówny strop żwirów pokazuje jednak, że w czasie migracji koryta następowało w okresach zwiększonych przepływów (np. schyłek okresu borealnego, przełom okresu atlantyckiego i subborealnego) wycinanie rynien i równocześnie ich wypełnianie. Największy udział w budowie równiny mają osady z okresu subborealnego. Najszybsza nadbudowa równiny zalewowej miała miejsce w okresie średniowiecza i wiązała się z działalnością człowieka. Stryj ze względu na większy spadek koryta i transport grubego materiału pozostał prawdopodobnie rzeką roztokową do wczesnego holocenu.

Stożek Stryja pod względem budowy i stratygrafii aluwii jest podobny do holocenijskiego stożka górnej Wisły na przedpolu Beskidu Śląskiego (Niedziałkowska i in. 1985).

Literatura:

GĘBICA P., JACYSZYN A., BUDEK A., CZUMAK N., 2013. Ewolucja doliny Stryja i Dniestru w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej w późnym vistulianie i holocenie. Pokrywa lessowa Północnego Przyczarnomorza, Monografia naukowa, Lublin, 241-257.

GĘBICA P. JACYSZYN A., 2014. Młodoczwartorzędowa ewolucja doliny Dniestru i Stryja w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej (Wschodnie Przedkarpacie). Zjazd SGP, Toruń.

NIEDZIAŁKOWSKA E., GILOT E., PAZDUR M., SZCZEPANEK K., 1985. The evolution of the Upper Vistula valley in the region of Drogomyśl in the Upper Vistulian and Holocene. *Folia Quaternaria* 56, 101-132.

RUDNICKI S., 1907. Spostrzeżenia do morfologii Przedkarpacciego odcinka doliny Dniestru. *Sekcja Nauk Matematyczno-Przyrodniczo-Lekarskich Towarzystwa im. T. Szewczeni*, t. 2, 1-80.

STARKEL L., 2014. O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór i ich przedpoli (na przykładzie wybranych gór Eurazji), Instytut Geografii i PZ PAN, Warszawa, 1-382.

LITO-PEDOSTRATYGRAFIA ORAZ CHRONOLOGIA PÓZNOPLEJSTOCENSKICH SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWYCH W POLSCE

Zdzisław JARY¹, Piotr MOSKA², Grzegorz ADAMIEC², Dariusz CISZEK³, Przemysław MROCZEK⁴, Bartosz KORABIEWSKI¹, Marcin KRAWCZYK¹, Jerzy RACZYK¹, Cyprian SEUL⁵, Jacek SKURZYŃSKI¹

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl

²Zakład Zastosowań Radioizotopów, Instytut Fizyki, Politechnika Śląska,
ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice

³Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski,
al. Jaworowa 19, 50-122 Wrocław

⁴Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk O Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS,
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin

⁵Katedra Geotechniki, Wydział Budownictwa i Architektury, Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny,
al. Piastów 50, 71-310 Szczecin

Późnoplejstocенskie sekwencje lessowo-glebowe w Polsce są powszechnie przedstawiane i charakteryzowane za pomocą dwóch schematów stratygraficznych opracowanych w ubiegłym stuleciu przez Jersaka (1973) oraz Maruszczaka (1987, 1991a, 2001a). Propozycje stratygraficzne Maruszczaka są bardziej rozpowszechnione w literaturze przedmiotowej, głównie ze względu na publikacje dwóch tomów „Podstawowych profili lessów w Polsce” (Maruszczak, 1991b, 2001b), w których zebrano materiały z kilkudziesięciu stanowisk lessowych. Chronostratygrafia lessów późnoplejstocенskich została wówczas skonstruowana głównie na podstawie kilkuset datowań TL wykonanych w laboratorium lubelskim przez J. Butryma. W rezultacie badań Maruszczaka (1987, 1991a, 2001a) ugruntował się pogląd, że sedymentacja późnoplejstocенskich lessów w Polsce przebiegała niemal nieprzerwanie, doprowadzając do powstania czterech jednostek lessowych deponowanych kolejno w okresach odpowiadających morskim etapom izotopowo-tlenowym (MIS) 5b, 4, 3, i 2.

W ostatnich latach przeprowadzono badania kilku sekwencji późnoplejstocенskich w Polsce, z których wybrano do prezentacji trzy charakteryzujące się najpełniejszym wykształceniem jednostek lito-pedostratygraficznych: Biały Kościół (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie), Złota (Wyżyna Sandomierska) i Tyszowce (Grzęda Sokalska).

Badania sekwencji lessowo-glebowych przeprowadzono zgodnie z opracowaną metodyką. Po oczyszczeniu profili wykonano szczegółowy opis litologiczno-strukturalny oraz dokumentację rysunkową i fotograficzną. Próbki pobrano w interwałach 5-cio centymetrowych z pionowych ścian. W laboratorium wykonano oznaczenia składu granulometrycznego (dyfraktometria laserowa), podatności magnetycznej, zawartości węglanu wapnia i substancji humusowych. Oznaczono skład geochemiczny (spektrofotometr absorpcji atomowej AAS Avanta Σ). Przeprowadzono oznaczenia wieku metodami OSL i Post-IR IRSL oraz metodą radiowęglową.

Jednostki lito-pedostratygraficzne w badanych sukcesjach lessowo-glebowych zostały oznaczone symbolami stosowanymi w stanowiskach lessowych Chińskiej Wyżyny Lessowej (Kukla i An 1989) zmodyfikowanymi później przez Marković'a i współautorów (2008, 2015).

W każdej z badanych sekwencji wyróżniono pięć jednostek lito-pedostratygraficznych wykształconych w późnym plejstocenie i holocenie: trzy jednostki glebowe (S0, L1SS1, S1) oraz dwie jednostki lessowe (L1LL1, L1LL2). Nawiązując do schematu Maruszczaka (1991a, 2001a) gleba S0 odpowiada glebie współczesnej GH, pedokompleks L1SS1 można korelować z glebą Gi/LMd, a pedokompleks S1 z zespołem gleb kopalnych Gi+GJ1. Jednostka lessowa L1LL1 odpowiada lessom LMg i LMs, a lessy L1LL2 najprawdopodobniej lessom LMd i LMn.

Wyróżnione jednostki lessowo-glebowe charakteryzują się określonymi cechami lito-pedostratygraficznymi, które potwierdzają zasadność ich wydzielenia. Szczególnie obiecująco przedstawiają się rezultaty zastosowania kryterium chemostratygraficznego (Raczyk i in. 2015). W poziomach zmienionych przez procesy glebowe (S0, L1SS1 i S1) obserwuje się wyraźny wzrost wartości indeksów wietrzenia.

Dotychczasowe rezultaty badań wskazują, że sedymentacja lessów późnoplejstocенskich w Polsce nie była procesem ciągłym. Fazy depozycji pyłu eolicznego występowały głównie w dolnym i

górnym plenivistulianie (MIS 4 i 2). W okresach cieplejszych (MIS 5 i 3) tempo depozycji lessów było zredukowane niemal do zera. Nie znaleziono dowodów potwierdzających znaczącą depozycję lessów w środkowym pleniglacie ostatniego zlodowacenia.

Rezultaty datowań wysokiej rozdzielczości wskazują na krótkie, lecz bardzo intensywne procesy depozycji pyłu eolicznego, które zachodziły najprawdopodobniej w bardzo surowych warunkach klimatycznych, przy silnie zubożonej pokrywie roślinnej. Potwierdzeniem takiej interpretacji jest powszechne występowanie pierwotnej laminacji i smugowania, szczególnie charakterystyczne dla lessów L1LL1.

Literatura:

- JERSAK, J., 1973. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 32: 142 pp.
- KUKLA, G.J., AN, Z.S., 1989. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 203-225.
- MARKOVIC, S.B., BOKHORST, M.P., VANDENBERGHE, J., MCCOY, W.D., OCHES, E.A., HAMBACH, U., 2008. Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. *Journal of Quaternary Science*, 23, 73-84.
- MARKOVIĆ, S.B., STEVENS, T., KUKLA, G.J., HAMBACH, U., FITZSIMMONS, K.E., GIBBARD, PH., BUGGLE, B., ZECH, M., GUO, Z., HAO, Q., WU, H., O'HARA-DHAND, K., SMALLEY, I.J., UJVARI, G., SUMEGI, P., TIMAR-GABOR, A., VERES, D., SIROCKO, F., VASILJEVIĆ, D.A., JARY, Z., SVENSSON, A., JOVIĆ, V., LEHMKUHL, F., KOVACS, J., SVIRCEV, Z., 2015. Danube loess stratigraphy – Towards a pan-European loess stratigraphic model, *Earth Science Reviews* 148, 228-258.
- MARUSZCZAK, H., 1987. Loesses in Poland, their Stratigraphy and Paleogeographical interpretation. *Annales UMCS, B, XLI* (1986), 15-54.
- MARUSZCZAK, H., 1991a. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Wyd. UMCS, Lublin, A, 13-35.
- MARUSZCZAK, H., (red.), 1991b. *Podstawowe profile lessów w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin, A 61; B 200; C 17.
- MARUSZCZAK, H., 2001a. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. W: Maruszczak, H., (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, Wyd. UMCS, Lublin, 17-29.
- MARUSZCZAK, H., (red.), 2001b. *Podstawowe profile lessów w Polsce II*. Wyd. UMCS, Lublin, 162 pp.
- RACZYK, J., JARY, Z., KORABIEWSKI, B., 2015. Geochemical properties of the Late Pleistocene loess-soil sequence in Dankowice (Niemcza-Strzelin Hills). *Landform Analysis* 29, 49-61.

**ŚLADY POBYTU ŁĄDOŁODU I PLEJSTOCENSKIE MARKERY STRATYGRAFICZNE
NA WSCHODNIM PRZEDKARPACIU (UKRAINA)**

Maria ŁANCZONT¹, Andriy BOGUCKI², Andriy YACYSHYN², Sławomir TERPIŁOWSKI¹, Anna ORŁOWSKA¹, Beata HOŁUB¹, Przemysław MROCZEK¹, Paweł ZIELIŃSKI¹, Maryna KOMAR^{3,4}, Barbara WORONKO⁵, Piotr KULESZA¹, Roman DMYTRUK²

¹Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin,

lanczont@poczta.umcs.lublin.pl, terpis@poczta.umcs.lublin.pl, anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl,
beata.holub@poczta.umcs.lublin.pl, loess@poczta.umcs.lublin.pl, pziel@poczta.umcs.lublin.pl,
piotr.kulesza@poczta.umcs.lublin.pl

²Ivan Franko National University, Department of Geomorphology and Palaeogeography,
Doroshenka Str. 41, 79000 Lviv, Ukraine,

pleistocene@ukr.net, jacyshyn@yahoo.com, dmytruk_roman@yahoo.com

³National Museum of Natural History, National Academy of Sciences of Ukraine,
B. Khmelnytsky 15 Str., 01601, Kyiv, Ukraine,
maryna.kom@gmail.com

⁴Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine,
O. Gonchar Str. 55-b, 01054 Kyiv, Ukraine

⁵Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
bworonko@uw.edu.pl

W referacie prezentowany jest problem wieku i warunków powstania osadów glacialnych, złożonych przez łądolód skandynawski, które nielicznie występują na obszarze Wschodniego Przedkarpacia, w jego części odwadnianej przez Dniestr i jego dopływy (zlewisko Morza Czarnego). Są to w skali Europy Środkowej najdalej ku SE wysunięte ślady pobytu łądolodu, zachowane punktowo jako glina zwałowa i głązy narzutowe oraz depozyty glacialne i glacialne, występujące w przedziale wysokości zdefiniowanym przez powierzchnię plejstoceniczną teras VI (dolny plejstocen) i V (środkowy plejstocen). Osady te spełniają rolę markera stratygraficznego w czwartorzędowej pokrywie, sytuując się pomiędzy osadami fluwialnymi (poniżej) a lessami (powyżej), a nawet występują jako osad międzylessowy. Zastosowano zespół metod badawczych obejmujących kartowanie geomorfologiczne oraz analizy: sedymentologiczne, litologiczne, mikromorfologiczne, paleopedologiczne, paleontologiczne oraz datowania metodą TL. W wyniku przeprowadzonych prac odtworzono ważne etapy morfogenezy i styl nasunięcia tego łądolodu w najdalszym zasięgu określonym jako glacializacja samborska. Wykazano, że w fazie anaglacialnej Dniestr funkcjonował jako rzeka meandrująca w krajobrazie peryglacialnym. Następnie w krajobrazie strefy marginalnej łądolodu istotną rolę odgrywały efemeryczne jeziora zaporowe, których ślady zachowane są w poziomie terasy VI, ostatecznie przykryte przez łądolód. W świetle analiz paleobotanicznych w otoczeniu jezior występowała roślinność tundrowa i stepowa z drzewami. Czas zlodowacenia przypadający na MIS 12 (Elsterian II = Sanian 2 = Okanian) jest potwierdzony przez pełną sekwencję lessów i gleb kopalnych środkowego i młodszego plejstocenu, z których najstarsza gleba (Sokal = Holstein = MIS 11), rozwinięta jest bezpośrednio na osadach glacialnych. Ustalenia te wspierają licznie wyniki datowań termoluminescencyjnych tak gleb kopalnych oraz lessów jak i osadów glacialnych.

WERYFIKACJA USTALEŃ LITOGENETYCZNYCH I CHRONOSTRATYGRAFICZNYCH OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH W REJONIE DALESZYC (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE)

Małgorzata LUDWIKOWSKA-KĘDZIA

Instytut Geografii UJK w Kielcach

Weryfikacja ustaleń litogenetycznych i chronostratygraficznych zróżnicowanych facjalnie osadów czwartorzędowych centralnej części Gór Świętokrzyskich należy do jednego ze szczególnie istotnych problemów badawczych paleogeografii czwartorzędu regionu, bowiem wiele poglądów utrwalonych w literaturze regionalnej dotyczących tego zagadnienia, ma bardziej charakter konceptualny, niż oparty na udokumentowanych faktach.

Badania weryfikacyjne osadów czwartorzędowych w okolicy Daleszyc w centralnej części Gór Świętokrzyskich, które zostały opracowane przez Łyczewską (1971), w oparciu o materiały archiwalne Czarnockiego (1950) i Filonowicza (1972), z uzupełnieniem Lindnera (1984), przeprowadzono na podstawie szczegółowej analizy profili otworów wierceń Jabłonna UJK-1 i Słopiec UJK-2, wykonanych w ramach realizacji projektu MNiSW N306 129337. Ich lokalizacja odpowiada archiwalnym wierceniom Jabłonna 6 (Czarnocki 1950) i Słopiec 16 (Filonowicz 1972). W obu otworach wierceń podłoże paleozoiczne zostało osiągnięte, odpowiednio na głębokości 51m i 58m. Wykonano je we wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej, (Filonowicz 1976), kieleckiej strefy fałdów (Konon 2008), w nawiązaniu do kopalnych paleoobniżen węglanowego podłoża podczwartorzędowego (Ludwikowska-Kędzia 2007) i plejstoceniowego, poligenicznego poziomu dolinnego kotliny Słopca Szlacheckiego (Wachecka-Kotkowska, Ludwikowska-Kędzia 2008). Jest to jedna ze stref najbardziej miększej pokrywy osadów czwartorzędowych centralnej części Gór Świętokrzyskich, reprezentująca „fację plejstocenu dolinnego” (Czarnocki 1950).

Analizy sedymentologiczne obejmowały cechy strukturalne (makro- i mikrostruktury) oraz teksturalne osadów (m.in. uziarnienie, skład mineralno-litologiczny, w tym skład minerałów ciężkich, stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu, zawartość węglanów). Ponadto, wykonano analizy geochemiczne (w zakresie składu pierwiastkowego), geofizyczne (oznaczenia podatności magnetycznej, termoanaliza), palinologiczne oraz datowania OSL.

W profilach osadów obu otworów wiertniczych Jabłonna UJK-1 i Słopiec UJK-2, zaproponowano wyróżnienie pięciu głównych litologiczno-genetycznych serii osadów (w kolejności od spągu ku górze profili): I. zwietrzelinowy skał podłoża (WB) i/lub żwirowisk skał lokalnych (GB); II. zbiornikowy (R), III. fluwioeoliczny (FA), IV. glacialny (GL) oraz V. poligeniczny (P)

I. kompleks GB/WB (miąższość 1-4m) tworzą dobrze obtoczone żwiry i sporadycznie ostrokrawędziste fragmenty lokalnych skał podłoża (głównie dewońskie wapienie, lidyty), bez udziału materiału skandynawskiego). Osady te łączy się z warunkami preglacialnego i/lub eoplejstoceniowego zasypania głęboko wyerodowanych dolin rzecznych (Filonowicz 1972), ale wydaje się, że geneza obniżen nie jest typowo fluwialna lecz krasowa, fluwiokrasowa. stąd wiek osadów jest dyskusyjny.

II. kompleks R (miąższość 10-15m) jest reprezentowany przez serię szarych i szarzielonych, węglanowych mułów (w środkowej części serii z uwęglonym detrytusem roślinnym) wraz z licznymi przewarstwieniami piasków. Przyjmuje się, że źródłem osadów mogły być: lessy, zwietrzeliny skał lokalnych i osady glacialne (Czarnocki 1931, Filonowicz 1972, Lindner 1984, s.121), a także ility krakowieckie (Filonowicz 1972, s. 114). Wiąże się go ze środowiskiem zbiorników zaporowych (i warunkami zboczowo-zastoiskowymi), które powstały wskutek podparcia niżej położonych odcinków dolin masami łądolodów południowopolskich (Lindner 1984; = san1(?) san 2(?) wg Lindner 2004). Przeprowadzone analizy osadów w profilach obu otworów wiertniczych pozwalają na sformułowanie kilku uwag: (1) potwierdzono zbiornikowe środowisko sedymentacji serii mułów i piasków, gdzie zespół struktur sedymentacyjnych wskazuje na oscylacyjny przebieg depozycji z trakcji i suspensji, zmiany prędkości prądu jak również koncentracji materiału dostarczanego do zbiornika, a mechanizmem transportu były przepływy prądów zawieszinowych oraz spływy grawitacyjne, (2) źródłem osadów są przede wszystkim zwietrzeliny lokalnych skał podłoża, a spąg serii (w zakresie cech składu mineralno-litologicznego, stopnia obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu) wykazuje związek z osadami morskimi, co potwierdzają wstępne wyniki analizy palinologicznej (badania nie

zostały zakończone), tj. występowanie taksonów środowisk morskich (szelfu) jak i lądowych, głównie paleogeńskich i neogeńskich ale także kredowych i czwartorzędowych, (3) obecność greigitu i framboidów pirytowych wskazuje na okresowe warunki beztlenowe w zbiorniku, (4) wzrosty wahań wartości podatności magnetycznej sugerują okresową dostawę materiału detrytycznego do zbiornika, prawdopodobnie wskutek ożywienia procesów erozyjnych/denudacyjnych, które potwierdza również obecność licznych ziaren krystalicznych węglanów z domieszką związków żelaza, (uruchamianie zwietrzelin skał podłoża), (5) seria jest zapisem cyklicznego przyrastania osadów w zbiorniku, a jej górna część rejestruje wzrost energii ośrodka transportującego osad do zbiornika, zmianę źródeł dostawy materiału detrytycznego (fluwialnego i eolicznego) oraz stopniowy zanik zbiornika. Uszczegółowienie charakterystycznych cech osadów serii R jest bardzo istotne w regionie, pozwoli uniknąć przypisywania jej pozycji stratygraficznej, seriom mułków odsłaniających się we współczesnych korytach rzek świętokrzyskich centralnej części Gór Świętokrzyskich. Jak wykazano mułki te, uznawane za południowopolskie, są holoceniowe, późnoglacialne, vistuliańskie i reprezentują facje pozakorytową rzek krętych (Ludwikowska-Kędzia 2000).

III. kompleks AF (miąższość do 8m) jest reprezentowany przez stosunkowo miększą serię piasków, którą charakteryzuje (1) bardzo wysoka frekwencja ziaren kwarcu typu RM i EM/RM (70-90%), (2) dominacja minerałów odpornych na wietrzenie (głównie: cyrkon, staurolit, turmalin, kyanit) przy znaczącym udziale granatów oraz amfiboli i piroksenów, (3) współwystępowanie ziaren kryształów węglanów z wrostkami związków żelaza (21-54% wszystkich oznaczonych minerałów ciężkich). Seria ta a) może być zapisem zmian warunków klimatycznych i/lub tektonicznych sprzyjających ożywieniu energetycznemu lokalnego środowiska fluwialnego i być traktowana jako zapis regionalnej/lokalnej fazy erozji lub akumulacji, w zależności od lokalizacji serii AF w profilu podłużnym rzeki i wielkości przestrzeni akomodacji, b) dowodzić warunków uruchamiania i włączania w obieg lokalnych zwietrzelin skał podłoża (osadów serii WB) i/lub osadów eolicznych), c) rejestrować warunki środowiskowe np. peryglacialne, sprzyjające intensyfikacji procesów eolicznych, a w przypadku wykazania związku cech litologicznych spągu bezpośrednio nadległego diamiktonu z serią AF, również wnosić o tego typu warunkach poprzedzających glację obszaru (por. Woronko 2012). Wydaje się, że wyraźna dwoistość źródeł pochodzenia osadów serii AF (eoliczna - fluwialna) może mieć znaczenie w regionalnej korelacji osadów czwartorzędowych.

IV. Kompleks glacialny (GL) (miąższość 12-18m) tworzą zróżnicowane facjalnie osady: dwa lub trzy poziomy diamiktonów (dolny, środkowy i górny), rozdzielone seriami piasków i żwirów piaszczystych, rytmitów oraz zdeformowanych debrytów (serii pyłów piaszczystych i ilów). Podstawą regionalnych ustaleń litostratygraficznych są gliny zwałowe - diamiktony (Czarnecki 1927, 1931), ale ich pozycja stratygraficzna w centralnej części Gór Świętokrzyskich jest dyskusyjna. W rejonie Daleszyc wyróżnia się dwa głównie poziomy diamiktonów, które wiąże się ze zlodowaceniem(-ami) południowopolskim(-imi) (Łyczewska 1971, Lindner 1984) (= san1 lub san2 wg Lindner 2004). Zasadnicze cechy kompleksu glacialnego wynikające z przeprowadzonych analiz to: (1) wielocykliczność akumulacji i powtarzalność typów litofacjalnych osadów, (2) źródłem osadów (w zakresie składu mineralno-litologicznego) są lokalne zwietrzliny skał podłoża - bogate w minerały odporne, co jest cechą tła mineralogicznego osadów czwartorzędowych w centralnej części Gór Świętokrzyskich (Ludwikowska-Kędzia 2013) - wzbogacane w allochtoniczny materiał, zawierający amfibole, granaty i pirokseny, (3) diamiktony charakteryzuje a) skokowy spadek dostępności zwietrzelin podłoża w górę profilu wierceń i równomierne wzbogacanie diamiktonów w świeży materiał zwietrzelinowy, rejestrowane m.in. zmianami wartości wskaźnika wietrzeniowego wg Racinowskiego i Rzechowskiego (1969), b) krótka droga transportu, mała dynamika ośrodka transportującego osad, c) w górnych częściach poziomów diamiktonu środkowego i górnego zarejestrowano zapis procesów wietrzeniowych i/lub procesów redepozycji, udokumentowany zmianami wartości indeksu chemicznych zmian Nesbitta i Younga (1982) (CIA) i chemicznego indeksu wietrzenia Harnois'a (1988) (CIW) (Kubala-Kukuś i in. 2011), d) występowanie (makroskopowo i w szlifach) granitoidów skandynawskich w szkielecie ziarnowym tylko w górnym diamiktonie oraz powszechna we wszystkich poziomach diamiktonów obecność węglanowych bioklastów i litoklastów – głównie węglanowych skał mioceniowych oraz dolomitów, (4) powstanie zbiorników i depozycja osadów drobnofrakcyjnych, rytmitów pyłowo-ilastych, można wiązać nie tylko z zatamowaniem odpływu wód w warunkach transgresji lodowców do wnętrza gór ale przede wszystkim z warunkami wytapiania brył martwego lodu lub z etapem recesji/stagnowania lodowca,

którym sprzyjają lokalne cechy kopalnej rzeźby krasowej oraz usytuowanie w dnie kotlinowatego obniżenia; powstanie deformacji rytmitów należy odnieść do etapu depozycji górnego diamiktonu, zalegającego w najwyższej pozycji hipsometrycznej, (5) trudno jednoznacznie rozdzielić i określić przynależność serii piaszczystych i żwirowo-piaszczystych do środowisk: fluwioglacjalnego lub fluwialnego interglacjalnego. Uzyskane wyniki analizy osadów serii glacialne GL przeprowadzone z zastosowaniem kompleksowego zespołu metod pozwalają na uchwycenie ich cech diagnostycznych, dających tym samym szansę na przestrzenną i pionową korelację tego typu osadów w regionie.

V. kompleks poligeniczny (P) (miąższość 6-15m) składa się z naprzemiennych serii piasków i mułów (profil wiercenia Słopiec UJK-2) lub piasków i żwirów piaszczystych (Jabłonna UJK-1). Cechy jego składu mineralno-litologicznego i zróżnicowanie litofacjalne są zależne od lokalizacji względem powierzchniowych form rzeźby dna kotliny. W strefach uformowanych dolin rzecznych (wiercenie Słopiec UJK-2), serię P reprezentują osady typowe dla środowiska fluwialnego, facji korytowej i pozakorytowej, zazębiające się z osadami stokowymi i eolicznymi. Natomiast w strefach międziodolinnych (Jabłonna UJK-1), seria P jest wyrażona osadami glacialnymi, które choć dziedziczą cechy osadów pierwotnego środowiska sedimentacyjnego (glacialnego i/lub fluwioglacjalnego) to jednak noszą ślady oddziaływania peryglacialnych procesów wietrzeniowych i denudacyjnych. Powszechne są więc w osadach kompleksu P deformacje typu inwolucji, związane z funkcjonowaniem układów niestatecznego warstwowania gęstościowego (Cegła, Dżułyński 1970), występowanie porwaków zamrożonego osadu inkorporowanych w osady fluwialne lub stokowe.

Zgodnie z wynikami datowań OSL osadów z wierceń Jabłonna UJK-1 i Słopiec UJK-2, akumulację kompleksu fluwieolicznego (AF) i glacialnego (GL) należy wiązać z kompleksem zlodowaceń środkowopolskich - zlodowacenie krzna (MIS 8), interglacja lublin (MIS 7) i zlodowacenie odra (MIS 6), natomiast kompleksu poligenicznego (P) z okresem zlodowacenia odra (MIS 6), interglacja eem (MIS 5e) i zlodowacenia wisła (MIS 2-5d) (zgodnie z Lindner (2004), Linder, Marks (2012).

Przedstawione powyżej wyniki badań w zakresie litogenezy i chronostratygrafii osadów czwartorzędowych w rejonie Daleszyc potwierdzają ale także stawiają w nowym świetle dotychczasowe ustalenia paleogeografii czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. Wydaje się, że mogą stanowić podstawę do szerszej dyskusji nad uwarunkowaniami i przebiegiem czwartorzędowego etapu ewolucji morfologicznej centralnej części Gór Świętokrzyskich.

Literatura:

- CEGŁA, J., DŻUŁYŃSKI, S., 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacialnym. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 124, 17-40.
- CZARNOCKI, J., 1927. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego* 17, 18-21.
- CZARNOCKI, J., 1931. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 7, 82-105.
- Czarnecki, J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 1, 1-404.
- FILONOWICZ P., 1972. Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 42/1, 105-117.
- FILONOWICZ, P., 1976. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, ark. Daleszyce. Warszawa, 1-77.
- HARNOIS, L., 1988. CIW Index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- KONON, A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski — Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Przegląd Geologiczny* 56, 921-926.
- KUBALA-KUKUŚ, A., LUDWIKOWSKA-KĘDZIA, M., BANAŚ, D., BRAZIEWICZ, J., MAJEWSKA, U., PAJEK, M., WUDARCZYK-MOĆKO, J., 2013. Application of the X-ray fluorescence analysis and X-ray diffraction in geochemical studies of the Pleistocene tills from Holy Cross Mountains. *Radiation Physics and Chemistry* 93, 92-98
- LINDNER, L., 1984. Region świętokrzyski. [W:] Mojski J.E. (red.) *Budowa Geologiczna Polski, tom 1, Stratygrafia, część 3b, Kenozoik - czwartorzęd*. Wyd. Geol, 33-35, 65-73, 113-145, 255-286, 326-330.

- LINDNER, L., 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach* 13, 7-31.
- LINDNER L., MARKS L., 2012. O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Przegląd Geologiczny* 60, 36-45.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA, M., 2000. Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie. *Wyd. Dialog, Warsaw*, 1-180.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA, M., 2007. Uwagi o budowie i wieku plejstocenijskich teras doliny rzeki Belnianki na odcinku Smyków – Słupiec Szlachecki (Góry Świętokrzyskie). (w:) Smolska E., Giritat D., (red.). *Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady*. UW WGiSR, Warszawa, 269-286.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA, M., 2013. The assemblages of transparent heavy minerals in Quaternary sediments of the Kielce-Łagów Valley (Holy Cross Mountains, Poland). *Geologos* 19, 95-129.
- ŁYCZEWSKA, J., 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. [W:] *Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*. *Prace Inst. Geol.*, t. LXIV, 5-86.
- Nesbitt H.W., Young G.M., 1982 – Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- RACINOWSKI, R., RZECHOWSKI, J., 1969. Minerale ciężkie w glinach zwałowych Polski środkowej, *Kwart.Geol.* 13 (2).
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., LUDWIKOWSKA-KĘDZIA, M., 2008. Plenivistuliański poziom wysoki w dolinach rzek Luciąży (Równina Piotrkowska/Wzgórza Radomszczańskie) i Belnianki (Góry Świętokrzyskie) - porównanie cech strukturalnych i teksturalnych osadów. *Acta Geographica Lodziensia* 93, 107-133.
- WORONKO, B., 2012. Zapis procesów eolicznych w osadach piaszczystych plejstocenu na wybranych obszarach polski środkowej i północno-wschodniej. *uniwersytet Warszawski*, 1-130.

**ZRÓŻNICOWANIE LITOLOGICZNE WYPEŁNIEŃ ZAGŁĘBIEŃ BEZODPŁYWOWYCH OBSZARU
WZNIESIEŃ ŁÓDZKICH JAKO EFEKT ICH UWARUNKOWAŃ GENETYCZNYCH**

Aleksandra MAJECKA¹, Jacek FORYSIAK², Leszek MARKS¹, Anna TOŁOCZKO-PASEK¹

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski,
al. Żwirki i Wigury 93, 02-098 Warszawa

a.majecka@uw.edu.pl; leszek.marks@uw.edu.pl; atoloczko@student.uw.edu.pl

²Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

Małe zagłębienia bezodpływowe są powszechnym elementem rzeźby terenu Centralnej Polski, których geneza w większości jest wiązana z wytapianiem brył martwego lodu w fazie zaawansowanej recesji lądolodu stadiału warty zlodowacenia odry. Badaniami objęto poligony testowe w obszarze Wysoczyzny Łódzkiej, w stanowiskach: Józefów, Rogów, Pieńki Bielańskie i odniesiono do rozpoznanych wcześniej w obszarze zespołu zagłębień Żabieniec (Twardy i in. 2010). Analiza wykazała znaczne zróżnicowanie osadów, wynikające z ich różnego wieku i genezy. W kilku ze zbadanych stanowisk nie zawiera osadów biogenicznych interglacjału eemskiego. Na podstawie wskaźnika wieku osadów wypełniających kopalne zagłębienia wyróżniono formy o genezie wytopiskowej oraz genetycznie złożone – wypełnione przed interglacjałem eemskim i wtórnie pogłębione prawdopodobnie w wyniku wytapiania lodu gruntowego w warunkach termokrasu, w okresie lodowacenia wisły. Na podstawie cech litologicznych osadów oraz analizy porównawczej z osadami z regionu, w badanych obszarach testowych wyróżniono 4 zespoły litologiczne, obejmujące osady podścielające oraz wypełniające zagłębienia bezodpływowe, odpowiadające głównym etapom morfoklimatycznym, które miały miejsce po ustąpieniu lądolodu warciańskiego. Są to: osady glacialne stadiału warty (1), utwory peryglacialne schyłku okresu warciańskiego (2), biogeniczne osady interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu (3), osady peryglacialne plenivistulianu (4).

Zbiorniki posiadające wypełnienie złożone z osadów wszystkich zespołów litologicznych powstały w schyłku warty i stanowiły obiekt akumulacji utworów mineralnych i biogenicznych w zmieniających się warunkach klimatycznych i zmiennym tempie denudacji zlewni zbiorników. Udokumentowano również obiekty bez wypełnień biogenicznych, eemskich. Niektóre misy, zwłaszcza te położone w dolnych strefach stoków mogły ulec znacznemu wypełnieniu już w schyłku warty (Majecka i in. 2016). Inne uległy pogłębieniu po interglacjale eemskim i wówczas powstały w nich warunki do akumulacji w vistulianie.–Stanowisko w Józefowie z udokumentowanymi licznymi strukturami peryglacialnymi wskazującymi na procesy termokasowe (Dylik 1967), pozwala wysunąć hipotezę że także wśród badanych stanowisk mogą być takie, których genezę należy łączyć z procesami termokrasowymi w vistulianie.

Badania finansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki (DEC-2014/15/B/ST10/03809)

ZMIANY KLIMATU W MŁODSZEJ CZĘŚCI PLEJSTOCENU ŚRODKOWEGO W POLSCE

Leszek MARKS

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

Młodsza część plejstocenu środkowego w Europie Środkowej i Wschodniej obejmuje przedział czasu 424-130 ka BP (Lisiecki, Ramo 2005) i jest w większości bardzo słabo rozpoznana pod względem stratygraficznym, paleogeograficznym i paleoklimatycznym. Zwykle poszczególne jednostki stratygraficzne z tego okresu są wiązane z konkretnymi stadiami izotopowymi (MIS 11-6), co nie zawsze jest w pełni uzasadnione. W Polsce młodsza część plejstocenu środkowego jest określana mianem kompleksu środkowopolskiego, a w jego skład wchodzi szereg jednostek ciepłych i zimnych o różnym rodowodzie historycznym (Lindner i in., 2013) i jednocześnie o bardzo zróżnicowanej i często niekompletnej lub wątpliwej dokumentacji.

Bardzo poważnym utrudnieniem jest brak wiarygodnej metody datowania osadów tego okresu, co utrudnia wzajemne korelacje jednostek stratygraficznych wyróżnionych w kluczowych profilach. Zręby dzisiejszego schematu stratygraficznego dla plejstocenu środkowego w Polsce zostały ukształtowane 20-30 lat temu głównie w oparciu o wyniki datowania termoluminescencyjnego, co było uzasadnione w przypadku profili lessowych, natomiast wzbudziło ogromne zastrzeżenia w odniesieniu do osadów innych środowisk sedymentacyjnych, w tym przede wszystkim środowiska lodowcowego. Natomiast zasięg nowszej i równie popularnej metody OSL sięga jedynie około 200 ka BP, ale daty są często odmłodzone, a te, które dotyczą osadów starszych od interglacjału eemskiego są zwykle mało wiarygodne. Metoda paleomagnetyczna jak dotąd nie przyniosła efektów dla stratygrafii tego okresu, bo identyfikowane w tym czasie globalne epizody paleomagnetyczne (Valet, Meynadier, 1993) nie zostały stwierdzone w zbadanych profilach osadów z Europy Środkowej, z wyjątkiem niektórych profili lessowych (np. Nawrocki, Siennicka 1995). Równie nieudane były próby znalezienia w profilach polskich tefry, która jest obecna w profilach obejmujących osady z tego okresu w Niemczech i Francji (Reille, de Beaulieu 1995). Pozostałe metody datowania, w tym oparte na izotopach promieniotwórczych nie odgrywają praktycznie żadnej roli. Pewnym wyjściem mogłoby być wykorzystanie długich profili pyłkowych, które są znane z zachodniej i południowej Europy (np. Hammen van der i in., 1972; Reille, de Beaulieu 1995). W każdym z tych profili wyróżniono kilka po sobie następujących jednostek klimatostatygraficznych, co pozwoliło na uporządkowanie sukcesji epizodów paleogeograficznych, a tym samym na datowanie pośrednie kolejnych wydarzeń paleoklimatycznych. W Polsce stanowisk z długimi profilami pyłkowymi jest stosunkowo niewiele, a ponadto obejmują one w najlepszym przypadku zaledwie jedno stadium izotopowe i fragmenty obu sąsiednich.

Wszystko to sprawia, że korelacja jednostek stratygraficznych młodszej części plejstocenu środkowego w Polsce, a tym samym charakterystyka paleoklimatyczna tego okresu jest pełna luk. W miarę klarowna jest jedynie pozycja stratygraficzna interglacjału mazowieckiego (MIS 11), części bezpośrednio następującego po nim ochłodzenia (MIS 10) oraz większej części zlodowacenia odry (MIS 6). Stało się to możliwe przede wszystkim dzięki wiarygodnej korelacji krzywych stosunku izotopów tlenu w osadach jeziornych z obszaru Polski z krzywymi stosunku izotopów tlenu w osadach głębokomorskich (Nitychoruk i in., 2006) oraz z danymi paleoklimatycznymi będącymi rezultatem analizy spektrum pyłkowego osadów.

Ze względu na charakterystyczną sukcesję roślinności (np. wczesna faza *Taxus* z obecnością *Picea*, po której nastąpiła faza *Carpinus-Abies* z *Buxus*, *Fagus* i *Pterocarya*), korelacja biostratygraficzna interglacjału holsztyńskiego (MIS 11) nie budzi kontrowersji w Europie. W sukcesji tej w Europie Środkowej i Zachodniej zidentyfikowano ochłodzenie (*Older Holsteinian Oscillation* – OHO) około 410 ka BP, zaznaczone przez gwałtowny spadek zawartości pyłku *Corylus* i *Taxus*, czemu towarzyszy spadek zawartości pyłku innych drzew strefy umiarkowanej (np. *Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Fraxinus*), a częściowo również *Alnus* i *Picea* oraz silny wzrost zawartości pyłku *Pinus*, *Betula* i roślin zielnych (NAP), którym w niektórych stanowiskach towarzyszy wzrost zawartości pyłku *Larix*, *Juniperus* i *Picea* (Koutsodendris i in., 2012). OHO zaznacza się w spektrum pyłkowym interglacjału holsztyńskiego przed początkiem fazy *Carpinus-Abies* i kończy

rozprzestrzenianie *Taxus* w Europie Środkowej. Wykorzystywano OHO jako marker biostratygraficzny dla korelacji diagramów pyłkowych w Europie (m.in. Nitychoruk i in., 2006).

Rekonstrukcja temperatury w interglacjale holsztyńskim wykazuje trend rosnący i występowanie późnego optimum klimatycznego. Szczególnie rośnie średnia temperatura stycznia, a w mniejszym stopniu również lipca. Badania przeprowadzone na pograniczu polsko-białoruskim wskazują na zmniejszanie się kontynentalizmu ku wschodowi w okresie optimum klimatycznego. W czasie OHO średnia temperatura stycznia spadła w Europie Środkowej o $\sim 5^{\circ}\text{C}$, ale temperatura lipca nie uległa zmianie.

W okresie MIS 10 zaznacza się we wschodniej Polsce wyraźne i progresywne ochłodzenie, przerywane trzema ociepleniami o charakterze interstadialnym, a klimat ku wschodowi staje się bardziej surowy (kontynentalny).

Zastanawiający jest niedostatek danych paleoklimatycznych w Europie Środkowej ze stadiów izotopowych MIS 9, MIS 8 i MIS 7, chociaż takie informacje znane są z Europy Zachodniej, między innymi z Masywu Centralnego we Francji (Reille, de Beaulieu 1995). W Niemczech z MIS 9 korelowane jest interglacjalna sukcesja pyłkowa Reinsdorf w stanowisku Schöningen, a z MIS 7 seria interglacjalna w Wacken (Stephan 2014). W Polsce z MIS 9 i 7 związane są sukcesje roślinne ze Zbójna i Losów, jednakże ich pozycja stratygraficzna nadal nie jest pewna.

W rezultacie tych ograniczeń można podjąć próbę rekonstrukcji paleogeograficznej i w znacznie mniejszym stopniu paleoklimatycznej jedynie dla młodszej części MIS 6 (Lambeck 2006). Dla obszaru Polski są dowody na występowanie w tym czasie wieloletniej zmarzliny ciągłej, ale klimat był początkowo bardzo suchy, a warstwa czynna sięgała zaledwie do głębokości kilkudziesięciu centymetrów. Powstawały duże kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym, jednak rozwój procesów eolicznych był krótkotrwały. Dopiero podczas deglacjacji klimat stał się bardziej wilgotny (Marks i in., 2017).

Literatura:

- HAMMEN, T. VAN DER, WIJMSTRA, T.A., ZAGWIJN, W.H., 1972. The floral record of the Late Cenozoic of Europe. W: Turekian, K.K. (red.), The Late Cenozoic glacial ages, New Haven, Yale University Press, 391-424.
- KOUTSODENDRIS, A., PROSS, J., MÜLLER, U.C., BRAUER, A., FLETCHER, W.J., KÜHL, N., KIRILOVA, E.P., VERHAGEN, F.T.M., LÜCKE, A., LOTTER, A.F., 2012. A short-term climate oscillation during the Holsteinian interglacial (MIS 11c): An analogy to the 8.2ka climatic event? *Global and Planetary Change* 92-93, 224-235, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.05.011
- LAMBECK, K., PURCELL, A., FUNDER, S., KJÆR, K.H., LARSEN, E., MÖLLER, P., 2006. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. *Boreas* 35, 539-575.
- LINDNER, L., MARKS, L., NITA, M., 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International* 292, 113-123, doi.org/10.1016/j.quaint.2012.11.018
- LISIECKI, L.E., RAYMO, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20 (2), PA1003, doi:10.1029/2004PA001071
- 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., 2017. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2016.07.043 (in press).
- NAWROCKI, J., SIENNICKA-CHMIELEWSKA, A.E., 1996. Loess magnetism in the Odonów section (S Poland). *Geological Quarterly* 40, 2, 231-244.
- NITYCHORUK, J., BIŃKA, J., RUPPERT, H., SCHNEIDER, J., 2006. Holsteinian Interglacial = Marine Isotope Stage 11? *Quaternary Science Reviews* 25, 2678-2681.
- REILLE, M., DE BEAULIEU, J-L., 1995. Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, South-Central France. *Quaternary Research* 44, 205-215.
- STEPHAN, H-J., 2014. Climato-stratigraphic subdivision of the Pleistocene in Schleswig-Holstein, Germany and adjoining areas – status and problems. *E&G Quaternary Science Journal*, 63 (1), 3-18.
- VALET, J.P., MEYNADIER, L., 1993. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature* 336, 234-238.

**ZAPIS FAZ OSADNICTWA PREHISTORYCZNEGO W OSADACH JEZIORA MŁYNEK
NA POJEZIERZU IŁAWSKIM**

Jerzy NITYCHORUK¹, Krzysztof BIŃKA², Marta CHODYKA¹, Leszek MARKS²,
Anna ROGÓZ¹, Fabian WELC³, Abdelfattah ALI ZALAT⁴, Łukasz ZBUCKI¹

¹Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski

³Instytut Archeologii, Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego w Warszawie

⁴Faculty of Science, Tanta University, Egipt

Dotychczasowe wyniki badań geoarcheologicznych realizowanych przez Państwową Szkołę Wyższą im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej i Instytut Archeologii Uniwersytetu Kardynała Stefana Wyszyńskiego w Warszawie na obszarze Warmii i Mazur jednoznacznie wskazują, że zdecydowana większość dużych obiektów obrono-osadniczych została zlokalizowana w pobliżu jezior oraz rzek, co podnosiło nie tylko ich walory obronne ale również pozwalało na nieograniczony dostęp do wody oraz ciągów komunikacyjnych. Realizowane dotychczas badania i studia nad odtwarzaniem historii osadniczej Warmii i Mazur napotykały na podstawową trudność, tj. określenie długości trwania oraz intensywności faz zasiedlania tego obszaru, co nie tylko ma wpływ na rekonstrukcję mobilności ludzi, ale stwarza problem interpretacji przeznaczenia przebadanych dotychczas obiektów archeologicznych.

W ramach przeprowadzonych badań do projektu Narodowego Centrum Nauki okazało się, że najbardziej wartościowe dla rozpoznania długości okresu zasiedlenia są obiekty osadniczo-obronne zlokalizowane w bliskim sąsiedztwie niewielkich, bezodpływowych jezior, położonych obecnie w ustronnych nie zasiedlonych i niewielkim tylko stopniu zdegradowanych obszarach. Takie zespoły tj. stanowisko archeologiczne i jezioro, musiały w bardzo istotny sposób oddziaływać wzajemnie na siebie, czego odzwierciedleniem jest zapis antropopresji w osadach towarzyszącego obiektowi archeologicznemu jeziorach.

Z dotychczas wykonanych 4 wierceń osadów jeziora Młynek w Janikach Wielkich, pobrano 11 m rdzeni osadów jeziornych, głównie gytyi organogenicznej. Dla tych osadów wykonano podstawowe badania, na które złożyły się pomiary podatności magnetycznej, zawartość węgla organicznego (TOC), straty prażenia i analiza SEM/EDS. Dla rdzenia JW. 1/15 wykonano również analizę palinologiczną i diatomologiczną. Z opisu rdzenia JW 1/15 i JW 2/15 i przeprowadzonych analiz wynika, że w osadach jeziornych zanotowane są wyraźne zmiany, które można utożsamiać z momentami antropopresji możliwe, że połączonych ze zmianami klimatycznymi, powiązanych z wahaniami poziomu wód w jeziorze. W rdzeniu JW 1/15, o długości 3,5 m, wykonano 4 datowania radiowęglowe, pokazujące, że osady na głębokości 3,5 m powstawały w 257 roku BC. Stwierdzone w profilu zmiany litologiczne, geochemiczne, zawartości węgla organicznego oraz datowania radiowęglowe wskazują, że okres wczesnej aktywności ludzkiej w naszej erze, przypada na XI – XIII w. Pobrany rdzeń okazał się jednak zbyt krótki, żeby można było datować ślady wcześniejszych działań człowieka. Na podstawie dotychczasowych badań udało się stwierdzić bardzo wyraźne zmiany w rdzeniu z jeziora Młynek koło Janików Wielkich, odpowiadające przyjętym założeniom o wpływie człowieka i/lub klimatu na sedymentację w jeziorze. Te wstępne dane są bardzo interesujące ze względu na sedymentologiczne, paleoklimatyczne i archeologiczne. Zanotowane są w tym profilu ślady aktywności człowieka, pozwolą na określenie ich długości.

ZAŁOŻENIA MODELOWANIA NUMERYCZNEGO POWSTAWANIA STRUKTUR DEFORMACYJNYCH ZWIĄZANYCH Z FAŁĄ SEJSMICZNĄ

Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY, Małgorzata BRONIKOWSKA

Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
pisanka@amu.edu.pl; malgorzata.bronikowska@amu.edu.pl

Badania paleosejsmologiczne opierają się m.in. na rozpoznaniu geometrii deformacji sejsmicznych powstałych w wyniku przemieszczeń uskokowych oraz w efekcie upłynnienia i uwodnienia (ang. *liquefaction and fluidization*) osadów. 90% deformacyjnych struktur sejsmicznych powstaje w odległości nie większej niż 40 km od epicentrum (Galli, 2000), z czego zdecydowana większość, związana z magnitudą o sile 5-7, spotykana jest w odległości 20 km od epicentrum (Papadopoulos i Lefkopoulos 1993). Trzęsienia Ziemi o mniejszej magnitudzie mogą powodować upłynnienie osadu, lecz jedynie w bliskiej odległości od epicentrum. Przestrzenne zróżnicowanie i lateralne rozmieszczenie typu i wielkości sejsmicznych struktur deformacyjnych może być więc dobrym narzędziem do określenia lokalizacji głównych i aktywnych dysokacji (Alfaro i in., 2010) lub epicentrow głębokich trzęsień Ziemi.

Modelowanie numeryczne powstawania struktur deformacyjnych, utworzonych w wyniku wstrząsów sejsmicznych, wymaga zastosowania narzędzi pozwalających na rozwiązywanie problemów dynamiki ośrodków ciągłych. Narzędziem służącym do modelowania przepływu płynów w pełnym zakresie prędkości są tzw. hydrokody, czyli programy komputerowe wykorzystujące zasady zachowania masy, pędu oraz energii w opisie makroskopowym oraz równania stanu wiążące ciśnienie z gęstością i energią wewnętrzną materiału (Anderson, 1987). Są one szczególnie przydatne w poszukiwaniu opisu układów dynamicznych, w których główną rolę odgrywa propagacja fali szokowej (ang. *shock wave*), zaś rozwiązania analityczne są niedostępne ze względu na nieliniowość równań (Hirt i in. 1974).

W celu odtworzenia procesów prowadzących do powstawania struktur deformacyjnych obserwowanych w otoczeniu basenu Morza Bałtyckiego użyty zostanie zmodyfikowany program iSALE2D (Wünnemann i in. 2006). Kod ten bazuje na algorytmie rozwiązywania równań różniczkowych będących modyfikacją algorytmu skończonych różnic, użytych po raz pierwszy w programie SALE (Amsden i in. 1980).

W ramach prowadzonego modelowania numerycznego będzie można odtworzyć proces powstawania struktur deformacyjnych w początkowej i zaawansowanej fazie propagacji fali szokowej. Planuje się również opisanie rozkładu przestrzennego modelowych struktur w funkcji ich odległości od epicentrum. Wyniki modelowania numerycznego będą walidowane przez dostępne opisy eksperymentów laboratoryjnych (Owen, 1996). Pomogą one również w interpretacji danych zebranych podczas prac terenowych.

Prace badawcze finansowane są z Narodowego Centrum Nauki - projekt GREBAL nr 2015/19/B/ST10/00661.

Literatura:

ALFARO, P., GIBERT, L., MORETTI, M., GARCÍA-TORTOSA, F.J., SANZ DE GALDEANO, C., JESÚS GALINDO ZALDÍVAR, J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., 2010. The significance of giant seismites in the PlioPleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). *Terra Nova* 22, 172–179.

AMSDEN, A., RUPPEL, H., HIRT, C., 1980. SALE: A simplified ALE computer program for fluid flow at all speeds. Los Alamos National Laboratories Report, LA-8095:101p. Los Alamos, New Mexico: LANL.

ANDERSON, C. E., 1987. An overview of the theory of hydrocodes. *International Journal of Impact Engineering*, 5, 33-59

GALLI, P., 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics* 324, 169–187.

Referaty

- HIRT, C. W., AMSDEN, A. A., COOK, J. L., 1974. An arbitrary lagrangian-eulerian computing method for all flow speed. *J. Comput. Phys.*, 14, 227–253
- OWEN, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43, 279-293.
- PAPADOPOULOS, G.A., LEFKOPOULOS, G., 1993. Magnitude-Distance relation for liquefaction in soil from earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83, 925–938.
- RODRÍGUEZ-LOPEZ, J.P., MERLENDEZ, N., SORIA, A.R., LIESA, C.L., VAN LOON, A.J., 2007. Lateral variability of ancient seismites related to differences in sedimentary facies (the syn-rift Escucha Formation, mid-Cretaceous, Spain). *Sedimentary Geology* 201, 461–484.
- WÜNNEMANN, K., COLLINS, G., MELOSH, H., 2006. A strain-based porosity model for use in hydrocode simulations of impacts and implications for transient crater growth in porous targets. *Icarus*, 180:514-527.

POJEZIERZE EEMSKIE W ŚRODKOWEJ POLSCE

Małgorzata ROMAN

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
ul. Narutowicza 88, 90–139 Łódź
małgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

Przedstawiono aktualny stan rozpoznania stanowisk eemskich w środkowej Polsce oraz uwagi natury paleogeograficznej wynikające z analizy rozprzestrzenienia zbiorników eemskich w nawiązaniu do genezy mis jeziornych, charakteru ich wypełnień i paleoreliefu. Zestawiono 58 stanowisk z tego obszaru, które posiadają paleobotanicznie udokumentowane osady należące do interglacjału eemskiego, a także wyszczególniono kolejnych 30 miejsc występowania kopalnych osadów organogenicznych uznanych za eemskie (Roman, 2016). Stanowiska dotyczą zbiorników zapełnionych biogenicznymi i mineralnymi osadami jeziornymi oraz torfami znajdującymi się pod przykryciem osadów deluwialnych, fluwialnych, limnicznych, eolicznych bądź glacyfluwialnych, w przypadku zbiorników położonych w strefie ekstra- i proglaćjalnej, a także glin lodowcowych, w przypadku zbiorników znajdujących się w zasięgu ostatniego lądolodu. Są to najczęściej wypełnienia dawnych, utworzonych u schyłku zlodowacenia odry zagłębień o charakterze oczek wytopiskowych (ok. 90%), rzadziej rynien polodowcowych, a także wypełnienia starorzeczy rzek funkcjonujących podczas interglacjału. Nieliczne są zbiorniki, w których akumulacja osadów jeziorno-bagiennych trwała nieprzerwanie zarówno w interglacjale eemskim, jak i w następującym po nim chłodnym okresie vistulianu. Więcej uwagi poświęcono dwóm, bez wątpienia kluczowym stanowiskom, z uwagi na ciągłość sukcesji osadowej i zasięg czasowy zapisu od schyłku zlodowacenia odry (MIS 6), poprzez interglacjał eemski (MIS 5e), po koniec wczesnego vistulianu (MIS 5d-a) – stanowisko Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamełka, 1985), a nawet po stadiał Ebersdorf w środkowym plenivistulianie (MIS 3), jak w przypadku stanowiska Kubłowo (Roman, Balwierz, 2010; Niska, Roman, 2014; Mirosław-Grabowska i in., w druku).

Biorąc pod uwagę gęstość występowania kopalnych zbiorników jeziornych, poznana najpełniej w obszarze odkrywek bełchatowskich, w rejonie konińskim i na obszarze Łodzi, wskazano, że jest ona porównywalna z gęstością występowania jezior na pojezierzach północnej Polski. Można zatem mówić o pojezierzu eemskim. Południowa granica rozprzestrzenienia tego pojezierza odpowiada zasięgowi lądolodu poprzedzającego interglacjał eemski, czyli lądolodowi stadiału warty zlodowacenia odry (por. Bruj, Roman, 2007; Roman i in., 2014).

Analizując rozprzestrzenienie zbiorników eemskich w nawiązaniu do typu, charakteru wypełnień i położenia względem głównych elementów paleoreliefu (Roman, 2016) określono, że:

- Największe szanse zachowania i długotrwałego funkcjonowania miały zbiorniki położone w strefie wododziałowej, biegnącej w centralnej części Polski zgodnie z osią obszaru wyniesionego ponad 200 m n.p.m., określonego przez Dylikową (1973) Garbem Łódzkim. W podobnym układzie jak obecnie dział ten istniał na powierzchni przedeemskiej, zaś występujące tu zbiorniki pozostawały długo, jeśli w ogóle, w systemie zamkniętym i sporadycznie były włączane w (re)organizującą się w vistulianie sieć odpływu powierzchniowego (por. Turkowska, 1988, 2006, 2007; Klatkova, 1993);
- Kopalne zbiorniki o znacznym wydłużeniu i głębokości, których genezy można upatrywać w erozji wód subglacjalnych, zlokalizowane są na północ od łuku moren kutnowskich związanych z recesyjną fazą stadiału warty. To graniczenie przestrzenne występowania zagłębień typu rynnowego, może wskazywać, że system intensywnego drenażu subglacjalnego otworzył się dopiero podczas tej fazy;
- Treść paleobotaniczna z poszczególnych stanowisk, zwłaszcza tych położonych w północnej części obszaru, pozwala twierdzić, iż teren środkowej Polski w chłodnych stadiach wczesnego vistulianu (MIS 5d, MIS 5b) oraz na początku plenivistulianu (MIS 4) znajdował się na odległym przedpolu pokrywy lodowej (por. Tobolski, 1991; Stankowski i in., 1999; Roman, 2010; Roman, Balwierz, 2010; Roman i in., 2014; Marks i in., w druku).

Określono, na podstawie danych palinostratygraficznych, że zanik niektórych jezior polodowcowych mógł trwać nawet około 80 tys. lat (Roman, Balwierz, 2010; Roman 2016; Mirosław-Grabowska i in., w druku).

Literatura:

- BRUJ, M., ROMAN, M., 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 425: 27-34.
- DYLIKOWA, A., 1973. *Geografia Polski. Krainy geograficzne*. PZWS, Warszawa: 816 s.
- JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, M., 1985. Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53: 75 s.
- KLATKOWA, H., 1990. Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geographica Lodziensia*, 61: 7-17.
- MARKS, L., GAŁĄZKA, D., WORONKO, B., w druku. Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial stage in Poland. *Quaternary International* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.047>
- MIROŚLAW-GRABOWSKA, J., NISKA, M., ROMAN, M., w druku. Long (MIS 5e - 3) environmental history of a paleolake in central Poland recorded in the succession from Kubłowo. *Quaternary International* (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.027>
- NISKA, M., ROMAN, M., 2014. Development of the Kubłowo palaeolake, Central Poland, during the Eemian Interglacial as against subfossil Cladocera analysis – preliminary results. *Studia Quaternaria*, 31, 1: 31-37.
- ROMAN, M., 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geographica Lodziensia*, 96: 171 s.
- ROMAN, M., 2016. Pojezierze eemskie: uwagi o genezie i zaniku jezior polodowcowych centralnej Polski. *Acta Geographica Lodziensia*, 10: 11-25.
- ROMAN, M., BALWIERZ, Z., 2010. Eemian and Vistulian pollen sequence at Kubłowo (Central Poland): implications for the limit of the Last Glacial Maximum. *Geological Quarterly*, 54,1: 55-68.
- ROMAN, M., DZIEDUSZYŃSKA, D., PETERA-ZGANIACZ, J., 2014. Łódź Region and its northern vicinity under Vistulian Glaciation conditions. *Quaestiones Geographicae*, 54: 55-68.
- STANKOWSKI, W., BLUSZCZ, A., NITA, M., 1999. Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i luminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. W: A. Pazdur i in. (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*. WIND – J. Wojewoda: 87-112.
- TOBOLSKI, K., 1991. Biostratygrafia i paleoekologia interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły rejonu konińskiego. W: W. Stankowski (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Wyd. Nauk. im. A. Mickiewicza, Poznań: 45-87.
- TURKOWSKA, K., 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia*, 57: 157 s.
- TURKOWSKA, K., 2006. *Geomorfologia regionu łódzkiego*. Wyd. UŁ: 237 s.
- TURKOWSKA, K., 2007. Rzeźba i struktura wypełnień dolin górnej Mrogi i Mroźcy jako świadectwo polodowcowych etapów ewolucji międzyrzecza. *Acta Geographica Lodziensia*, 93: 87-105.

**DYSTRYBUCJA ŁODU W MARGINALNEJ CZĘŚCI ŁĄDOŁODU NA OBSZARZE
O ZRÓŻNICOWANEJ RZEźBIE PODŁOŻA,
PRZYKŁAD Z POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI KOTLINY RACIBORSKO-OŚWIĘCIMSKIEJ**

Tomasz SALAMON

Uniwersytet Śląski w Katowicach, Wydział Nauk o Ziemi
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
tomasz.salamon@us.edu.pl

Łądolód zlodowacenia sanu przed osiągnięciem linii maksymalnego zasięgu nasuwał się na zróżnicowany morfologicznie obszar przedpoła gór południowej Polski. Podłoże o takim ukształtowaniu bardzo silnie oddziaływało na dynamikę ruchu łądolodu powodując jednocześnie, że dystrybucja lodu do strefy marginalnej stawała się coraz bardziej złożona (por. Salamon, 2015). Jednym z obszarów, gdzie można prześledzić to zjawisko jest Płaskowyż Rybnicki. Badania prowadzono w stanowisku Łaziska znajdującym się w południowej części płaskowyżu (Salamon, 2017). Położenie stanowiska bezpośrednio na północnym zapleczu Kotliny Ostrawskiej sprawia, że wyniki badań dostarczają informacji na temat dystrybucji lodu w obrębie całego lobu, który uformował się w strefie występującej dalej na południe Bramy Morawskiej, gdzie łądolód osiągnął największy zasięg (Macoun and Králík, 199, Růžička, 2004; Mojski, 2005).

Płaskowyż Rybnicki to nieznacznie wyniesiony pagórkowaty obszar tworzący południową część położonej w strefie zapadliska przedgórskiego Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej, która dalej na południe przechodzi w rozległą Kotlinę Ostrawską (Fig. 1). Osiołą część badanego obszaru stanowi dolina Odry rozdzielająca Płaskowyż Rybnicki od Płaskowyżu Głubczyckiego występującego na przedpolu Sudetów Wschodnich. W kierunku SE Kotlina Raciborsko-Oświęcimska przechodzi w obszar pogórza karpackiego stanowiącego bezpośrednie przedpole Beskidów. Stanowisko badawcze znajduje się w najbardziej południowej części płaskowyżu w strefie kulminacyjnej międzydolinowego wzniesienia o wysokość ok. 40-50 m i niemal równoleżnikowym ukierunkowaniu. Badane wzgórze w całości zbudowane jest z ilów mioceńskich. W stanowisku powyżej ilastych skał podłoża stwierdzono glinę lodowcową o miąższości 3,5-4 m przykrytą warstwą osadów wodnolodowcowych (Salamon, 2017). Iły w cienkiej warstwie bezpośrednio pod gliną są zdeformowane. Obserwowano kilka nałożonych na siebie generacji struktur deformacyjnych. W glinie wyróżniono trzy warstwy. Pierwsza z nich o ograniczonym obocznym zasięgu z licznymi deformacjami typu plastycznego ma charakter gliny deformacyjnej. Drugą warstwę z nielicznymi piaszczystymi strukturami laminarnymi i rzadkimi deformacjami zinterpretowano jako glinę trakcyjną. Występujące w obrębie górnej warstwy laminy ilaste połączono z depozycją zawieszinową w subglacialnych kawernach. Sugerują one okresową stagnację łądolodu. Występujące w glinie liczne powierzchnie ścięcia wskazują z kolei na późniejsze kruche deformacje osadów i ponowne uaktywnienie łądolodu.

Badania wykazały, że w podłożu łądolodu występowało wysokie ciśnienie wody sprzyjające wyzwaniu bazalnych mechanizmów ruchu. Pomiary orientacji klastów i struktur kinematycznych wskazują, że lód stale płynął z zachodu równoległe do osi wzgórza. Niemał równoleżnikowy kierunek płynięcia lodu sugeruje, że łądolód charakteryzował się zróżnicowaną przestrzennie dynamiką ruchu. Lód do badanego obszaru nie był dostarczany bezpośrednio z kierunku północnego ponad Płaskowyżem Rybnickim lecz poprzez sąsiadującą z nim dolinę Odry. Ten względnie wąski nisko położony korytarz stanowił prawdopodobnie główną strefę tranzytu lodu dla całej Bramy Morawskiej. Lód przepływał doliną niewielkim strumieniem lodowym do północnej części Kotliny Ostrawskiej skąd rozpyływał się w różnych kierunkach sukcesywnie wypełniając kotlinę, a dalej całą Bramę Morawską. Dywergentny sposób dystrybucji lodu w obrębie Kotliny Ostrawskiej sugeruje względnie szybki przepływ lodu doliną Odry. Przestrzenne zróżnicowanie w dystrybucji lodu pozwala wnioskować, że na pozostałej części Płaskowyżu Rybnickiego łądolód prawdopodobnie odznaczał się mniejszą dynamiką ruchu. Drugim korytarzem szybko płynącego lodu była prawdopodobnie obszar paleodoliny Rudy znajdującej się na północ od Płaskowyżu Rybnickiego. Tędy następował przepływ lodu z północnej części Kotliny Raciborskiej w kierunku Kotliny Oświęcimskiej i dalej w stronę Pogórza Karpackiego. Główną przyczyną złożonego przestrzennie przepływu lodu do strefy marginalnej był awans łądolód po podłożu o coraz bardziej urozmaiconej rzeźbie. Tego typu podłoże

Referaty

wyzwalało zróżnicowane opory tarcia generujące silnie zmienne pole naprężeń w obrębie marginalnej części lądolodu. Przyczyniało się to do formowania pasywnych stref lodu za odpowiednio dużymi przeszkodami morfologicznymi oraz aktywnych stref płynącego lodu w obszarach generujących mniejsze opory przepływu.

Literatura:

MACOUN, J., KRÁLÍK, F., 1995. Glacial history of the Czech Republic. In: *Glacial Deposits in North-East Europe* (eds. J. Ehlers, S. Kozarski and P.L. Gibbard), 389–405. A.A. Balkema, Rotterdam-Brookfield.

MOJSKI, J.E., 2005. *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 404.

SALAMON, T., 2015. Development of the topography-controlled Upper Odra ice lobe (Scandinavian Ice Sheet) in the fore-mountain area of southern Poland during the Saalian glaciation. *Quaternary Science Reviews* 123, 1-15.

SALAMON, T., 2017. Elsterian ice sheet dynamics at a topographically varied area (southern part of the Racibórz-Oświęcim Basin and its vicinity, S Poland). *Geological Quarterly* 61 (2), 465-479.

RŮŽIČKA, M., 2004. The Pleistocene glaciation of Czechia. *Development in Quaternary Science*, 2, 27-34.

**WIEK I GENEZA OSADÓW FORMACJI BŁĄDZIKOWSKIEJ (POMORZE GDAŃSKIE)
W ŚWIETLE NAJNOWSZYCH BADAŃ**

Robert J. SOKOŁOWSKI

Uniwersytet Gdański, Zakład Geologii Morza, Gdańsk

Osady formacji błądzikowskiej zostały opisane na Pomorzu Gdańskim po raz pierwszy przez Skompskiego (1997). W/w autor zdefiniował te utwory jako rzeczne, powstałe podczas interglacjalu eemskiego. Taką pozycję stratygraficzną tych osadów wyznaczył na podstawie jednej ekspertyzy palinologicznej i jednej daty termoluminescencyjnej z osadów nadległych. Kierunek odpływu Skompski wyznaczył na N z odchyleniami ku NW i NE. Wychodnie tych osadów zostały zdefiniowane w klifie osłonińskim oraz rejonie wsi Błądzikowo (na S od Pucka), od której wzięły nazwę. Seria ta została skorelowana z utworami fluwialnymi wieku eemskiego wyróżnionymi przez Makowską (1986) nad dolną Wisłą.

W ostatnich latach podjęto badania wieku i genezy osadów formacji błądzikowskiej. Wynika to ze względu na stosunkowo wysokie położenie nad poziom morza, jak też kierunki odpływu przeciwne do położenia hipotetycznej zatoki morza eemskiego w rejonie Pomorza Gdańskiego. Również sam fakt rzadkiego występowania interglacjalnych serii fluwialnych, szczególnie w odsłonięciach, był motywacją do podjęcia tego wątku. Występowanie osadów formacji błądzikowskiej stwierdzono w szeregu nowych stanowisk badawczych na Pomorzu Gdańskim. Prowadzone szczegółowe badania sedymentologiczne, palinologiczne oraz datowania wieku osadów metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) pozwoliły zweryfikować wcześniejsze poglądy. Ich wyniki wskazują, że formacja błądzikowska powstawała w środowisku fluwialnym, ale głównie rzek meandrujących. Kierunek odpływu był skierowany bardziej na zachód, a depozycja zachodziła w stosunkowo wilgotnych, ale chłodnych warunkach klimatycznych, zbliżonych do klimatu borealnego. Natomiast wyniki datowań OSL wskazują, że depozycja tej serii osadowej nastąpiła wcześniej, gdyż podczas chłodniejszej części MIS 7, od około 230 do 190 tys. lat temu (Sokołowski in., *in press*). Uzyskane wyniki pozwalają na nowo zdefiniować pozycję stratygraficzną formacji błądzikowskiej i jej rolę w stratygrafii i paleogeografii Pomorza Gdańskiego w plejstocenie.

Literatura:

- MAKOWSKA, A., 1986. Morza plejstoceńskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia. Prace PIG 120, 1-74.
- SKOMPSKI, S., 1997. Eemska formacja błądzikowska pod Puckiem. Przegląd Geologiczny 45, 1279-1281.
- SOKOŁOWSKI, R.J., JANOWSKI, Ł., HRYNOWIECKA, A., MOŁODKOV, A., w druku - Causes of fluvial system evolution during the late middle Pleistocene (Marine Isotope Stage 7) – a case study from the Błądzikowo Formation, N Poland. Quaternary International.

POZIOMY GLACJALNE NA POBRZEŻU KASZUBSKIMPiotr Paweł WOŹNIAK¹, Piotr CZUBLA²¹Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii

Omawiany obszar w czasie kolejnych awansów lądolodu na teren Polski znajdował się zawsze pod rozrastającą się dalej na południe pokrywą lodową. Jednakże jedną z cech jego budowy geologicznej jest znaczna redukcja profilu osadów plejstoceńskich. Często nad osadami z neogenu zalegają jedynie dwie gliny lodowcowe, czasem tylko jedna. Jeśli młodszą z tych glin można wiązać z ostatnim lądolodem (stadiem głównym), wiek starszej, występującej niżej w ścianie klifu, jest niejednoznaczny. Na niepewność co do jej wieku wpływają: płatowe występowanie (brak ciągłego horyzontu), udział w rozległych deformacjach i położenie w zróżnicowanej pozycji hipsometrycznej. Brak przy tym rozstrzygających wyników datowań.

Pojawia się przy pytaniu: czy druga glina lodowcowa (licząc od góry) może być zapisem obecności w północnej Polsce lądolodu w środkowym vistulianie? Sprawa ta budzi dyskusję od wielu lat, podobnie jak kwestia tego, jak daleko na terenach w sąsiedztwie Doliny Dolnej Wisły w tym czasie mógł sięgnąć lądolód (np.: Drozdowski, 1986; Wysota, 2002; Makowska, 2009). Dane z obszaru objętego południowo-zachodnią częścią lądolodu fennoskandzkiego wskazują, że choć w środkowym vistulianie jego zasięg zmieniał się znacznie, obejmował co najmniej południowe wybrzeża Morza Bałtyckiego (m.in. Houmark-Nielsen, 2010; Hughes i in., 2016). Już wcześniej zakładano, że druga w profilu niektórych odcinków klifowych na Pobrzeżu Kaszubskim glina lodowcowa powstała w stadiale świecia (np.: Zaleszkiewicz i in., 2000; Kaulbarsz, 2005; Kaulbarsz i in., 2008), a nowsze badania zdają się potwierdzać taką koncepcję (Sokołowski 2014; Woźniak, Czubla, 2014). Warto dodać, że w północnej części Pobrzeża Kaszubskiego, w pozycji wskazującej na środkową część ostatniego glacjału, występują osady glacialimniczne (Skompski, 2001). Ich powstanie wiąże się ze zbiornikiem glacialimnicznym funkcjonującym w trakcie deglacjacji (Woźniak, Pisarska-Jamroży, 2016).

Omawiany obszar cechuje się specyficznym wykształceniem osadów glacialnych powstałych w stadiale głównym ostatniego zlodowacenia. Daleko na południe od niego występują samodzielne pokłady glin lodowcowych, reprezentujące fazy leszczyńską i poznańską (Wysota i in., 2009). Znacznie bliżej położony jest zasięg lądolodu w czasie fazy pomorskiej. Choć zasięg recesji lądolodu po nasunięciu w czasie każdej z tych faz pozostaje wciąż w sferze przypuszczeń (por. *op. cit.*), to można przyjąć, że Pobrzeże Kaszubskie pozostawało pod pokrywą lodową aż po okres deglacjacji po fazie pomorskiej, niezależnie od wahań zasięgu lądolodu. Skutkiem tego jest występowanie tu tylko jednego pokładu gliny lodowcowej ze stadiału głównego zlodowacenia wisły, ale często mającego złożony profil (Woźniak, Czubla, 2015, 2016). Pokład ten można dzielić na: część dolną, powstałą podczas maksymalnego nasunięcia oraz część górną, będącą zapisem bezpośredniej akumulacji glacialnej w trakcie fazy pomorskiej. Taki podział nie zawsze jest możliwy na podstawie jedynie cech makroskopowych. Aby go uzasadnić, niezbędne są analizy z dużą rozdzielczością w profilu pionowym gliny lodowcowej. Dzięki nim udało się udokumentować zapis zmian zasilania w materiał eratyczny oraz oddziaływania mas lodowych o różnym charakterze (w tym strumienia lodowego) i napływających z różnych kierunków.

Autorzy niniejszego opracowania przedstawiają również najnowsze podejście do problemu korelacji starszych glin lodowcowych na omawianym obszarze. W tym celu wykorzystali przede wszystkim wyniki badań ich składu petrograficznego. Ważną motywacją było udokumentowanie stanowiska, gdzie w ścianie klifu występują w superpozycji aż trzy gliny lodowcowe, co jest sytuacją wyjątkową na Pobrzeżu Kaszubskim. Rezultaty wykonanych prac wskazują, że izolowane pokłady gliny lodowcowej, zalegające poniżej gliny ze stadiału głównego, mogą reprezentować różne nasunięcia lądolodu. Znaczna ich część wydaje się być związana z awansem lądolodu w środkowej części zlodowacenia wisły. Jednakże uzyskane w wyniku datowań ramy czasowe powstania tego pokładu są na tyle szerokie, że nie można wykluczyć wiązania go ze starszym glacjałem.

Literatura:

- DROZDOWSKI, E., 1986. Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia Wistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Prace Geograficzne IG PAN* 146.
- HOUMARK-NIELSEN, M., 2010. Extent, age and dynamics of Marine isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic basin. *Boreas* 39, 343-359.
- HUGHES, A.L.C., GYLLENCREUTZ, R., LOHNE, R. S., MANGERUD, J., SVENDSEN, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1-45.
- KAULBARZ, D., 2005. Budowa geologiczna i glaci tektonika klifu orłowskiego w Gdyni. *Przegląd Geologiczny* 53 (7), 572-581.
- KAULBARZ, D., JURYS, L., KRAMARSKA, R., SŁODKOWSKA, B., 2008. Orłowo cliff – geology, glaci tectonics and palynological study of neogene deposits. W: Lisicki S. (red.), *Quaternary of the gulf of Gdańsk and Lower Vistula regions in Northern Poland: sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 91-92.
- MAKOWSKA, A., 2009. Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tle budowy osadów plejstoceniowych Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 437, 59-124.
- SKOMPSKI, S., 2001. Objąsnienia do szczególowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000, arkusz Puck. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- SOKOŁOWSKI R., 2014. Budowa geologiczna i analiza sedymentologiczna osadów klifu orłowskiego. W: Sokołowski R. J. (red.), *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*. Wydział Oceanografii i Geografii, Gdynia, 103-114.
- WOŹNIAK P.P., CZUBLA P., 2014. Nowe spojrzenie na gliny lodowcowe w Gdyni Orłowie. W: Sokołowski R.J. (red.), *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*. Wydział Oceanografii i Geografii, Gdynia, 115-122.
- WOŹNIAK, P.P., CZUBLA P., 2015. The Late Weichselian glacial record in northern Poland – A new look at debris transport routes by the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary International* 386, 3-17.
- WOŹNIAK, P.P., CZUBLA, P., 2016. Unravelling the complex nature of the Upper Weichselian till section at Gdynia Babie Doły, northern Poland. *Geologos* 22 (1), 15-32.
- WOŹNIAK, P.P., PISARSKA-JAMROŻY, M., 2016. Rzucewo – soft-sediment deformation structures in glaciolimnic sediments – different trigger mechanisms. W: Sokołowski R., Moskalewicz D. (red.), *Quaternary geology of north-central Poland: from the Baltic coast to the LGM limit*. University of Gdańsk, Gdańsk – Gdynia, 53-67.
- WYSOTA, W., 2002. Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisty w południowej części dolnego Powiśla. *Wyd. UMK, Toruń*.
- WYSOTA, W., MOLEWSKI, P., SOKOŁOWSKI, R., 2009. Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. *Quaternary International* 207, 26–41.
- ZALESZKIEWICZ, L., MASŁOWSKA, M., OLSZAK, I. J., KOSZKA-MAROŃ, D., MICHAŁOWSKA, M., 2000. Klif w Gdyni Orłowie. W: Uścińowicz, S. i Zachowicz, J. (red.), *Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, Gdańsk, 124-127.

KONTYNENTALIZM KLIMATYCZNY ZAPISANY W SUKCESJI FLUWIALNO-EOLICZNEJ W ŚRODKOWEJ CZĘŚCI EUROPEJSKIEGO PASA PIASZCZYSTEGO

Paweł ZIELIŃSKI¹, Robert J. SOKOŁOWSKI², Barbara WORONKO³,
Stanisław FEDOROWICZ⁴, Karol STANDZIKOWSKI¹

¹Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Uniwersytet M. Curie-Skłodowskiej, Lublin

²Zakład Geologii Morza, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

³Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

⁴Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Kontynentalizm klimatyczny determinuje zróżnicowane wykształcenie plejstocénskich osadów i form. W strefie sedymentacji lessów uwidacznia się wzrost zasięgu płatów lessowych w kierunku wschodnim i odmiennym wykształceniem sekwencji glebowo-lessowej we wschodniej i zachodniej części europejskiego pasa lessowego (Jary, 2007). Zaś w środowisku fluwialnym wyraża się to odmiennym rozwinięciem koryt w fazach przejściowych między glacjałem i interglacjałem (Zieliński i in., 2016).

Badania sukcesji fluwialno-eolicznej na obszarze Polski i zachodniej Ukrainy ze schyłku ostatniego zlodowacenia wykazały pewne różnice cech litologicznych i wieku badanych jednostek budujących tę sukcesję (Zieliński i in., 2015). Celem opracowania jest wskazanie uwarunkowań dokumentowanych różnic. Zostało to zrealizowane na podstawie: (i) studiów sedymentologicznych (analizy litofacjalnej, granulometrycznej, morfoskopowej, minerałów ciężkich), (ii) charakterystyki struktur kriogenicznych i poziomów glebowych, (iii) datowań luminescencyjnych badanych osadów i radiowęglowych poziomów glebowych.

Sukcesja fluwialno-eoliczna na całym badanym obszarze wykształcona jest podobnie. Różnice tkwią przede wszystkim w wieku procesów kształtujących poszczególne jednostki. Wiek struktur kriogenicznych we wschodniej części obszaru jest młodszy w stosunku do analogów w zachodniej. Podobnie młodsze daty uzyskane zostały z kompleksu fluwio-eolicznego, którego depozycja w części wschodniej rozpoczęła się pod koniec starszego dryasu lub w bøllingu, a skończyła przed allerødem, zaś w zachodniej w najstarszym dryasie. Wskazuje to na późniejszą degradację wieloletniej zmarzliny w części wschodniej badanego obszaru. Młodszy wiekiem charakteryzują się również eoliczne pokrywy piaszczysto-pylaste, które w części wschodniej tworzyły się podczas młodszego dryasu. Surowe warunki (niska wilgotność i temperatura powietrza) sprzyjały akumulacji badanych osadów, a młodszy wiek we wschodniej części może być następstwem kontynentalizmu klimatycznego.

Wskaźnikiem na kontynentalizm może być wzrost udziału wiatru z sektora wschodniego w kierunku wschodnim badanego obszaru. Można to łączyć z oddziaływaniem wschodnioeuropejskiego zimowego wyżu termicznego. Ponadto cyrkulacja wschodnia wpływa na spadek wilgotności klimatu, a to pośrednio indukuje rozwój procesów eolicznych. Zapis intensywności tych procesów jest wyrażony stopieniem eolizacji osadów, w tym w szczególności udziałem ziaren okrągłych matowych (najdłużej przebywających w środowisku eolicznym). Wartość ta rośnie we wschodnich stanowiskach terenu badań.

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

Literatura:

JARY, Z., 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstocénskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego UWroc., 1, 136 pp.

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.

Referaty

ZIELIŃSKI, T., TERPIŁOWSKI, S., ZIELIŃSKI, P., PIDEK, I.A., GODLEWSKA, A., CZUBLA, P., 2016. What was the interglacial river like? Sedimentological investigation of Holsteinian fluvial deposits in eastern Poland. *Geological Quarterly*, 60, 149-166.

ZNACZENIE REAMBULACJI SMGP NA PRZYKŁADZIE ARKUSZA PUŁTUSK

Tomasz KRZYWICKI

Arkusz Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 - Pułtusk (411) wykonany został przez Jadwigę Nowak w latach 1953-55 i opracowany w 1956 r. Mapa wydana przez ówczesny Instytut Geologiczny wydrukowana została offsetowo w r. 1959. Dopiero 10 lat później, w 1969 roku wydrukowane zostały objaśnienia do tego arkusza opracowane przez tą samą autorkę. Prace nad reambulacją arkusza Pułtusk podjęto w r. 2014 i kontynuowano do 2016. Obie realizacje dzieli ponad 60 lat. I przez ten czas wiele się zmieniło.

W latach 50. XX wieku:

1. na obszarze arkusza nie było ani jednego wiercenia przebijającego czwartorzęd, niemożliwe więc było zrobienie szkicu odkrytego ani przekrojów pokazujących budowę całego czwartorzędu.
 2. posługiwano się stratygrafią, która już jest dziś nieaktualna, m.in. dlatego, że wprowadza na mapie jednostki lokalne (faza Wierzbicy)
 3. lansowano (S.Z. Różycki) koncepcję rozwoju procesów glacialnych, zakładającą głównie frontalną deglacjację obszaru, co wiązało się z poszukiwaniem, trochę na siłę, form moren czołowych.
- Wydaje się ponadto, że kartowanie skarp i odsłoneń naturalnych w latach 50. XX w. było łatwiejsze, z uwagi na mniejsze pokrycie roślinnością. Skarpa doliny Narwi i dawne, teraz wyeksploatowane odkrywki są obecnie zarośnięte i niedostępne.

W czasie obecnej realizacji arkusza:

1. dysponowano 15 otworami dochodzącymi do podłoża czwartorzędu (w tym 4 zostały wykonane jako wiercenia kartograficzne),
2. stratygrafia, choć nadal odległa od najnowszych ustaleń, nie wprowadzała lokalnych jednostek,
3. nie kierowano się trendami, ani koncepcjami i nie szukano na siłę ciągów morenowych.

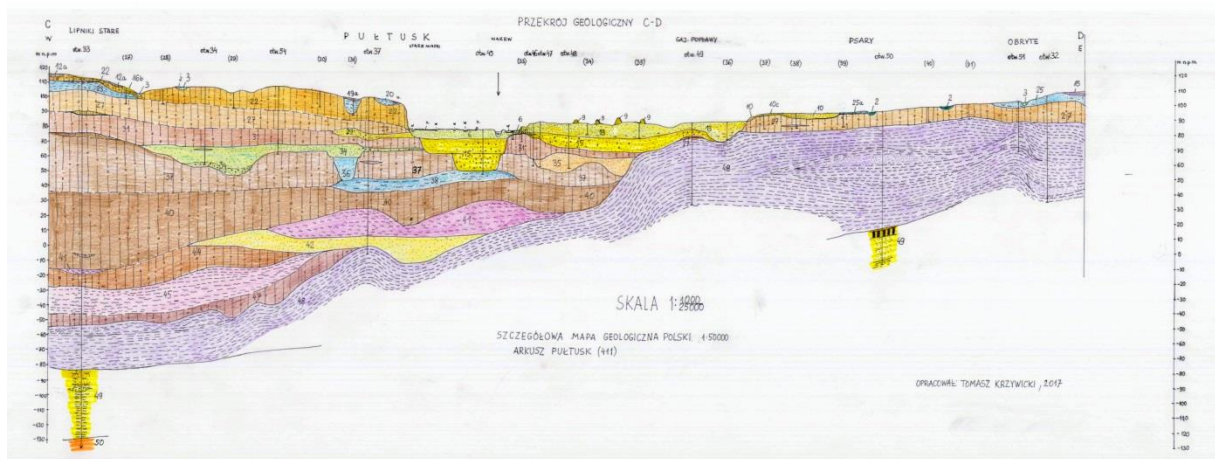
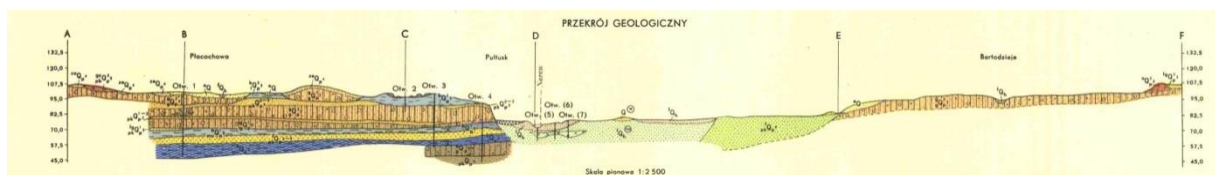
W obecnej realizacji wykorzystano literaturę, której w okresie ostatnich 60 lat przybyło wiele pozycji. Posługiwano się lokalizatorem GPS, NMT i mapami Lidar. Pomimo uzyskania dat OSL, ich wyniki nie wydają się wiarygodne. Prócz 4 wierceń kartograficznych wykonano 137 sondowań mechanicznych (WH) o głębokości 2-24 m.

Podsumowując – wykonanie nowego autorskiego kartowania miało duże znaczenie dla uaktualnienia danych geologicznych, dla sprawdzenia stanu po eksploatacji (lata 70-80 XX w.) dużych złóż kruszywa i dla znormalizowania obrazu stratygrafii obszaru arkusza.

Na rysunkach poniżej:

Przekrój z opracowania J. Nowak, 1959

Przekrój opracowany do nowej realizacji, T. Krzywicki, 2017



**WPLYW WARUNKÓW PERYGLACJALNYCH NA PROCESY GLEBOWE W PÓLNO-CNO-
WSCHODNIEJ POLSCE**

Agnieszka MUZIŃSKA

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii,
Kolegium Międzywydziałowych Indywidualnych Studiów Matematyczno-Przyrodniczych (MISMaP)
a.muzinska@uw.edu.pl

Obszar północno-wschodniej Polski objęty zlodowaceniem Warty (MIS 6), a jednocześnie będący poza zasięgiem zlodowacenia Wisły (od MIS 2) stanowi ciekawy przykład transformacji geomorfologicznej i pedogenicznej osadów, podlegającym dwukrotnie warunkom peryglacjalnym i przekształceniu w klimacie ciepłym interglacjału eemskiego (MIS 5e) oraz w holocenie (MIS 1). Cykle glacjał-interglacjał doprowadziły do powstania unikalnego multikompleksu glebowego, którego cechy zostały niejako odziedziczone po poprzednich warunkach klimatycznych. Badaniu transformacji osadów poddano stanowiska położone na miększych glinach zwałowych na terenach cechujących się niewielkim nachyleniem.

W warunkach peryglacjalnych zaznacza się aktywność procesów stokowych oraz eolicznych, równocześnie intensywne wietrzenie mrozowe w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny prowadzi do rozwoju kompleksu gleb kriogenicznych. Interglacjały wiązane są z procesem intensywnego wietrzenia chemicznego minerałów glinokrzemianowych i wymywania ich w głąb profilu wraz z węglanami. Badania mikromorfologiczne profili glebowych są cennym źródłem informacji o wpływie dwóch cykli peryglacjału na cechy współczesnego kompleksu glebowego i jego rozwój jako odpowiedzi na zmieniające się warunki klimatyczne.

ZRÓŻNICOWANIE LITOSTRATYGRAFICZNE FLUWIO– I LIMNOGLACJALNYCH UTWORÓW WARCIAŃSKICH NA PRZYKŁADACH Z POLSKI ŚRODKOWEJ

Zbigniew RDZANY, Małgorzata FRYDRYCH

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej
zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl małgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl

Zlodowacenie warty jako pojęcie paleoglacjologiczne (zlodowacenie *sensu stricto*, istnienie łądolodu) nie ma do dziś powszechnie zaakceptowanej jednoznacznej pozycji klimatostratygraficznej. Jest traktowane jako samodzielne zlodowacenie, stadiał lub faza kończąca piętro MIS 6 (a zarazem ostatni etap zlodowacenia odry, kompleksu środkowopolskiego) w końcowym etapie środkowego plejstocenu, bezpośrednio przed interglacjałem eemskim.

Rozwój wiedzy na temat litostratygrafii utworów zlodowacenia warty – ostatniego nasunięcia łądolodu na niemal całym obszarze Polski Środkowej – nie licząc pojedynczych prac z międzywojnia, ma historię sięgającą pierwszych lat po II wojnie światowej. Rozpoczęto wówczas opracowanie map geologicznych oraz terenowe badania rzeźby, początkowo jednak były to badania ukierunkowane na rekonstrukcje środowisk peryglacjalnych, w mniejszym stopniu – glacialnych. Od końca lat 60. nastąpił wzrost zainteresowania osadami glacialnymi regionu. Opublikowano wiele monografii z zakresu geomorfologii glacialnej i geologii czwartorzędu, w znacznej części lub całkowicie poświęconych poszczególnym typom osadów piętra warciańskiego. m.in.:

- utworom ablacynym: Klatkova (1982),
- glinom zwałowym: Nalewajko (1982),
- deformacjom glacitektonicznym osadów warciańskich: Klatkova (1993, 1996), Załoba, Czubla (1995), Załoba (1996),
- utworom zastoiskowym: Miziołek (1988),
- zróżnicowaniu litofacjalnemu kemów: Klajnert (1978), Rdzany (1997), Jaksza (2006).

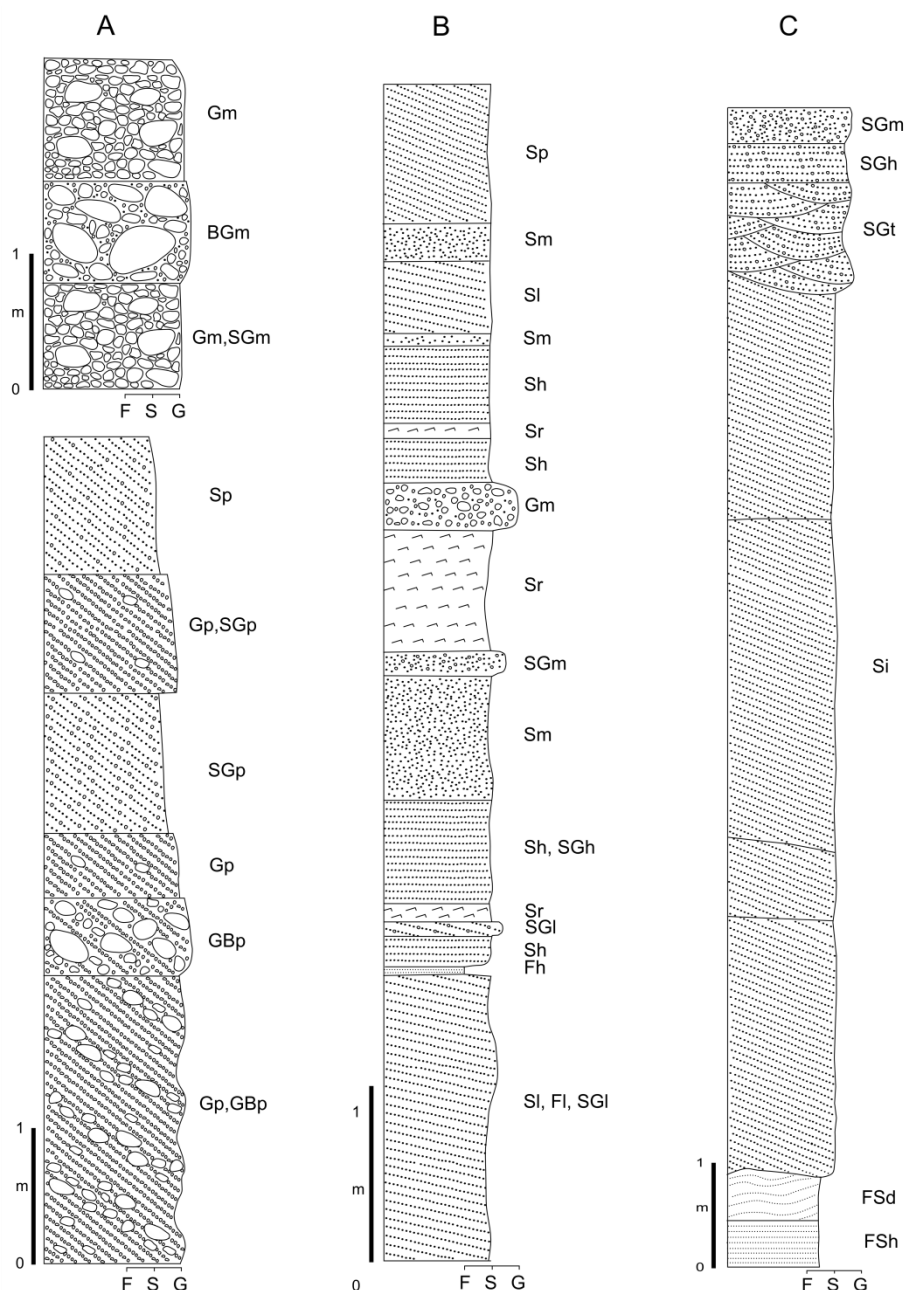
Najbardziej precyzyjny obraz wykształcenia litofacjalnego uzyskano dla kemów, które należą do pospolitych form rzeźby regionu. Nieco słabiej rozwiązany został problem zróżnicowania utworów w formach typu moren czołowych (stożków marginalnych) oraz sandrów. Ustalenie cech litologicznych profilu pomaga ustalić kategorię genetyczną danej formy glacialnej, ale często nie przesądza o takim wniosku, bez dodatkowych analiz morfologicznych i ustalania tła paleogeograficznego otaczających krajobrazów geomorfologicznych.

Uważamy, że wyznaczeniu zakresu profilu litologicznego, który odpowiada jednostce warciańskiej, pomaga ustalenie prawidłowości cech litofacjalnych pod kątem zapisu poziomu energii środowisk sedymentacyjnych. Ustalenie to ma nie tylko znaczenie w rekonstrukcjach środowisk sedymentacyjnych, bowiem pozwala łatwiej odróżniać osady warciańskie od starszych w profilach plejstocenu. Stwierdzamy także, że istnieje również regionalne zróżnicowanie profili litofacjalnych określonych kategorii form. Na przykład kemy w dorzeczu górnej i środkowej Rawki to głównie kemy glacialimniczne, o profilach osadów związanych z przewagą niskoenergetycznej sedymentacji deltowej i zbiornikowej.

Pełne profile związane ze zlodowaceniem warty w Polsce Środkowej można z reguły powiązać z jednym z czterech grup litotypów:

- 1) **litotypy wysokiej energii** stwierdzono głównie w ozach (Rzyska rys. 1A, Rylska) i w stożkach marginalnych (okolice Tuszyń), a także lokalnie w budowie wysoczyzn morenowych, gdzie mogły zaistnieć powodzie glacialne (jökulhlaupy).
- 2) **litotypy średniej energii** – są spotykane najbardziej powszechnie: w większości ozów (oz Łaznowskiej Woli), w wielu kemach (zwłaszcza zachodniej części regionu – rys. 1B) i w sandrach.
- 3) **litotypy niskiej energii** – są charakterystyczne w kemach glacialimnicznych oraz w osadach zbiorników zastoiskowych (w różnych częściach regionu, z przewagą części wschodniej) (rys. 1C).
- 4) **litotypy deformacyjne** – są dość częste, zwłaszcza w zachodniej i środkowej części regionu. Są różnego pochodzenia: glacitektonicznego, glacistatycznego, obciążeniowego, sejsmicznego, paraglacjalnego, peryglacialnego i in. Litofacie deformacyjne nie zawsze dobrze definiują zasięg piętra warciańskiego, gdyż w zaburzenia włączone są często osady starsze, nawet neogeńskie, a z drugiej strony często obejmują tylko część profilu warciańskiego.

Komunikaty



Rys. 1. Profile litofacjalne osadów: A. Centralna część ozu Rzymiska (Frydrych, 2016). B. Stożek w kemie glacyfluwialnym w Cieni III. C. Centralna część wału kemowego o strukturze delty w Rawie Mazowieckiej (ul. Kolejowa)

Elementy kodu litofacjalnego w opisie tekstury: B – głązy, G – żwiry, S – piaski, F – mulki; elementy kodu litofacjalnego w opisie struktury: m – masywna, t – warstwowanie przekątne rynnowe, p – warstwowanie przekątne płaskie, i – warstwowanie nachylone skłónów delt, r – riplemarki, l – warstwowanie niskokątowe, h – warstwowanie horyzontalne

Wyróżnianie litotypów na podstawie odtworzonego poziomu energii ułatwia dokonywanie analiz litostratygraficznych, które bazują także na innych cechach osadów. Nie zawsze jednak jednostki litostratygraficzne (warstwy, ogniwa, formacje) ściśle nawiązują do litotypów (Marks i in., 2014).

Literatura:

FRYDRYCH, M., 2016. Structural and textural response to dynamics of fluvio-glacial processes of the Rzymisko esker sediments, Central Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 42(4), 411-428.

- JAKSA, A., 2006. Środowiska sedymentacyjne kemów regionu łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 92, 1-95.
- KLAJNERT, Z., 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38, p. 1-149.
- KLATKOWA, H., 1982. Utwory ablacyjne w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 45, 1-75.
- Klatkowa H., 1993. Niektóre cechy glacygenicznych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodziensia*, 65, 99–140.
- KLATKOWA, H., 1996. Elementy glacitektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 72, 7-103.
- MARKS, L., BER, A., LINDNER, L., 2014. Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu. *Polska Akademia Nauk, Komitet Badań Czwartorzędu*, 1-72.
- MIZIOŁEK, E., 1988. Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 58, 1-124.
- NALEWAJKO, J., 1982. Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 44, 1-159.
- RDZANY, Z., 1997. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia*, 73, 1-146.
- ZALOBA, M., CZUBLA, P., 1995. Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów basin and the eastern part of the Turek Plateau. *Acta Geogr. Lodz.*, 68, 197-212.
- ZALOBA, M., 1996. Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacitektonicznych w Pagórkach Warciańskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 72, 153-210.

CHEMOSTRATYGRAFIA PÓZNOPELJSTOCENSKICH LESSÓW W POLSCE NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH PROFILI

Jacek SKURZYŃSKI, Zdzisław JARY, Jerzy RACZYK, Marcin KRAWCZYK, Kamila RYZNER

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
jacek.skurzynski@uwr.edu.pl

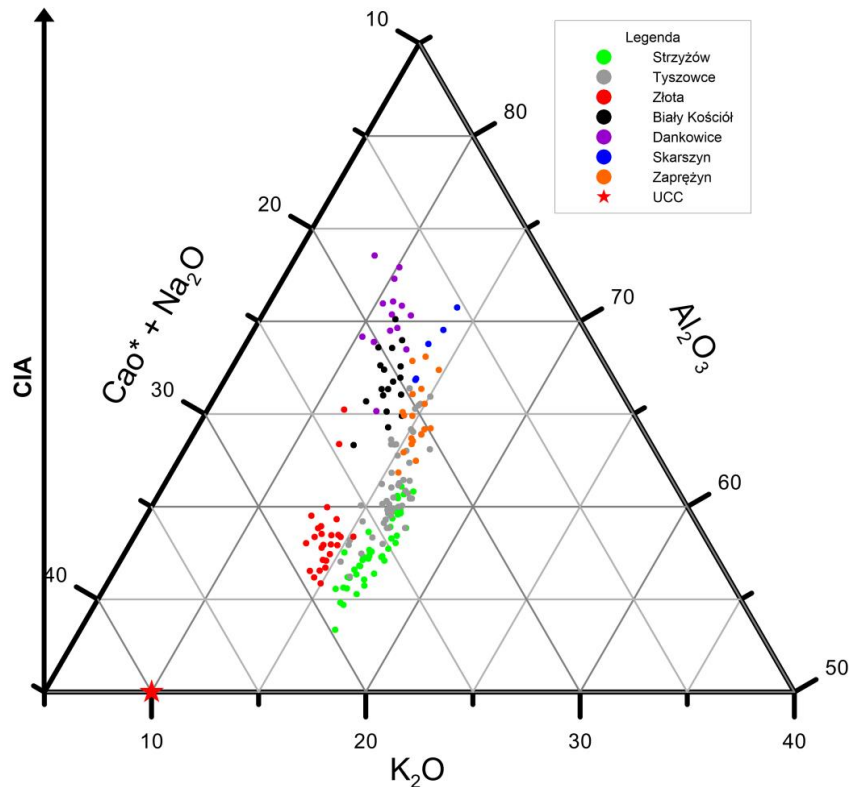
Sekwencje lessowo-glebowe zawierają jeden z najdokładniejszych lądowych zapisów zmian paleoklimatycznych. W Polsce powszechnie bada się niektóre cechy litologiczne tych utworów, takie jak skład granulometryczny, podatność magnetyczną czy też zawartość węglanów. Skład geochemiczny polskich lessów omawiany był w nielicznych pracach i w bardzo ograniczonym zakresie (np. Łukaszew i Mojski 1968, Maruszczak 1976, Dwucet i Śnieszko 1996, Łącka i in. 2007, Raczyk i in. 2015). Lessy polskie są częścią północnoeuropejskiego pasa lessowego, stanowiącego jeden z największych na świecie obszarów występowania tych skał. Niezbędne jest zatem zbadanie cech geochemicznych lessów z obszaru Polski, co umożliwi nawiązanie do wyników badań publikowanych w literaturze światowej. W niniejszej pracy przedstawione zostaną wstępne wyniki badań przestrzennej zmienności składu chemicznego lessów polskich na przykładzie wybranych sekwencji lessowo-glebowych z różnych obszarów lessowych, tj. Wzgórz Trzebnickich, Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich, Wyżyny Sandomierskiej, Grzędy Sokalskiej i Grzędy Hrubieszowskiej.

Interpretację zmienności składu chemicznego i pochodnych wskaźników przeprowadzono na podstawie 338 oznaczeń próbek lessów i gleb kopalnych, pobranych z 7 sekwencji lessowo-glebowych. Zawartość wybranych makroskładników, tj. Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K i Ti, oznaczono metodą atomowej spektrometrii absorpcyjnej (AAS). Fosfor oznaczono metodą kolorymetryczną, ze względu na jego niewielkie stężenia. Krzemionki nie oznaczano, przyjmując, że stanowi ona dopełnienie do 100% sumy tlenków (bez składników lotnych), na które przeliczono otrzymane wyniki.

Zakres przeprowadzonych badań pozwala na wstępne rozpoznanie zmienności przestrzennej składu chemicznego lessów w Polsce. Dla porównania, globalny średni skład lessów (GAL – global average loess) wyznaczony został na podstawie 244 próbek (Ujvari i in. 2008). Liczba próbek dla jednego profilu wahała się w zakresie od 31 do 85. W każdym przypadku można zatem mówić o analizie w wysokiej rozdzielczości, ponieważ pojedyncze profile w literaturze opisywane były często na podstawie kilku lub kilkunastu próbek. Analizę porównawczą oparto na zmienności składu chemicznego oraz obliczonych na jego podstawie wskaźników geochemicznych. Jednym z nich był wskaźnik CIA (chemical index of alteration), definiowany następującym równaniem (w stosunkach molowych): $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$ (Nesbitt i Young 1982), gdzie zawartość CaO^* , tj. Ca z minerałów krzemianowych, wyznaczono metodą McLennan'a (McLennan i in. 1993).

Wykazano przestrzenną zmienność głównych poziomów lito-pedostratygraficznych późnoplejstocенskich sekwencji lessowo-glebowych. Na trójkątnym diagramie A-CN-K (rys. 1; Nesbitt i Young 1984) zestawiono wszystkie próbki lessów L1LL1 z rozpatrywanych sekwencji lessowo-glebowych. Diagram ten przedstawia stopień zwietrzenia chemicznego, ponieważ do jego konstrukcji stosowane są te same komponenty chemiczne, które wchodzi w skład wskaźnika CIA.

Przyjmuje się, że CIA w zakresie 50–65 odpowiada słabemu zwietrzeniu chemicznemu w chłodnym i suchym klimacie, a wartości 65–85 reprezentują ciepłe i wilgotne warunki paleoklimatyczne (Song i in. 2014). Lessy L1LL1 profili zlokalizowanych we wschodniej Polsce (Tyszowce, Złota, Strzyżów) w mniejszym stopniu przeobrażone zostały przez postdepozycyjne procesy wietrzeniowo-glebowe, w stosunku do analogicznych utworów Polski zachodniej (Biały Kościół, Dankowice, Skarszyn, Zapreżyn). Wstępna analiza, oparta na lessach L1LL1 z polskich sekwencji lessowo-glebowych pozwala zatem wnioskować, że warunki paleoklimatyczne zachodniej części Polski były łagodniejsze, co skutkowało większym stopniem zwietrzenia chemicznego. Założenie to wymaga dalszych badań na większej liczbie stanowisk badawczych, z uwzględnieniem wszystkich poziomów stratygraficznych.



Rys. 1. Stopień zwietrzenia chemicznego lessów LILLI analizowanych profili lessowych CaO* (Ca krzemianowe) zostało wyznaczone metodą McLennan'a i in. (1993). UCC – przeciętny skład skorupy kontynentalnej dla użytych tlenków (za: Buggle et al. 2011). Prezentowane tlenki wyrażone są w stosunkach molowych. Wartości wskaźnika CIA zmieniają się zgodnie z opisem osi Al_2O_3 .

Literatura:

- BUGGLE, B., GLASER, B., HAMBACH, U., GERASIMENKO, N., MARKOWIĆ, S., 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quaternary International*, 240, 12-21.
- DWUCET, K., ŚNIESZKO, Z., 1996. Neopleistocene loess cover evolution: an example from the Odonów sedimentary succession (Southern Poland). *Biuletyn Peryglacjalny* 35, 7-43.
- ŁĄCKA, B., ŁANCZONT, M., MADEYSKA, T., BOGUCKYJ, A., 2007. Geochemical composition of Vistulian loess and micromorphology of interstadial palaeosols at the Kolodiiv site (East Carpathian Foreland, Ukraine). *Geol. Quart.*, 51 (2), 127-146.
- ŁUKASZEW, W., MOJSKI, J.E., 1968. Badania geochemiczne lessów Wyżyny Lubelskiej. *wartalnik Geologiczny*, 12/4, 966-982.
- MARUSZCZAK, H., 1976. Stratygrafia lessów Polski południowo-wschodniej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 297, 135-175.
- MCLENNAN, S., HEMMING, S., MCDANIEL, D., HANSON, G., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics [w:] Johnsson M., Basu A. (red.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper, vol. 284, 21-40.
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M., 1982. Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 229, 715-717.
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
- RACZYK, J., JARY, Z., KORABIEWSKI, B., 2015. Geochemical properties of the Late Pleistocene loess-soil sequence in Dankowice (Niemcza-Strzelin Hills). *Landform Analysis*, 29, 49-61.
- SONG, Y., CHEN, X., QIAN, L., LI, C., LI, Y., LI, X., 2014. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia. *Quaternary International*, 334-335, 61-73.
- UJVARI, G., VARGA, A., BALOGH-BRUNSTAD, Z., 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quaternary Research*, 69, 421-437.

GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA POJEZIERZA EEMSKIEGO NA RÓWNINIE GARWOLIŃSKIEJ

Marcin ŻARSKI¹, Anna HRYNOWIECKA², Irena Agnieszka PIDEK³, Mirosława KUPRYJANOWICZ⁴,
Magdalena FIŁOC⁴, Marta SZAL⁴, Renata Stachowicz-Rybka⁵

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-925 Warszawa

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

³Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii
Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2 c/d, 20-718 Lublin;

⁴Zakład Paleobotaniki, Instytut Biologii, Wydział Biologiczno-Chemiczny, Uniwersytet w Białymstoku
ul. Ciołkowskiego 1J, 15-425 Białystok;

⁵Zakład Paleobotaniki, Instytut Botaniki im W. Szafera PAN
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków.

Podczas prac kartograficznych prowadzonych na obszarze arkusza Garwolin SMGP w skali 1:50 000 udokumentowano wierceniami Geoprobe, WH i sondami ręcznymi około 30 stanowisk z kopalnymi osadami biogenicznymi. W dziewięciu profilach (Struga, Michałówka, Niesadna, Kozłów 497 i 512, Wola Starogrodzka 66, 70, 122 i 123) wykonano ekspertyzowe badania palinologiczne, które wskazały na eemski wiek odkrytych utworów. Badany teren obejmuje część mezoregionu Równiny Garwolińskiej należącej do makregionu Niziny Środkowopolskiej wg podziału fizycznogeograficznego Kondrackiego (2002). Obszar ten znajduje się około 60 km na południe od Warszawy, w zasięgu stadiału Warty zlodowacenia Odry (MIS-6). Większość stanowisk w Polsce z jeziornymi osadami interglacjału eemskiego znajduje się właśnie na obszarach, na których zlodowacenie to było ostatnim zlodowaceniem skandynawskim. Miąższość jeziornych osadów eemskich (gytii, mułków, torfów, łupków organicznych) wynosi od 1 do 15m. Ich strop znajduje się na głębokości od 1 do 3 m i przykryty jest piaskami i mułkami zlodowacenia Wisły, nad którymi znajdują się torfy, mułki i piaski holocenijskie o miąższości do 0,5 m.

Badane stanowiska występują na obszarze pomiędzy doliną Wilgi na południu, a doliną Świdra na północy i wschodzie. Analiza modelu trójwymiarowego powierzchni terenu wykazuje na tym obszarze bardzo dużą fragmentację wysoczyzny. Na południe od doliny Wilgi tworzy ona jednolitą zwartą powierzchnię. Taki układ rzeźby świadczy, że na terenach na południe od doliny Wilgi przeważała deglacja frontalna, a na północ deglacja arealna. Znajduje to potwierdzenie w budowie geologicznej. W części północnej stwierdzono dość liczne występowanie kemów, moren martwego lodu, wytopisk, zagłębień bezodpływowych z liczną siecią dolin rzecznych, które sporadycznie występują w części południowej. Związane jest to z fazą postojową Puznówki wg Gadomskiej (1959, 1968), która tę fazę uważała jednak za transgresyjną. Takie urozmaicenie rzeźby sprzyjało powstaniu licznych eemskich jezior.

Stanowiska z eemskimi osadami występują w dwóch położeniach w dolinach niedużych cieków oraz zagłębieniach bezodpływowych. Stanowiska w zagłębieniach bezodpływowych tworzą nieduże współczesne obniżenia o średnicy nie przekraczającej 200 m. Wypreparowane są one w glinach zwałowych zlodowacenia Warty, a ich geneza związana jest z wytapianiem się brył martwego lodu (stanowiska Michałówka, Niesadna, Kozłów, Parysów, Słup, Żabieniec i inne). Osady eemskie przykryte są tu zwykle deluwialnymi piaskami i mułkami o małej miąższości (do 1,5 m). Stanowiska w dolinach powstały w miejscach odpływu wód wodnolodowcowych, miejscami rynien (stanowiska Struga, Wola Starogrodzka, Puznówka, Choiny, także część stanowisk z okolicy Żabieńca). Geneza ich także związana jest z wytapianiem się brył martwego lodu zalegających w przegłębieniach dolin. Dowodem na to jest występowanie płytko pod powierzchnią terenu glin zwałowych między paleojeziorami eemskimi występującymi w tej samej dolinie (Puznówka, Wola Starogrodzka). Na stanowiskach dolinnych osady eemskie przykryte są piaskami rzecznych zlodowacenia Wisły o miąższości od 0,5 do 3 m. Przewiduje się dalsze badania paleośrodowiskowe wybranych stanowisk z osadami interglacjału eemskiego.

Literatura:

Komunikaty

- GADOMSKA, S., 1959. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000 ark. Garwolin WG. Warszawa.
- GADOMSKA, S., 1968. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Garwolin WG. Warszawa.
- KONDRACKI, J., 2002. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.

**SPEKANE ŻWIRY (*RUPTURED PEBBLES*) W OSADACH MORENOWYCH ZDEFORMOWANYCH
GLACITEKTONICZNIE, STANOWISKO KOCZERY (E POLSKA)**

Szymon BELZYT¹, Barbara WORONKO², Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY¹, Łukasz BUJAK³

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska; szymon.belzyt@amu.edu.pl; pisanka@amu.edu.pl

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Polska; bworonko@amu.edu.pl

³Wydział Geodezji i Kartografii, Politechnika Warszawska, Pl. Politechniki 1, 00-661 Warszawa; lbujak@gik.pw.edu.pl

Stanowisko Koczery znajduje się 2 km na północ od Drohiczyzna (E Polska), w słabo zaznaczającym się w morfologii pagórku, znaczącym jedną z recesyjnych moren czołowych lądolodu zlodowacenia odry stadiału warty (MIS 6; Nitychoruk i in., 2006). Na zapleczu moreny czołowej, w kierunku północnym i północno wschodnim, rozciąga się płaska wysoczyzna morenowa, zbudowana z ilastej gliny lodowcowej silnie węglanowej. Wysoczyzna morenowa opada wyraźnym stokiem w kierunku wschodnim i południowym.

Morenę czołową (stożek glacialmarginalny) w eksploatowanej żwirowni Koczery budują: (1) osady glacialfluwalne o miąższości ponad 25 m (przestrzenny ich zasięg wynosi minimum 1 km długości oraz 0,5 km szerokości) oraz (2) silnie węglanowa glina lodowcowa nadbudowująca osady glacialfluwalne w północnej części odkrywki. Miąższość gliny jest zmienna, od około 1,5 do nawet 7 m; natomiast w części kulminacyjnej pagórka glina ta nie występuje. Osady glacialfluwalne są wykształcone w formie litofacji horyzontalnie warstwowanych żwirów, piasków żwirowych i piasków (Gh, SGh i Sh). Drugorzędnymi litofacjami są żwiry masywne (Gm). Tak wykształcone osady tworzą rytmy o następstwie litofacji Gh□SGh oraz Gh□Sh. Odpływ wód glacialfluwalnych następował ku południowi. W partiach stropowych osady glacialfluwalne są zaburzone glacitektonicznie. Zaburzenia mają charakter fałdów stojących oraz incydentalnie występujących uskoków normalnych i odwróconych. Pomiar *till fabric* wskazuje, że lądolód transgredował z kierunku NNE i NW, opływając stożek glacialmarginalny. Z tymi kierunkami związane są struktury fałdowe rejestrowane w osadach glacialfluwalnych. Ponadto, wśród silnie zdeformowanych osadów glacialfluwalnych zaobserwowano występowanie spekanych żwirów (ang. *ruptured clasts, fractured clasts, ruptured pebbles*). Występują one w osadach warstwowanych horyzontalnie, które zostały wychylone i reorientowane. Kąt zapadania warstw wynosi 38-40° na SE w pierwszej ścianie odsłonięcia oraz 70-76° na SE w drugiej ścianie odsłonięcia. Zapadanie osi większości ze spekań w żwirach jest w przybliżeniu równoległe do warstwowania, tzn. w pierwszej ścianie odsłonięcia wynosi 25-58°, a w drugiej 40-88°. Odchylenie standardowe pomiarów zapadania warstwowania wynosi 1-2, natomiast dla spekań w żwirach jest równe 8-16.

Analiza spekanych żwirów może być przydatnym wskaźnikiem działalności ciśnienia w rekonstrukcji paleonaprężeń oraz jedną z metod paleosejsmologicznych (badania aktywności tektonicznej w przeszłości). Może także znaleźć zastosowanie przy określaniu ryzyka występowania trzęsień Ziemi (Eidelman i Reches, 1992; Harker, 1993; Tokarski i in., 2007). Ciśnienie może być przenoszone lub kumulowane, a następnie rozładowywane wewnątrz ziaren (Eidelman i Reches, 1992). Powszechnie obserwowane jest występowanie spekanych żwirów w osadach plejstocenijskich i holocenijskich (szczególnie w osadach teras rzecznych) w bezpośrednim sąsiedztwie uskoków (Tokarski i Zuchiewicz, 1998). Określenie czynnika powodującego powstanie spekań jest możliwe na podstawie analizy geometrii spekań oraz kształtu, wielkości i składu petrograficznego żwirów. Pomimo licznych prac dotyczących występowania spekanych żwirów w strefach potencjalnej aktywności tektonicznej, w plejstocenijskich osadach glacialfluwalnych nie były one dotychczas opisywane.

Głównym celem pracy jest wyjaśnienie genezy spekań w żwirach oraz określenie ewentualnych preferencji petrograficznych i geometrycznych przy powstaniu odkształceń spowodowanych ciśnieniem. W celu sprawdzenia, które ze żwirów są bardziej podatne na pękanie wykonano analizy petrograficzne we frakcji 0,5-10 cm. Dokonano także pomiaru orientacji (kierunków i kątów zapadania) głównych osi spekań w klastach. Wydzielono dwie grupy żwirów: (1)

spękane, znajdujące się w otoczeniu piaszczystej i piaszczysto-pylastej matriks oraz (2) żwiry niespękane, otaczające żwiry ze spękaniem. Wśród żwirów spękanych wydzielono: 49% wapieni paleozoicznych, 25% piaskowców i mułowców, 23% skał magmowych plutonicznych (granitoidy) oraz 3% skał magmowych wulkanicznych (bazały i porfiry). Druga grupa składa się z 67% węglanów paleozoicznych (głównie wapieni), 16% skał magmowych plutonicznych (granitoidy), 8% skał magmowych wulkanicznych (bazały i porfiry), 6% skał metamorficznych (ortognejsy) oraz 2% piaskowców. W obu grupach zaobserwowano znaczne zróżnicowanie wielkości oraz stopnia obtoczenia żwirów - dominują ostrokrawędziste i dobrze obtoczone oraz żwiry od kulistych po dyskoidalne i płasko-wydłużone.

Wyniki badań sugerują, że powstawanie równoległych z warstwowaniem spękań w żwirach glacyfluwialnych, w stanowisku Koczery, związane jest ze wzrostem ciśnienia wywołanym procesami glacytektonicznymi. W tych słabo wysortowanych osadach, przestrzeń porowa wypełniona była wodą, a następnie lodem. Zmrożony osad został przemieszczony i silnie wychylony *en bloc* pod wpływem czynnika glacytektonicznego, a deformacje kruche w postaci spękań w żwirach powstały w przybliżeniu równoległe do pierwotnego warstwowania w obrębie litofacji żwirowych. Nie zaobserwowano zależności między częstotliwością występowania spękań, ich geometrią a rozmiarem, kształtem i składem petrograficznym żwirów.

Prace badawcze prowadzone były w ramach projektu GREBAL finansowanego z Narodowego Centrum Nauki nr 2015/19/B/ST10/00661.

Literatura:

- EIDELMAN, A., RECHES, Z., 1992. Fractured pebbles - a new stress indicator, *Geology* 20, 307-310.
- Harker R.I., 1993. Fracture patterns in clasts of diamictites (? tillites), *Journal of the Geological Society* 150, 251-254.
- NITYCHORUK, J., DZIERŻEK, J., STAŃCZUK, D. 2009. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Drohiczyn (494), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 36 s.
- TOKARSKI, A.K., ZUCHIEWICZ, W., 1998. Popękane klasty w stożku Domańskiego Wierchu: przyczynek do rekonstrukcji ewolucji pola naprężeń w rejonie Kotliny Orawskiej (Karpaty) podczas neogenu i czwartorzędu. *Fractured clasts in the Domański Wierch series: Contribution to structural evolution of the Orava Basin (Carpathians, Poland) during Neogene through Quaternary times. Przegląd Geologiczny* 46, 62-66.
- TOKARSKI, A.K., ŚWIERCZEWSKA, A., ZUCHIEWICZ, W., 2007. Fractured clasts in neotectonic reconstructions: an example from the Nowy Sącz basin, western outer Carpathians, Poland. *Studia Quaternaria* 24, 47-52.

THE GREBAL PROJECT - GENERAL OVERVIEW ABOUT ACTIVE TECTONICS AND GLACIO-ISOSTATIC REBOUND IN NE GERMANY

Andreas BÖRNER¹, Henrik ROTHER¹, Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY², Antonius J. VAN LOON^{3,4}, Szymon BELZYT²

¹State Geological Survey, State Bureau for Environment, Nature Protection and Geology Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12, 18273 Güstrow, GERMANY
andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

²Institute of Geology, Adam Mickiewicz University, B. Krygowski Str. 12; 61-680 Poznań

³Geocom Consultants, Valle del Portet 17, 03726 Benitachell, SPAIN

⁴College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, No. 579, Qianwangang Road, 266590 Qingdao, Huangdao District, CHINA

The fluctuations in the extent of the Weichselian ice sheet induced - and still induce - earthquakes, and thus also represent potential natural hazards. Understanding the character of glacio-isostatic rebound during the Quaternary can deepen the insight into the behaviour of ice sheets, and help to mitigate potentially negative consequences of present and future deglaciation. The overall objective of the GREBAL project is to refine the palaeoenvironmental understanding of the neotectonic history of southern Peribaltic countries on the basis of reconstructions of glacio-isostatic rebound resulting from retreat of the Scandinavian Ice Sheet (SIS). Isostatic rebound led to earthquakes that, if the conditions were suitable, left traces in the form of laterally extensive seismites characterised by a concentration of sometimes chaotic soft-sediment deformation structures.

Recent neotectonics in eastern Germany are expressed through predominantly NW-SE trending active vertical faults which divide eastern Germany into individual blocks (Ihde *et al.*, 1987). The velocities of the fault movements between the blocks are very low, measuring less than 0.1 mm/year on average (Ellenberg, 1991). Thus north-central Europe is generally regarded as a low-seismicity area; nevertheless numerous noteworthy earthquakes (e.g. up to MW 3.4 near Rostock in 2001) have been historically documented over the last millennium. Within the GREBAL project, sedimentological analyses of relatively young Pleistocene sediments are used as an important tool for an extensive reconstruction of the paleoseismic activity in formerly glaciated areas.

Intermediate to distal alluvial-fan deposits in the Oerlinghausen sand pit at Osning Thrust (NW Germany) show a variety of soft-sediment deformation structures, including closely spaced small-offset normal faults, ball-and-pillow structures, sills and irregular sedimentary intrusions, dikes and sand volcanoes; these deformations must have been triggered by earthquake-induced shocks (Brandes *et al.*, 2015). The seismic events of Osning Thrust took place between 15.9±1.6 ka and 13.1±1.5 ka, so during the Weichselian deglaciation of northern Germany; a magnitude of at least 5.5 has been calculated by Brandes and Winsemann (2013).

Seismically-induced deformation structures in NE Germany, including liquefaction, slumping, and faulting, have first been documented by Hoffmann and Reicherter (2012). These deformations occur in a Weichselian glaciolacustrine succession exposed in a cliff section on the Gnitz peninsula (Usedom island, western Pomerania). The disturbed layers were interpreted to have been caused by earthquake-induced ground shaking, triggered by neotectonic activity due to postglacial isostatic crustal rebound. Two layers with similar soft-sediment deformation structures in postglacial Late Saalian/Early Eemian lacustrine sediments at Siekierki (W Poland) were interpreted as seismites by Van Loon & Pisarska-Jamroży (2014). The two ‘event horizons’ show intense folding, collapse, sag and load structures, indicative of liquidization and fluidization. According to the authors, these structures must have been caused by sudden shocks, most probably resulting from earthquakes that were induced by glacio-isostatic rebound, probably connected with isostatic rebound after the Saalian deglaciation.

Another causal mechanism of neotectonics in N Germany are halokinetic movements related to the upward movement of Zechstein salt domes. Detailed seismic measurements and lithostratigraphical investigations in SW Mecklenburg suggest the existence of graben-like structures at the top of the salt pillows at Schlieven and Marnitz (Müller & Obst, 2008). A genetic relationship between the increasing thickness of Quaternary successions on top of these salt structures and young

halokinetic movements (post-Elsterian glaciation/Holsteinian), probably induced by glacio-isostatic processes, is likely.

In the extended compilation of the Paleoseismic Database PalSeisDBv1.0, paleoseismic features (soft-sediment deformations, mass movements, etc.) are recorded from Germany and adjacent regions (Hürtgen *et al.*, 2015). This database is intended to serve as an important basis for future seismic-hazard assessments. Our investigations will concentrate on the recognition of seismites and on the analysis of their soft-sediment deformation structures, as well as on tracing faults in the bedrock which may have been reactivated during glaciation and deglaciation phases. Many of these faults must be considered as ‘active faults’ because the great majority of seismites worldwide occur in tectonically active areas. However, the areas south of the Baltic Sea Basin are presently not affected by significant tectonic activity, so the faults in the vicinity of the Quaternary seismites in this area were most probably reactivated by the changing pressures exerted by the advancing and retreating ice fronts. It is likely that also differences in the thickness of the Quaternary sediments nearby these faults contributed to their reactivation.

The GREBAL Project is financially supported by a grant from the National Science Centre, Poland No. UMO-2015/19/B/ST10/00661.

References:

- BRANDES, C. AND WINSEMANN, J., 2013. Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity. *International Journal of Earth Sciences* 102, 2255-2274.
- BRANDES, C., STEFFEN, H., STEFFEN R. & WU, P., 2015. Intraplate seismicity in northern Central Europe is induced by the last glaciation. *Geology*, 43, 611-614.
- ELLENBERG, J., 1991. Recent fault tectonics and their relations to the seismicity of East Germany. In: Yu.D. Boulanger and P. Vysktil (Eds), *Geodesy-Seismology: Deformations and Prognosis*. *Tectonophysics* 202, 117-121.
- HOFFMANN, G. AND REICHERTER, K., 2012. Soft-sediment deformation of Late Pleistocene sediments along the southwestern coast of the Baltic Sea (NE Germany). *International Journal of Earth Sciences* 101, 351-363.
- HÜRTGEN, J., SPIES, T., SCHLITTENHARDT, J. & REICHERTER, K., 2015. PalSeisDB v1.0 - Paleoseismic Database of Germany and Adjacent Regions. In: Blumetti et al. (Eds) 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology. Pescina, Fucino Basin, Italy, Abstracts Volume 27, 220-223.
- IHDE, J., STEINBERG, J., ELLENBERG, J. & BANKWITZ, E., 1987. On recent vertical crustal movements gained from repeat levelling within the territory of the G.D.R. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 96, 206-217.
- MÜLLER, U. & OBST, K., 2008. Junge halokinetische Bewegungen im Bereich der Salzkissen Schlieven und Marnitz in Südwest-Mecklenburg [Young halokinetic movements of the Schlieven and Marnitz salt pillows in south-western Mecklenburg]. *Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge* 15, 147-154.
- VAN LOON, A.J. & PISARSKA-JAMROŻY, M., 2014. Sedimentological evidence of Pleistocene earthquakes in NW Poland induced by glacio-isostatic rebound. *Sedimentary Geology* 300, 1-10.

**EXPLORATION OF THE POTENTIAL FOR SUSTAINABLE REE EXTRACTION FROM OFFSHORE
HEAVY MINERAL BEARING SANDS
FROM THE SOUTHWESTERN BALTIC SEA FLOOR - THE SEESAND PROJECT**

Andreas BÖRNER¹, Henrik ROTHER¹, Karsten SCHÜTZE¹, Kurt BRAUCKHOFF²,
Tobias ELWERT³, Zhuo MA³, Mirko MARTIN⁴, Angelika PRIESE⁵,
Wolfgang REIMER⁶, Axel SCHIPPERS⁷

¹Geological Survey of Mecklenburg-Vorpommern, State Bureau for Environment, Nature Protection and
Geology M-V, Goldberger Str. 12, 18273 Güstrow, GERMANY
andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

²André Voss Erdbau & Transport GmbH, Am Liepengraben 6, 18147 Rostock, GERMANY

³Technical University Clausthal, Institute of Mineral and Waste Processing, Waste Disposal and Geomechanics,
Adolph-Roemer-Straße 2A, 38678 Clausthal-Zellerfeld, GERMANY

⁴G.E.O.S. Ingenieurgesellschaft, Schwarze Kiefern 2, 09633 Halsbrücke, GERMANY

⁵Imerys Fused Minerals Laufenburg GmbH, Ferroweg 1, 79725 Laufenburg, GERMANY

⁶Geokompetenzzentrum Freiberg, Korngasse 1, 09599 Freiberg, GERMANY

⁷Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Stilleweg 2, 30655 Hannover, GERMANY

“SEEsand” aims at assessing the technical feasibility and viability of the extraction of rare-earth elements (REE) from zircon minerals actually being mined as a byproduct from off-shore aggregates. The research challenge is to separate the REE bearing zircon-fraction and to extract REE by means of chemical and microbiological leaching processes. “SEEsand” is formed by an interdisciplinary team from geological state agencies (^{1,7}), industry (^{2,4,5}), academia (³), and a network association of upstream and downstream industry (⁶). The REE comprise a group of critical chemical elements with special electronic, magnetic, optical and catalytic properties that are crucial for a range of EU high-tech industries. The light-REE (LREE), e.g. Neodymium, Praseodymium) which represent the majority of the SEEsand resource target, are regarded as key elements in the automotive, wind-energy, electronics, and metallurgy sectors. Current estimates predict that by the year 2035 the global demand for light-REE will rise to 64,000 t and that of heavy-REE (HREE, e.g. Dysprosium, Terbium) to about 7,400 t, representing a 2-3 fold increase compared to current production levels (Marscheider-Weidemann et al., 2016).

The most important primary minerals in which REE occur are found in alkaline magmatic and metamorphic complexes and carbonatite rocks. Eroded rocks of that types were transported through the modern Baltic sea basin by the advancing Scandinavian Ice Sheet (SIS) and associated glacial melt waters during the Quaternary period. The project addresses the outlined supply issues and environmental challenges by contributing to the supply security in terms of by-product valorisation of aggregate mining; an ongoing mining of a high mass balance. The project focuses on the extraction of REE from zircon in heavy-mineral enriched marine sands of the south-western Baltic Sea, following earlier studies from the study region, which have demonstrated that zircon minerals from Baltic heavy mineral bearing marine sand contain approximately 0.7 % of extractable REE (Becker et al., 1986). These sands are being heavily mined for coastal protection and construction purposes and offer a steady resource stream of heavy mineral concentrate.

During the first phase of the SEEsand project the distribution and concentration of detrital heavy minerals in offshore areas of the southwestern Baltic Sea have been determined, using archival information from the exploration of near-surface clastic soft-sediments on the Baltic Sea shelf conducted from 1975 to 1989 by the Central Geological Institute of GDR (ZGI Berlin). Granulometric and mineralogical analyses of these sediments show that zircon minerals are enriched in the 0.063 - 0.1 mm sand fraction. The zircon maximum in this fraction is likely to reflect the general small zircon crystal size within the Scandinavian source rocks, rather than being caused by a transport related grain size reduction. A spatial examination of 21,629 measurements from 3,508 sampling localities across 15 offshore exploration areas show an aerielly averaged (mineralogically undifferentiated) heavy mineral content between 0.2 and ≥ 1.0 % mass (derived from averaging the heavy mineral content from the <1.0 mm fraction of all available sediment cores). Detailed mineralogical investigations in areas

with elevated heavy mineral contents show a zircon concentration in the 0.063 - 0.1 mm size fraction of up to 13.8 % mass.

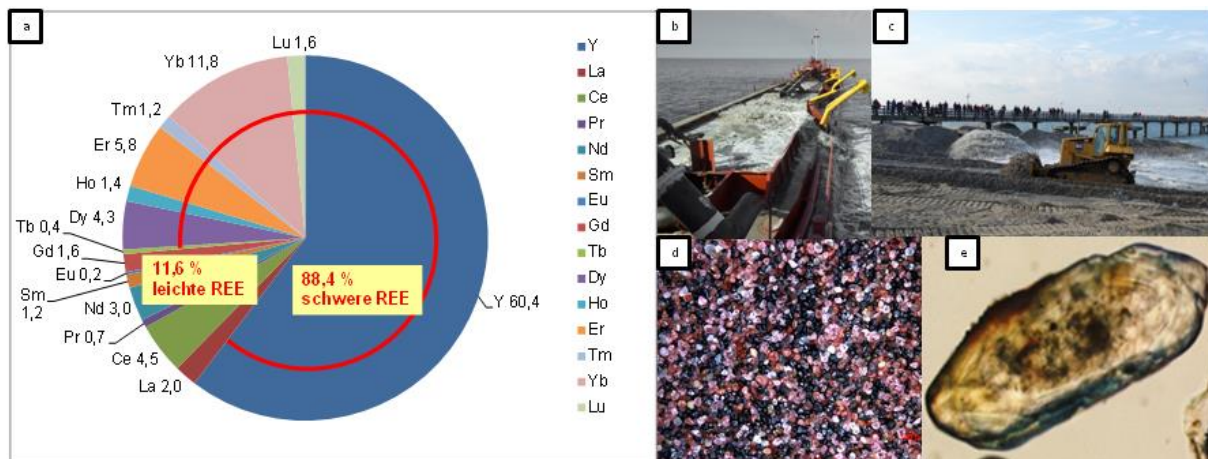


Fig. 1. [a] REE-composition contained in zircon from Baltic Sea placer sand (from Glombitza et al., 1988, abbreviate see periodic table of the elements), [b] extraction off-shore of marine sands, [c] on-shore coastal protection beach refurbishment, [d] concentrated heavy minerals from placer deposits of Baltic sea coast 0,25 - 0,315 mm, [e] microscopic features of zircon after first extraction

The technical processing concept of the heavy mineral fraction in connection with the extraction of the aggregates aims at developing an integrated processing step on board. Further mineral processing on land will extract zircon and other heavy minerals from the pre-concentrate using a standard combination of magnetic, electrostatic and density separation methods. The following final extraction of heavy REE (with focus on Yttrium, Dysprosium, Terbium, and Ytterbium) from zircon will use beyond conventional and mechano-chemical leaching methods an innovative approach of microbial leaching by acidophilic bacteria such as *Acidithiobacillus ferrooxidans* (Glombitza et al., 1988) and the biosorption of heavy REE from the leachate into cellular structures (cf. Schippers, 2007, Andrès and Gérente, 2011). Another objective of SEEsand R&I approach using microbiological separation is the transfer of the determined zircon based technology to its application on Eudialyte from Nordic European deposits by achieving synergies on REE research. SEEsand will also contribute to the utilization of heavy mineral bearing byproducts from aggregate mining through further investigation of selected on shore deposits of aggregates which were subject to paleogeographic placers in order to encourage operators to better commercialise mineral resources.

The SEEsand project is funded by the "r4 – Innovative Technologies for Resource Efficiency" program of the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF grant No. 033R163A).

References:

- ANDRÈS, Y., GÉRENTE, C., 2011. Removal of rare earth elements and precious metal species by biosorption. In: *Microbial Biosorption of Metals*, P. Kotrba, M. Mackova and T. Macek (eds.), 179-196.
- BECKER, S., BULLMANN, M., DIETZE, H.-J. ISKE, U., 1986. Massenspektrometrische Analyse ausgewählter chemischer Elemente bei der mikrobiellen von Zirkon. *Fresenius' Zeitschr. für analyt. Chemie* 324, 37-42. [in German, English abstract]
- MARSCHIEDER-WEIDEMANN, F., LANGKAU, S., HUMMEN, T., ERDMANN, L., TERCERO ESPINOZA, L., ANGERER, G., MARWEDE, M., BENECKE, S., 2016. Rohstoffe für Zukunftstechnologien 2016. – DERA Rohstoffinformationen 28, 353 p. [in German]
- GLOMBITZA, F., ISKE, U., BULLMANN, M., DIETRICH, B., 1988. Bacterial leaching of zircon minerals for obtaining trace and rare earth elements. In: *Biohydrometallurgy*, P.R. Norris, D.P. Kelly, (eds.), Science and Technology Letters Kew Surrey U.K., 407-418.

Postery

SCHIPPERS, A., 2007. Microorganisms involved in bioleaching and nucleic acid based molecular methods for their identification and quantification. In: *Microbial Processing of Metal Sulfides*. E.R. Donati and W. Sand (eds.). Springer, 3-33.

**THE BOHEMIAN-MORAVIAN UPLANDS – PALYNOLOGICAL, QUATERNARY-GEOLOGICAL
RESEARCH AND STRATIGRAPHY (CZECH REPUBLIC)**

Eva BŘÍZOVÁ

Czech Geological Survey
Klárov 3/131, 118 21 Prague 1
eva.brizova@geology.cz

Within the geological mapping in the territory of the Bohemian-Moravian Uplands the biostratigraphical research of organic sediments on the map sheets were carried out. The geological mapping of the Quaternary sediments and the palynological investigation on the selected localities offers data on the Quaternary development of the territory and of a good condition of the contemporary ecosystems. The vast peat-bog complexes occur on the map sheets 1 : 25 000: 13-443 Chotěboř, 13-444 Hlinsko, 14-333 Svratka, 14-334 Polička, 23-221 Ždírec nad Doubravou, 23-222 Krucemburk, 23-223 Příbyslav, 23-224 Žďár nad Sázavou, 23-242 Radostín, 24-111 Sněžné (Křižánky), 24-112 Jedlová, 24-113 Nové Město na Moravě, 24-114 Dalečín, 24-131 Bobrov.

The known localities were verified and sediments for pollen analysis and radiocarbon dating were sampled on all found localities: Velké Dářko, Bezděkov, Zlatá louka. All available organic sediments were examined and sampled for the palynological research. For the time-trouble reasons the most complete samples were chosen for the detailed palynological, palaeoalgalogical and palaeoecological research.

One of the first researchers carrying out the research of the peat-bogs in the area of the Žďárské vrchy Hills was Rudolph (1927). Later Salaschek (1935) reported in his work on the Moravian-Silesian peat-bog findings from the Dářko area. Puchmajerová (1943) compared his research with her own one also from the Dářko area. Their descriptions indicate that both authors identically considered the Preboreal (10, 250-9, 100 B.P.) for the initial period of the origin, however, they mentioned that the lower ca 2 m in profiles were not analysed. In the research works quite different conditions at the development than it is in the peat-bogs of the border mountains of the Czech Republic are described. The spruce (*Picea*) forests with beech (*Fagus*) and fir (*Abies*) are taken for the final state of the Žďárské forests before human interference.

The newer investigations in this territory were carried out by Kneblová-Vodičková (1961, 1966, 1970) mainly in Zálíbené. Peat-bogs are located at the border of the Žďárské vrchy Hills and the Železné hory Mts and today almost do not exist, they were exploited for the agricultural purposes. According to this author the Českomoravská vrchovina Uplands has in pollen diagrams a character of transition between the Western and Eastern Europe. Two radiocarbon data (^{14}C) spring from this locality, too: 11, 420 \pm 180 B.P. a 10, 200 \pm 210 B.P. (Břízová 2004, 2009a, 2009b, Břízová et al. 2012). Both measurements date the lower parts of the peat-bogs and confirm Puchmajerová's hypothesis that the origin is substantially earlier the Late Glacial (15, 000/13, 000-10, 250 B.P.) than only the Preboreal (10, 250-9, 100 B.P.).

The new palaeoecological results were gained from the deepest peat land of the Velké Dářko peat bog (8.25 to 8.6 m, sheet Krucemburk), the transitional peat land of Zlatá louka peat bog by Podmoklany (sheet Chotěboř) and fenland in the Cerhovka brook floodplain (locality Bezděkov, sheet Chotěboř).

The palynological research was supported by the grant (research program, Czech Republic) and Global Climatic Changes (project 323000).

References:

- Břízová, E. (2004): Organické sedimenty v CHKO Žďárské vrchy (Organic sediments in the Protected Landscape Area Žďárské vrchy). – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2003, 50-52. Praha.
- Břízová, E. (2009a): Dynamika vývoje lesní vegetace na Českomoravské vrchovině z pohledu palynologie. – Zprávy České botanické společnosti 44, Mater. 24, 45-58.
- Břízová, E. (2009b): Use of organic sediments of Velke Darko to study climatic changes during 15,000 years (Protected Landscape Zdarske vrchy, Czech Republic). – In: Ukonmaanaho, L.,

- Nieminen, T. M., Starr, M.: 6th International Symposium on Ecosystem Behaviour BIOGEOMON 2009. Working Papers of the Finnish Forest Research Institute, svazek 128. s. 484. Helsinki.
- Břízová, E., Pazdur, A., Piotrowska, N. (2012): Upper Holocene development of vegetation and radiocarbon dating in the vicinity of the Cerhovka brook (Bohemian-Moravian Uplands, Czech Republic). – *Geochronometria* 39, 4, 251-262. ISSN 1733-8387. DOI 10.2478/s13386-012-0016-2.
- Kneblová-Vodičková, V. (1961): Pozdní glaciál v rašeliništi v Zalíbeném. – *Věstník ÚÚG*, XXXVI, 445. Praha.
- Kneblová-Vodičková, V. (1966): Das Spätglazial im Moor bei Zalíbené in Ostböhmen. – *Preslia*, 38, 154-162. Praha.
- Kneblová-Vodičková, V. (1970): Das Spätglazial im Moor bei Zalíbené in Ostböhmen. – *Preslia*, 42, 377-378. Praha.
- Puchmajerová, M. (1943): Rašeliniště v oblasti Žďárských vrchů na Českomoravské vysočině. – *Zemědělský archiv*, XXXIV/6, 1-20. Praha.
- Rudolph, K. (1927): Profil radostínského rašelinového ložiska u rybníka Velké Dářko. – ČNM.
- Salaschek, H. (1935): Paläofloristische Untersuchungen mährisch-schlesischer Moore. – Beihefte zum Bot. Centralbl. Bd. XIV/Abt. B.

**ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWE W MORENOWYCH OSADACH GLINIASTYCH, JAKO EFEKT
PODZIEMNEGO KRASU WAPIENNEGO W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI WZGÓRZ OPOCZYŃSKICH**

Dorota BRZOSOWICZ

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii

Północna część Wzgórz Opczyńskich obfituje w niewielkie zagłębienia bezodpływowe o średnicy dochodzącej maksymalnie do 60 m i zwykle okrągłym lub nieco wydłużonym kształcie. Ich genezy upatruje się w procesach krasowych zachodzących pod mało miąższą warstwą utworów czwartorzędowych. Miąższość warstwy skał czwartorzędowych wzrasta w kierunku SW-NE, a na zachód od miejscowości Paradyż miejscami zanika. Wynika to głównie z nachylenia podłoża mezozoicznego.

W rejonie Paradyża górną warstwę osadów jurajskich tworzą oksfordzkie wapienie płytowe oraz silnie skrasowiałe wapienie margliste i kredowe. Osady trzeciorzędowe w tej części Wzgórz Opczyńskich tworzą szczątkową, nieciągłą warstwę wietrzliny wapieni jurajskich osiagającą zaledwie kilkadziesiąt centymetrów miąższości. W związku z tym pokrywa czwartorzędowa w większości zalegają bezpośrednio na utworach jurajskich. Taki układ skał powoduje rozwój podziemnych procesów krasowych i utworzenie się między innymi takich form, jak szczeliny bądź korytarze krasowe. Wraz z zapadającymi się wapieniami naruszana jest także ciągłość nadległej warstwy osadów czwartorzędowych. W ten sposób na powierzchni terenu tworzy się stosunkowo głębokie, regularnie okrągłe lub owalne, stromościenne zagłębienie o płaskim dnie. Takie też zagłębienia dominują wśród omawianych form, co wskazuje, że mogą to być zagłębienia o genezie zapadliskowej. Wszystkie zagłębienia na omawianym terenie ułożone są wzdłuż dwóch linii przebiegających równoleżnikowo i jednej południkowo, które przypuszczalnie odwzorowują przebieg głównych szczelin krasowych w wapieniach.

W miejscu występowania zagłębień krasowych pokrywa czwartorzędowa nie przekracza 20 m głębokości i obejmuje trzy pokłady glin zwałowych. Dwie, odłożone najbliżej powierzchni to gliny zwałowe dwóch faz recesyjnych stadiału odry. Pomiędzy warstwami znajdują się wkładki piasków i mułków zastoiskowych. Warstwa gliny osadzona najgłębiej powstała w czasie zlodowaceń południowopolskich. Położona jest wyłącznie w obniżeniach podłoża podczwartorzędowego, a jej miąższość nie przekracza 5 m.

Badania przeprowadzono w czterech zagłębieniach położonych w miejscowości Daleszewice. Dwa z nich wypełnione są osadami biogenicznymi (o miąższości do ok. 2,9 m), natomiast dwa kolejne nie posiadają wypełnień, a ich dna budują osady mułkowo-gliniaste. Ręczne wiercenia geologiczne wykazały, że miąższość i granulometria odpowiadających sobie warstw osadów w najbliższym otoczeniu i wewnątrz mis omawianych zaklesłości jest taka sama, co może potwierdzać przypuszczenia o ich zapadliskowej genezie. Z uwagi na słabą przepuszczalność gliny zwałowej powstałe w wapieniach ubytki zostają uszczelnione, a procesy krasowienia w tym miejscu znacznie spowolnione. Z tego względu powstałe na powierzchni zagłębienia zwykle nie zmieniają swojego kształtu, a jedynie mogą zostać wypełnione osadami mineralnymi bądź organicznymi.

ZAPIS ŚRODOWISKA GLACJALNEGO I PERYGLACJALNEGO W OSADACH VISTULIAŃSKICH W REGIONIE ŁÓDZKIM

Danuta DZIEDUSZYŃSKA, Joanna PETERA-ZGANIACZ, Małgorzata ROMAN

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

Region łódzki jest obszarem, w którym specyfika zmian klimatycznych zachodzących podczas vistulianu zaznaczyła się wyraźnie w różnych środowiskach sedymentacyjnych. Zapis geologiczny ze strefy ekstraglacialnej oraz z obszaru na północnym pograniczu regionu, który podczas ostatniego zlodowacenia pokryty był lądolodem, daje kompletny, w ujęciu stratygraficznym, obraz zdarzeń jakie zachodziły w przeszłości. Zestawiono dane z różnych środowisk sedymentacyjnych: glacialnego, fluwialnego, stokowego, eolicznego, jeziorno-bagiennego oraz uwzględniono przejawy procesów typowych dla środowiska peryglacialnego. Dążąc do stworzenia możliwie kompletnego obrazu przekształceń środowiska naturalnego w vistulianie w regionie łódzkim wykorzystane zostały informacje pochodzące z poszczególnych środowisk w taki sposób aby niedobór świadectw paleogeograficznych pochodzących z jednego środowiska rekompensowany był danymi pozyskanymi z innych środowisk sedymentacyjnych. Takie podejście wynika z braku geoarchiwum w regionie łódzkim z pełnym zapisem przemian naturalnych zachodzących podczas vistulianu.

Procesy, które zachodziły podczas vistulianu w regionie łódzkim były przede wszystkim wywołane globalnymi zmianami klimatycznymi, czego najbardziej oczywistym przejawem była transgresja lądolodu podczas późnovistulińskiego maksimum na północne obrzeże regionu. Jednak ewidentne jest także oddziaływanie warunków lokalnych, modyfikujących przebieg reakcji niektórych środowisk. Przykładem jest środowisko fluwialne, kiedy to w dolinach rzecznych u schyłku vistulianu zmiana układu roztokowego na meandrowy była niesynchroniczna. Różne środowiska odznaczają się odmienną bezwładnością a zarazem wrażliwością na krótkotrwałe oscylacje klimatyczne: środowisko stokowe, w sprzyjających okolicznościach reaguje szybko, dając wyraźny zapis w postaci osadów i form. Szczególna jest w tym kontekście reakcja środowiska eolicznego, gdzie aktywność procesów eolicznych zapisana jest dla znacznej części vistulianu w cechach teksturalnych osadów, a dopiero od schyłku vistulianu również w postaci form.

Przez większą część vistulianu region łódzki znajdował się pod wpływem procesów peryglacialnych, które pozostawiły różnorakie ślady w poszczególnych środowiskach sedymentacyjnych, wpływając także znacząco na dynamikę procesów w środowisku fluwialnym czy stokowym. Stan rozpoznania zmian warunków środowiskowych wczesnego vistulianu oraz dolnego plenivistulianu jest znacznie słabszy niż w odniesieniu do młodszej części vistulianu, dla której możliwe było odtwarzanie zdarzeń paleośrodowiskowych o bardzo niewielkiej skali czasowej.

CECHY GRANULOMETRYCZNE LESSÓW W SEKWENCJACH LESSOWYCH W ŻŁOTEJ K/ SANDOMIERZA

Marcin KRAWCZYK, Zdzisław JARY, Jacek SKURZYŃSKI, Kamila RYZNER

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
marcin.krawczyk@uwr.edu.pl

Sedymentacja lessu na obszarze Polski podczas zlodowacenia wisły nie była ciągła. Jej intensywność była zróżnicowana, czego dowodem mogą być zmiany zapisane w składzie granulometrycznym lessów. Nowe, precyzyjne techniki oznaczania uziarnienia osadów umożliwiają wykorzystanie różnych wskaźników granulometrycznych do szczegółowej analizy procesów depozycji lessów. Przedmiotem niniejszego opracowania jest analiza cech granulometrycznych dwóch sąsiednich sekwencji lessowo-glebowych w Żłotej koło Sandomierza.

Odsłonięcia w Żłotej zlokalizowane są na lewym brzegu doliny Wisły, ok 25 m nad jej obecnym dnem, 7 km na południowy zachód od Sandomierza. W obu profilach wyróżniono pięć późnoplejstocennych jednostek lito-pedostratygraficznych określonych zgodnie z propozycją Markovića i współautorów (2015): dwa poligeniczne pedokompleksy (S1, L1SS1), dwie jednostki lessowe (L1LL1, L1LL2) oraz zredukowany poziom gleby holocennej (S0). Profile oddalone są od siebie o ok. 100 m i znajdują się miejscu dawnego wyrobiska. Pierwszy z nich został opisany i zbadany w 2003 roku (Jary, 2007), a prace w drugim profilu przeprowadzono w roku 2012 (Jary i in., 2014).

Do szczegółowych badań wykorzystano ok. 600 próbek lessu pobranych w interwałach co 5 cm. Próbkę te poddano rygorystycznej preparatyce, a następnie oznaczono skład granulometryczny metodą dyfraktometrii laserowej aparatem Mastersizer 2000. Wydzielono cztery frakcje: pył gruby (16–63 μm), pył drobny (4–16 μm), materiał ilasty (<4 μm) oraz piasek (>63 μm). Na ich podstawie wyliczono tzw. granulometryczne wskaźniki pośrednie (ang. grain size proxy) bardzo często wykorzystywane w badaniach paleośrodowiskowych do rekonstrukcji takich zmiennych jak odległość od źródeł materiału lessowego czy siła wiatru podczas faz depozycyjnych. W niniejszym opracowaniu wykorzystano dwa, najczęściej cytowane w literaturze wskaźniki.

Pierwszym jest wskaźnik U-ratio wyrażony stosunkiem zawartości grubego i średniego pyłu do zawartości pyłu drobnego (org. 16-44 μm / 5,5-16 μm ; w niniejszym opracowaniu 16-63 μm / 4-16 μm : ze względu na przedziały frakcji wg. Pettijohn i in., 1972). Wskaźnik ten został zaproponowany przez Vandenberghe'a w 1985 roku wykorzystywany jest do oddzielania ciepłych okresów charakteryzujących się słabą dynamiką wiatru (niskie wartości U-ratio) od okresów zimnych cechujących się wysoką dynamiką procesów eolicznych (wysokie wartości U-ratio).

Wskaźnik GSI (Grain Size Index) został zaproponowany w 2002 roku przez Rousseau i współautorów, jako wskaźnik wyrażający dynamikę wiatru transportującego pył (Ujvari i in., 2016). Wskaźnik ten opiera się na stosunku zawartości pyłu grubego i średniego do zawartości frakcji drobniejszych: pyłu drobnego i iłu (org. GSI: 20–50 μm / $<$ 20 μm ; w tym opracowaniu 16-63 μm / $<$ 16 μm ze względu na przedziały frakcji wg. Pettijohn i in. 1972). Indykator ten jest stosowany w celu wykazania zmian wydajności porywania, transportu i depozycji drobnego pyłu lessowego w odniesieniu do grubszych frakcji lessowych w zależności od siły wiatru. Wysokie wartości GSI wskazują na większą częstotliwość burz pyłowych oraz odpowiednio wysokie tempo depozycji.

Analizując zróżnicowanie udziałów wydzielonych frakcji granulometrycznych oraz zastosowane wskaźniki w profilach pionowych zauważono generalny trend wzrostu grubości cząstek w kierunku stropu obu sekwencji. Szczególnie dobrze jest to widoczne w jednostkach lessowych L1LL1 i L1LL2. Wyraźne wzbogacenie we frakcje drobniejsze (<16 μm) występuje przede wszystkim w glebie śródlessowej L1SS1 oraz w miejscach, w których stwierdzono występowanie horyzontów glejowych. W profilu z 2012 roku nie zaznacza się typowe dla gleb zróżnicowanie granulometryczne w jednostce S0. Dla gleb charakterystyczny jest dość gwałtowny wzrost udziału frakcji drobniejszych przy jednoczesnym spadku udziału frakcji grubszych (pył gruby) występujący wraz z końcem fazy sedymentacji lessowej.

Na potrzeby szczegółowych analiz granulometrycznych sporządzono wykresy klasyfikacyjne wykazujące wewnętrzne zróżnicowanie profilu w odniesieniu do trzech grup granulometrycznych: ilu i drobnego pyłu (< 16 µm), średniego i grubego pyłu (16-63 µm) oraz piasku (>63 µm). Rozkład punktów w obu badanych wykresach jest podobny. W obu przypadkach można wyróżnić dwie grupy. Pierwszą z ich stanowią próbki zakwalifikowane do trzech jednostek: L1LL1, L1LL2 i S0. Grupa ta charakteryzuje się największą zawartością frakcji średniego i grubego pyłu, powszechnie uznawanych za najbardziej typowe dla lessowego transportu eolicznego (m. in. Różycki, 1991; Pye, 1995). Drugą grupę stanowią punkty obrazujące uziarnienie gleb kopalnych L1SS1 i S1. Grupa ta jest najmniej zwarta, duże jest w niej zróżnicowanie frakcyjne.

Podobną informację niosą ze sobą krzywe rozkładu uziarnienia wydzielonych jednostek lito-pedostratygraficznych dla obu profili w Złotej. Rozkłady uziarnienia najmłodszej jednostki lessowej i gleby holocenińskiej w obu przypadkach są podobne i nieco różnią się od jednostek zalegających poniżej. W przypadku jednostek glebowych L1SS1 i S1 wartości mediany przesunięte są w stronę frakcji drobniejszych. W przypadku gleby S1 zauważalna jest polimodalność rozkładu informująca o wyraźnej domieszce frakcji piaszczystej.

Analiza wykresów granulometrycznych sekwencji lessowo-glebowych w Złotej k. Sandomierza pozwoliła na wysunięcie kilku podstawowych wniosków:

- Krzywe rozkładów uziarnienia wykonane dla obu sekwencji w Złotej są podobne. Sugeruje to, że zapis zmian uziarnienia na badanym obszarze nie jest przypadkowy.
- Zmiany środowiska depozycyjnego potwierdzone są przez zmienność granulometrycznych wskaźników pośrednich. Jest to szczególnie dobrze widoczne w rozkładach uziarnienia najmłodszych lessów L1LL1. W obu przypadkach widać wzrastającą dynamikę środowiska, charakteryzującą się wzmożonym wzrostem siły wiatrów, co zbiegało się prawdopodobnie z panowaniem surowego, mroźnego klimatu. Szczególnie istotne są wyraźne wkładki piaszczyste informujące o epizodach dostawy lokalnego materiału transportowanego z doliny Wisły.
- Analiza granulometrycznych wskaźników statystycznych sugeruje, że jedynie podczas formowania się jednostek lessowych L1LL1 panowały względnie stabilne warunki dynamiki środowiska, potwierdzone stosunkowo wysokimi wartościami wskaźnika spłaszczenia rozkładu uziarnienia oraz słabo zróżnicowanymi wartościami skośności.
- Sedymentacja lessu na badanym obszarze nie była ciągła. W strukturze jednostek lessowych wyróżniono liczne horyzonty glejowe, zaznaczone zwiększoną zawartością drobniejszych frakcji, charakterystyczną dla jednostek glebowych. Ich obecność sugeruje, że podczas sedymentacji musiało dochodzić do krótkich okresów stabilizacji środowiska depozycyjnego.
- W obu profilach najmłodsza gleba holocenińska S0 została zdegradowana w wyniku długoletniej działalności rolniczej. Charakterystyki granulometryczne substratu tych gleb nieznacznie tylko różnią się od uziarnienia lessów L1LL1.

Literatura:

JARY Z., 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy (Record of Climate Changes in Upper Pleistocene loess-soil sequences in Poland and western part of Ukraine). Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego 1, Wrocław, 136 pp.

JARY Z., MROCZEK P., (eds.), 2014. Kukła LOESSFEST '14 - 7th Loess Seminar in Wrocław, International Conference on Loess Research in memoriam of George Kukla, September 8-15 2014. Abstracts and field guide book. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, pp. 84.

MARKOVIĆ S.B., STEVENS T., KUKLA G.J., HAMBACH U., FITZSIMMONS K.E., GIBBARD PH., BUGGLE B., ZECH M., GUO Z., HAO Q., WU H., O'HARA-DHAND K., SMALLEY I.J., UJVARI G., SUMEGI P., TIMAR-GABOR A., VERES D., SIROCKO F., VASILJEVIĆ D.A., JARY Z., SVENSSON A., JOVIĆ V., LEHMKUH F., KOVACS J., SVIRCEV Z., 2015. Danube loess stratigraphy – Towards a pan-European loess stratigraphic model, *Earth Science Reviews* 148, 228-258. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.06.005>

- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R., 1972. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York. xvi + 618 p.
- PYE K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14, 653-667.
- ROUSSEAU D.-D., ANTOINE P., HATTÉ C., LANG A., ZÖLLER L., FONTUGNE M., BEN OTHMAN D., LUCK J.-M., MOINE O., LABONNE M., BENTALEB I., JOLLY D., 2002. Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1577–1582.
- RÓŻYCKI S.Z., 1991. Loess and loess-like deposits. Wyd. Ossolineum, Wrocław.
- UJVARI G., KOK J.F., VARGA G., KOVACS J., 2016. The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews*, 154 247–278.
- VANDENBERGHE J., MÜCHER H.J., ROEBROEKS W., GEMKE D., 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht–Belvedere, Southern Limburg, The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst, Nieuwe Ser. (Neth.)* 39, 7–18.

LITOSTRATYGRAFIA GLIN ZWAŁOWYCH W POLSCE ZACHODNIEJ I WSCHODNIEJ W UJĘCIU PORÓWNAWCZYM

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA², Jerzy RACZYK¹, Dariusz WIECZOREK³

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, 50-205 Wrocław, ul. W. Cybulskiego 34, dariusz.krzyzkowski@uwr.edu.pl; jerzy.raczyk@uwr.edu.pl;

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, 90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88, lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl;

³dariusz.a.wieczorek@gmail.com

W analizie podjęto próbę porównania wyników badań litopetrograficznych glin zwałowych w Polsce zachodniej i wschodniej.

Gliny z obu obszarów badano według metodyki wypracowanej przez PIG w Warszawie. Populację żwirów frakcji 5-10 mm, dzielono na dwie grupy: skały północne (skandynawskie) oraz skały lokalne (z południowej części niecki Bałtyku i niżu polskiego). W każdej z grup wyróżnia się podgrupy z uwagi na zróżnicowanie litologiczne. W oparciu o dokonany podział obliczono współczynniki petrograficzne: O/K; K/W i A/B (O – suma skał osadowych; K – suma skał krystalicznych i kwarcu; W – suma skał węglanowych; A – suma skał nieodpornych na niszczenie; B – suma skał odpornych na niszczenie, skały skandynawskie). Na podstawie ich wielkości otrzymuje się graficzny obraz tych cech. Ważnym jest aby w analizie litostratygraficznej glin brać pod uwagę też ich odniesienie względem osadów interglacjalnych o ustalonej pozycji stratygraficznej.

Zachodnia Polska. Badaniami objęto 17 obszarów cząstkowych (*literatura poniżej, najwięcej prac autorstwa D. Krzyzkowskiego*), przy czym były też syntezy tych badań (np. Krzyzkowski 2010b; Krzyzkowski i Wachecka-Kotkowska 2013). Krzyzkowski skłania się ku schematom stratygraficznym stosowanym w Europie Zachodniej, a głównie Niemczech (por. rys. 1). Stąd też mamy: Weichselian (ze stadiąłem głównym, LGM; oraz niepewnym starszym stadiąłem), Saalian (Saalian Complex ze stadiąłem przedodrzańskim, jednym-dwoma stadiąłami odry, trzema-czterema stadiąłami warty; stadiały rozdzielone są interstadiąłami), Elsterian (Elsterian Complex ze stadiąłami Nidy, Sanu 1 i Sanu 2; stadiały prawdopodobnie rozdzielone są interstadiąłami) oraz dwa stadiały w obrębie zlodowacenia Narwi lokowanego w Cromerian Complex. Krzyzkowski (2010b) szacuje czas trwania nasunięcia lądolodu skandynawskiego w okresie Weichselian na około 20 ka. Z kolei długość trwania Saalian Complex na 70 ka, a Elsterian Complex na 30 ka. Zlodowacenie Narwi mogło trwać około 35 ka.

W zachodniej Polsce przy korelacji poziomów glin zwałowych zachodzi poważna niedogodność polegająca na tym, że brak jest tutaj tak dużej ilości stanowisk utworów interglacjalnych, jaka występuje w Polsce wschodniej. Stwarza to konieczność ustalania stratygrafii glin zwałowych i innych utworów w oparciu o superpozycję samych glin, którą też czasami nie łatwo określić. W badaniach zauważono, że niektóre poziomy glin wykazują jednolity skład petrograficzny na całym obszarze, od Sudetów po Pomorze. Są to gliny Pietrzykowice-Grońsko-Babinek-Dreżewo (Nida) oraz Smolna-Dopiewiec-Glinno-Niemierze (Odra). Z kolei inne poziomy, jak gliny Krzesinki-Rynica-Pustkowo (San 1) oraz Taczów-Naratów-Karolewo-Marwice (Warta 1), pomimo, że wykazują znacznie mniejsze rozprzestrzenienie w kierunku południowym, są bardziej zróżnicowane. Jednolitość może być tłumaczona powstaniem w jednym lobie nasuwającego się lądolodu. Wydaje się, że podczas Elsterian Complex wschodnia granica takiego lobu znajdowała się na zachód od doliny Proсны, a podczas Saalian Complex na wschód od niej, a nawet rejonu Bełchatowa (Krzyzkowski 2010b). Kolejną charakterystyczną cechą zróżnicowania składu petrograficznego glin jest duża zawartość skał krystalicznych w dolnych poziomach każdego z kompleksów oraz zlod. Narwi. Wyżej położone poziomy glin w danym kompleksie mają bardziej wyrównany stosunek skał krystalicznych do skał węglanowych, a najwyższe poziomy wykazują przewagę wapieni i dolomitów. Takie dane wskazują, że lob lądolodu podczas wstępnych etapów zlodowacenia postępował z północy, następnie z północnego-wschodu, a później nawet ze wschodu. Ponadto najmłodsze gliny każdego głównego zlodowacenia wykazują dużą zmienność zawartości dolomitu.

Ponad środkowym poziomem glin w obrębie Elsterian Complex i dolnym poziomem glin w obrębie Saalian Complex stwierdzono występowanie serii rzecznych, odpowiednio formacji

piroksenowej Oleśnica i Pawłowice oraz formacji Lasek i Chojny. Ich obecność może służyć do uszczegółowienia stratygrafii.

Krzyszowski (2010b) również dokonał korelacji stadiałów czy zlodowaceń do krzywej izotopowej tlenu. Przedstawia to tab. 1. Zastrzeżenie może budzić występowanie kilku stadiałów w jednym piętrze tlenowym.

Wschodnia Polska. Dla obszaru Polski wschodniej, a właściwie dorzecza Wisły, wyniki analiz glin zwałowych przedstawił Lisicki (2003a, b). Badaniami objął on 18 obszarów cząstkowych. Autor ten wyróżnił 8 zlodowaceń, w których opisał od 1 do 3 poziomów glin. Poziomom glinowym w obrębie zlodowacenia nadał rangę stadiałów. I tak mamy: zlodowacenie wisły (B3 - stadiał młodszy, główny; B2 - stadiał starszy, świecica; B1 - stadiał najstarszy, torunia); zlodowacenie warty (W2 - stadiał młodszy, warty s.s.; W1 - stadiał starszy, odry); zlodowacenie krzyny (O2 - stadiał młodszy i O1 - starszy); zlodowacenie liwca (C); zlodowacenie sanu 2, wilgi (G2 - stadiał młodszy, broku; G1 - stadiał starszy, wilgi s.s.); zlodowacenie sanu 1 (S2 - stadiał młodszy i S1 - starszy); zlodowacenie nidy (N2 - stadiał młodszy i N1 - starszy); zlodowacenie narwi (A2 - stadiał młodszy i A1 - starszy). W analizie tej uwzględniono szczególnie pozycję osadów interglacjalnych mazowieckiego, które w Polsce wschodniej rozdzielają różne typy petrograficzne glin lodowcowych, starsze - o dużej i młodsze - o mniejszej, zawartości okruchów skał lokalnych (Lisicki 2003a). Okazało się też, że wyraźnie wyodrębniły się trzy lokalne litotypy glin. Gliny litotypu S1 oraz G1 i G2 w profilach znajdują się poniżej osadów interglacjalnych mazowieckiego, przy czym gliny S1 zalegają poniżej glin litotypów G1 i G2. Gliny litotypu O2 zalegają powyżej osadów tego interglacjalnego. Dodatkowo analiza statystyczna wykazała, że litotypy te przedstawiają różne zbiory liczb, a więc są odmienne. Dane te posłużyły do stratygraficznej korelacji innych litotypów glin zwałowych. Okazało się też, że można obserwować migrację kierunków nasuwania się lądolodów skandynawskich. Z kierunku północnego (poprzez dzisiejszą południową Szwecję) nasuwały się lądolody stadiałów A2, S1 i S2. Z kierunku północnego (poprzez dzisiejszą południową Finlandię i Łotwę) nasuwały się lądolody stadiałów A1, N2, G1, G2, W1, W2. Z kierunku północno-wschodniego (poprzez dzisiejszą Estonię i Litwę) nasuwały się lądolody stadiałów N1, C, O1, O2, B1, B2, B3.

Zauważa się też dużą zgodność wykonanych badań z podziałem plejstocenu zastosowanym w Instrukcji (1996). Generalnie jak można zauważyć Lisicki (2003a, b) skłaniał się ku schematom stratygraficznym szkoły warszawskiej (prof. Różycki, Lindner, Marks).

Lisicki (2003a) dokonał też korelacji stadiałów czy zlodowaceń do krzywej wskaźnika izotopów tlenu. Przedstawia to tab. 1. Zastrzeżenie może budzić występowanie zlodowaceń, których stadiały występują w różnych piętrach tlenowych.

Wnioski i uwagi:

1. Na obu obszarach wydzielono kilkanaście poziomów glinowych, które charakteryzują się pewnymi charakterystycznymi wielkościami współczynników petrograficznych.
2. W Polsce zachodniej zgrupowano je w zasadzie w obrębie czterech cykli glacialnych - zlodowaceń (Weichselian; Saalian Complex; Elsterian Complex; Narew - jako piętro glacialne w Cromerian Complex). W Polsce wschodniej zgrupowano je natomiast w obrębie ośmiu zlodowaceń (Wisła, Warta, Krzna, Liwiec, San 2, San 1, Nida, Narew). Podział stratygraficzny poziomów glinowych Polski zachodniej wydaje się być uproszczony. Z kolei w Polsce wschodniej podział ten wydaje się rozbudowany.
3. Zauważa się różnicę pomiędzy oboma obszarami pod względem ilości stanowisk interglacjalnych. W Polsce wschodniej jest ich zdecydowanie więcej, co ułatwia podział stratygraficzny, w Polsce zachodniej jest ich bardzo mało, co można próbować tłumaczyć większymi wpływami oceanicznymi, a przez to innym charakterem deglacjacji, oraz większą erozją.
4. Istnieje wyraźna rozbieżność w zakładanym (stwierdzonym?) następstwie stratygraficznym następujących okresów interglacjalnych: Zbójna-Ferdynandowa-Mazowska (Polska zachodnia) oraz Zbójno-Mazowiecki-Ferdynandowski (Polska wschodnia), jak i ich pozycji chronostratygraficznej (łączenie z konkretnym MIS).
5. Zakładając, że w obu tych obszarach następstwo glin zostało poprawnie rozpoznane, wydaje się, iż trzeba szukać możliwych przyczyn wpływających zauważalnie na różnice interpretacyjne. Być może pomocna byłaby tu analiza terenów z pogranicza obu tych

obszarów, jak również szersza analiza z uwzględnieniem obszarów Niemiec, Białorusi, Ukrainy, Litwy.

6. Przy analizie poziomów glinowych należy uwzględniać glacitektonikę, która być może nie „wychodzi” w pojedynczym otworze, ale może „wychodzić” w skali całego obszaru badanego, czy nawet mniejszego regionu.
7. Z pewnością oba te schematy stratygraficzne trzeba odnieść do krzywej izotopowej tlenu, a szczególnie jej przebiegu w obrębie konkretnych okresów glacialnych. Wydaje się, że dobrym rozwiązaniem może być krzywa LR04 (Lisiecki i Raymo 2005). Tak duże zdarzenia geologiczne jak stadiały, obejmujące swym zasięgiem znaczne obszary, powinny być widoczne w przebiegu tej krzywej.

Tabela 1. Poziomy glin zwałowych w Polsce zachodniej i wschodniej

Stratygrafia	Polska zachodnia	MIS	Polska wschodnia		Stratygrafia
			1''	2''	
<i>Holocen</i>	<i>Holocen</i>	1	<i>Holocen</i>		<i>Holocen</i>
Weichselian	Gardno-Pomorze-Poznań-Leszno	2	B3	B3	Wisła
		3	–	–	
	?	4	B2	B2	
		5a-5d	B1	B1	
<i>Eem</i>	<i>Eem</i>	5e	<i>Eem</i>		<i>Eem</i>
Saalian (Saalian Complex)	Warta <i>Chojny i Lasek fm</i> Odra	6	W2 W1	W2 W1	Warta
Holsteinian (Czyżów Complex)	<i>Zbójno</i>	7	<i>Lubawski</i>		<i>Lubawski</i>
	Liwiec- okres chłodny	8	O2 O1*	O2 O1*	Krzna
	<i>Ferdynandów</i>	9	<i>Zbójno</i>		<i>Zbójno</i>
	Wilga - okres chłodny	10	C*	C*	Liwiec
	<i>Mazowsze</i>	11	<i>Mazowiecki</i>		<i>Mazowiecki</i>
Elsterian (Elsterian Complex)	San 2 <i>Pawłowice i Oleśnica fm</i> San 1 Nida	12	G2*	G2*	San 2
Cromerian Complex	<i>Augustów</i>	13	<i>mr</i>	<i>mr</i>	
		14	G1	G1	
		15	<i>Ferdynandowski</i>		<i>Ferdynandowski</i>
	Narew	16	S2	S2 S1	San 1
	hiatus	17	<i>dom</i>	<i>dom</i>	
		18	S1	N2 N1	
		19	<i>K</i>	<i>P</i>	
		20	N2 N1	A2	Nida
		21	<i>P</i>	?	<i>Augustowski</i>
	Bavelian		22	A2	A1*
23			–	X	
24			A1*		

Polska zachodnia (Krzyszowski 2010b; Krzyszowski i Wachecka-Kotkowska 2013): *Chojny i Lasek fm*; *Pawłowice i Oleśnica fm* - serie rzeczne interstadialne;

Polska wschodnia (Lisicki 2003b): 1'' - wersja pierwsza; 2'' - wersja druga; *mr* - interstadiał mragowski; *dom* - interstadiał domuratowski; *K* - interglacjał małopolski; *P* - interglacjał augustowski;

*- poziomy glinowe występujące tylko w obrębie tego obszaru badań

- CZERWONKA, J.A., KRZYSZKOWSKI, D., 1992a. Till characteristics and stratigraphy in the Bełchatów outcrop, central Poland, *Quaternary Studies in Poland*, 11: 43-64.
- CZERWONKA, J.A., KRZYSZKOWSKI, D., 1992b. Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, Southwestern Poland, *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 40: 203-233.
- CZERWONKA, J.A., KRZYSZKOWSKI, D., 1994. Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland, western Poland, *Folia Quaternaria*, 65: 7-71.
- CZERWONKA, J.A., DOBOSZ, T., KRZYSZKOWSKI, D., 1997. Till stratigraphy and petrography of the northern Silesia, Southwestern Poland, *Kwart. Geol.*, 41: 209-242.
- CZERWONKA, J.A., DOBOSZ, T., KRZYSZKOWSKI, D., HAISIG, J., WILANOWSKI, S., 1998. Stratygrafia i petrografia glin lodowcowych na obszarze wododziałowym pomiędzy dolinami Odry i Warty, Polska południowo-zachodnia, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 73-104.
- INSTRUKCJA, 1996. Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JASIEWICZ, J., CZERNAWSKI, J., KRZYSZKOWSKI, D., 2005. Stratygrafia osadów glacialnych strefy fazy gardnieńskiej (Pobrzeże Słowińskie) na podstawie kryterium petrograficznego, Plejstoceny i holoceny przemiany środowiska przyrodniczego Polski, R.K. Borówka (red.) Szczecin 2005: 34 – 37.
- JASIEWICZ, J., 2007. Weichselian red till in the Gardno Phase End Moraine (Debina Cliff) – criteria for distinction, origin and stratigraphic position, and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 56: 295-310.
- KRZYSZKOWSKI, D., ALEXANDROWICZ, S.W., KUSZELL, T., DYRCZ, M., GOSTKOWSKA, M., GRZEGORCZYK, B., 1998. Stratigraphy and sedimentary environments of the Late Pleistocene deposits; Stop 11: Poddąbie, in: Excursion Guide, Field symposium on glacial geology at the Baltic Sea coast in northern Poland, 13-19 September, 65-78, INQUA Commission on Glaciation, The Peribaltic Group.
- KRZYSZKOWSKI, D., CZERWONKA, J. A., 2007. Litostratygrafia oraz cechy mineralogiczno-petrograficzne osadów glacialnych i interglacialnych w rejonie Augustowa, Polska północno-wschodnia, *Acta Universitatis Wratislaviensis LXXVI, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 3009: 7-34.
- KRZYSZKOWSKI, D., CZERWONKA, J.A., 2007. Budowa geologiczna czwartorzędu okolic Ujścia nad Notecią ze szczególnym uwzględnieniem pozycji stratygraficznej glin lodowcowych, *Acta Universitatis Wratislaviensis LXXVI, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 3009: 35-54.
- KRZYSZKOWSKI, D., CZERWONKA, J.A., DOBRACKI, R., 2007. Litostratygrafia glin lodowcowych i osadów proglacialnych okolic Szczecina, Polska północno-zachodnia, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425: 47-74.
- KRZYSZKOWSKI D., 2010a. Stratygrafia, petrografia i paleografia glin lodowcowych w rejonie północno-zachodniego wybrzeża Polski, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 438: 51-92.
- KRZYSZKOWSKI D., 2010b. Stratygrafia glin lodowcowych w zachodniej Polsce - dyskusja. W: XVII Konf. Start. plejst. Polski, Jeziorowskie, PIG-PIB Warszawa: 123-127.
- KRZYSZKOWSKI, D., KUSZELL, T., 2012. Osady plejstocenu glacialnego w okolicy Nowego Tomysła (Polska zachodnia), *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 453: 97-121.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2013. Stratygrafia plejstocenu Polski środkowej w świetle hipotezy krótkich i długich okresów interglacialnych, W: XX Konf. Strat. plejst. Polski, Lasocin, PIG-PIB Warszawa: 59-62.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2015. Petrography of glacial tills in the Szczerców Outcrop, Central Poland – problems of stratigraphic interpretation, *Studia Quaternaria*, 32: 99-108.
- KRZYSZKOWSKI, D., KOSZKA-MAROŃ, D., Nowe spojrzenie na stratygrafię i środowisko sedimentacyjne osadów późnego Plejstocenu na wybrzeżu klifowym środkowej części polskiego wybrzeża Bałtyku, *Geological Quarterly*, (submitted).
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., MALKIEWICZ, M., JARY, Z., TOMASZEWSKA, K., NISKA, M., MYŚKOW, E., RACZYK, J., DRZEWICKI, W., HAMRYSZCZAK, D., NAWROCKI, J., CISZEK, D., RZODKIEWICZ, M., KRZYMIŃSKA, J., SKURZYŃSKI, J., JEZERSKI, P., A new site of Holsteinian

(Mazovian) limnic deposits in the Książnica outcrop at Krzczonów(near Świdnica), Sudetic Foreland, Quaternary International (submitted).

LISICKI, S., 2003a. Zasięgi lądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły wyznaczone na podstawie petrograficznych badań glin lodowcowych, w nawiązaniu do izotopowych stadiałów tlenowych. *Prz. Geol.*, 3: 217-223.

LISICKI, S., 2003b. Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły, *Prace Państw. Inst. Geol.*, 177: 1-105.

LISIECKI, L.E., RAYMO, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20. PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

STANKOWSKI, W., KRZYSZKOWSKI, D., 1991. Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. W: W. Stankowski (ed.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek, wyniki realizacji programu RR II 14 w okresie 1986-1990*, Inst. Bad. Czwart., UAM, Poznań: 11-31.

URBAŃSKI K., 2007. Litostratygrafia glin zwałowych na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej (Polska Zachodnia), *Acta Universitatis Wratislaviensis LXXVI, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 3009: 55-79.

**SERIA ZŁOŻOWA PLEJSTOCENSKICH PIASKÓW SZKLARSKICH W UJŚCIU – GENEZA, WIEK I
WARUNKI SEDYMENTACJI**

Mateusz MLECZAK¹, Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY¹, Małgorzata ROMAN²,
Antonius J. VAN LOON^{3,4}

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań,
mateusz.mleczak@amu.edu.pl; pisanka@amu.edu.pl

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź,
malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

³College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology,
No. 579, Qianwangang Road, 266590 Qingdao, Huangdao District, Chiny;

⁴Geocom Consultants,
Valle del Portet 17, 03726 Benitachell, Hiszpania
Geocom.VanLoon@gmail.com

Serię złożową tzw. piasków szklarskich w stanowisku Ujście (W Polska, Pojezierze Chodzieskie) reprezentuje 26 m miąższości seria jednorodnych, przeważnie drobnoziarnistych piasków warstwowanych horyzontalnie (litofacja *Sh*). Piaski wykorzystywane są w Hucie Ardagh Glass S.A. w Ujściu do produkcji ciemnego szkła opakowaniowego. W składzie mineralnym piasków dominuje kwarc (ponad 90%) o matowej powierzchni, niekiedy z wrostkami łuszczyków, rutylu i cyrkonu. Ponadto oprócz kwarcu występują skalenie, łuszczyki i minerały ciężkie (turmalin, granat, cyrkon, rutyl, dysten, epidot i apatyt; Bartczak, 2006). W dolnej części odsłoniętej serii piaszczystej sporadycznie pojawiają się masywne żwiry, średnio- i gruboziarniste o miąższości 20 cm, zaś w stropie serii – osady piaszczysto-mułowe (1-2 m) laminowane przekątnie riplemarkowo lub horyzontalnie z pojedynczymi klastami mułowymi o średnicach do 1-2 cm. Obecnie, w najniższej części wyrobiska odsłoniętych jest 11 m piasków powyżej których, w południowej części wyrobiska, występują cztery pokłady glin lodowcowych zdeponowanych podczas zlodowacenia odry i wisły rozdzielone lokalnie fluwioglacjalnymi piaskami ze żwirem. Łączna miąższość tych osadów wynosi około 30 m. Kontakt serii złożowej z przykrywającą je gliną jest ostry, erozyjny lub glacitektoniczny. Szczegółowe pomiary wykazały, że warstwowanie w piaskach litofacji *Sh* jest nachylone pod niewielkim kątem 2-4° na S, SW i W. Takie subhoryzontalne warstwowanie wskazywać może na depozycję rzeczną lub na stożku. Enigmatyczna pozostaje jednak znaczna miąższość stosunkowo jednorodnego materiału piaszczystego.

Metody badawcze. W celu odtworzenia warunków i czasu sedymentacji serii piaszczystej warstwowanej horyzontalnie wykonano szczegółowe profilowanie odsłoniętej części serii, pobrano próby do analiz uziarnienia, obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu we frakcji 0,5-0,8 i 0,8-1 mm oraz pobrano 3 próby do datowania metodą OSL.

Wyniki. Dolna, odsłonięta część serii piaszczystej składa się z 97-100% piasku, głównie drobno- i bardzo drobnoziarnistego (64-84%), z domieszką piasku średnioziarnistego (14-32%) i pyłu (do 3%). Górna część natomiast zawiera 98-99% piasku drobno- i bardzo drobnoziarnistego (96-98%) i niewielką domieszkę 1-2% pyłu. Większość ziaren kwarcowych jest matowa (61-77%), głównie umiarkowanie obtoczona (ang. *sub-rounded*) i obtoczona (ang. *rounded*) oraz umiarkowanie ostrokrawędzista (ang. *sub-angular*). Stosunek ziaren ostrokrawędzistych do obtoczonych rośnie w górę profilu. Datowania metodą OSL wykazały, że dolna część odsłoniętej litofacji piaszczystej została zdeponowana pomiędzy 235±2.2 a 227±2.2ka BP, podczas gdy górna 173±1.6ka BP.

Interpretacja i dyskusja wyników. Piaski złożowe interpretowane są za Bartczak (2006) jako utwory wodnolodowcowo-zastoiskowe, powstałe w czasie zlodowacenia odry (Saalian, MIS 6). Subhoryzontalne warstwowanie piasków wskazywać może na sedymentację w warunkach subakwalnego stożka albo sedymentację fluwialną. Dominujący udział piasków plażowych oraz eolicznych wskazywać mógłby na genezę eoliczną, jednakże udział frakcji drobnej (mułowej), obecność struktur riplemarkowych i klastów mułowych w górnej części serii dowodzi, iż osad ten zdeponowany był w środowisku wodnym. Najprawdopodobniej transport ziaren w środowisku wodnym był na tyle krótki, że ziarna zachowały cechy głównie materiału źródłowego. Wyniki

Postery

datowań wskazują, iż seria piaszczysta deponowana była podczas przedostatniego interglacjału MIS 7 (243-191ka) i zlodowacenia Odry (=Odranian, Saalian) MIS 6 (191-243ka).

Prace badawcze finansowane były z Narodowego Centrum Nauki - projekt GREBAL nr 2015/19/B/ST10/00661

Literatura:

BARTCZAK, E., 2006. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Piła (313). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

WSTĘPNA REKONSTRUKCJA PALEOŚRODOWISKOWA W REJONIE SERTEJI (WYSOCZYŻNA SMOLEŃSKA) NA PODSTAWIE ANALIZY SKŁADU SUBKOPALNYCH CHIRONOMIDAE

Agnieszka MROCKOWSKA¹, Piotr KITTEL¹, Andrey MAZURKEVICH², Mateusz PŁÓCIENNIK³

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź,
agnieszka.mrockowska@unilodz.eu

²The State Hermitage Museum, St. Petersburg, Russia

³Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Katedra Zoologii Bezkręgowców i Hydrobiologii, ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź

Sertejka jest niewielkim (ok. 20 km długości) lewostronnym dopływem Dźwiny. W jej współczesnej dolinie, w trakcie ponad już 30-tu lat prowadzenia badań archeologicznych, odkrytych zostało około 15 stanowisk archeologicznych datowanych na neolit. W dolinie Sertejki oraz Dźwiny liczne są również ślady osadnictwa z wczesnej epoki żelaza i wczesnego średniowiecza. Człowiek w pradziejach zasiedlał przede wszystkim obszary szczególnie dogodne pod względem środowiskowym. Urozmaicone formy terenu i obfitość źródeł pożywienia były czynnikami decydującymi przy zakładaniu osad przez ludność wykorzystującą gospodarkę przyswajalną. Ostatnie zlodowacenie wisły (Valdai) przyczyniło się do uformowania terenu niezwykle atrakcyjnego dla osadników mezolitycznych i neolitycznych w rejonie wsi Serteja na Wysoczyźnie Smoleńskiej. Intensywna działalność glacialna i fluwioglacjalna odpowiada za powstanie równin polodowcowych, wzgórz i pagórków morenowych, kemów, rynien subglacialnych i ozów. W jednej z rynien subglacialnych już w późnym vistulianie rozwinął się system jezior polodowcowych. W holocenie kolejne misy jeziorne zostały zdrenowane i stopniowo włączone w system rzeki Sertejki (Kalicki i in. 2015, Kittel i in. 2016).

Współczesny umiarkowany zimny klimat regionu Serteji kształtowany jest przez silny wpływ mas powietrza kontynentalnego. Osadnictwo pradziejowe w tym regionie charakteryzowało się znaczną dynamiką, co mogło wynikać ze zmian paleoklimatycznych oraz paleohydrologicznych. Pewne formy osadnictwa i gospodarki społeczności neolitu mogły być wymuszone wahaniami poziomu lustra wody w jeziorach (znaczące transgresje rekonstruowane są w okresie atlantyckim i subborealnym) oraz zamianą systemu jeziornego w fluwialny (Kalicki i in., 2015; Kittel i in., 2016). Dotychczas wykonane zostały wstępne analizy pyłkowe, okrzemkowe i geochemiczna przeprowadzone z niską rozdzielczością dla trzech profili (Dolukhanov i in., 1989, Kul'kova i in., 2001, 2015; Мазуркевич 2003; Mazurkevich i in., 2009a,b 2012). Dlatego niezbędne jest, dla zrozumienia dawnych relacji człowiek-środowisko, opracowanie szczegółowych rekonstrukcji paleośrodowiskowych bazujących na wieloaspektowych analizach paleoekologicznych rdzeni osadów organicznych.

Jeden z rdzeni pobrany został w 2016 r. z obszaru stanowiska archeologicznego Serteya II, na którym odkryte zostały w obrębie osadów jeziornych pozostałości osady palafitowej z trzeciego tysiąclecia p.n.e. Stanowisko palafitowe składa się z reliktyw sześciu budynków datowanych na około 4200 lat temu, które były sukcesywnie dobudowywane, remontowane i rozbudowywane. Ze strefy brzegowej paleojeziora, w obrębie stanowiska, został pobrany rdzeń (ST II M25) ze ściany wykopu archeologicznego o około głębokości 160 cm p.p.t. W rdzeniu tym zostały wydzielone: w części stropowej od 23 do 65,5 cm p.p.t. mułek organiczny, który przykrywał warstwę iłów (65,5-75 cm p.p.t.); gytia grubodetrytusowa (75-148,5 cm p.p.t.) oraz w części spągowej piaski z detrytusem roślinnym (148,5-156,5 cm p.p.t.). W obrębie gytii oraz podścielających ją piasków wystąpiły liczne artefakty i ekofakty neolityczne oraz kości pochodzące z dwu szkieletów młodych kobiet.

Rdzeń ST II M25 został poddany dotychczas analizie zbiorowisk subkopalnych Chironomidae. Analiza została wykonana z rozdzielczością 2 cm, a jej celem jest zrekonstruowanie z dużą rozdzielczością warunków paleoklimatycznych (określenie paleotemperatury lipca) oraz trofii i dynamiki zbiornika, pH wody. W stropowej części rdzenia do 88 cm p.p.t. odnotowano jedynie pojedyncze szczątki Chironomidae. Liczebność szczątków gwałtownie wzrosła na głębokości 90 cm p.p.t. i maksymalnie uzyskiwano 100 puszek głowowych Chironomidae z około 3g osadu. Od 150 cm p.p.t. liczebność ponownie stopniowo spada aż do spągu rdzenia. Wśród Chironomidae dominują

osobniki z plemienia Chironomini. Przeważają osobniki gatunków jeziornych, głównie strefy litoralnej jeziora, między innymi: *Polypedilum* typ *nubeculosum*, *Endochironomus* typ *tendens*, *Glyptotendipes*, licznie występuje także przedstawiciele rodzaju *Pseudodiamesa*. Szerokie występowanie osobników z rodziny Chironomidae i ich wąski zakres tolerancji ekologicznej w obrębie poszczególnych gatunków pozwolą na uzyskanie szerokiego tła ekologicznego funkcjonowania osadnictwa neolitycznego oraz zbadanie kierunków i znaczenia antropopresji w tym okresie.

Literatura:

- DOLUKHANOV, P.M., GEY, N.A., MIKLYAYEV, A.M., MAZURKIEWICZ, A.N., 1989. Rudnya-Serteyska, A stratified dwelling-site in the upper Duna basin (a multidisciplinary research), *Fennoscandia archaeologica*, Vol. VI, s. 23-27.
- KALICKI, T., ALEXANDROVSKIY, A.L., KITTEL, P., KRUPA, J., MAZURKEVICH, A., PAWŁOWSKI, D., PŁÓCIENNIK, M., STACHOWICZ-RYBKA, R., 2015. From Lake Basins to River Valley – Late Vistulian and Holocene evolution of Last Glaciation Area: Serteya Basin (Western Russia), [w:] G. Baryshnikov, A. Panin (red.), Gradualism vs catastrophism in landscape evolution. International Association of Geomorphologists (IAG) Regional conference, July 2-4, 2015, Barnaul, Russia, Extended Abstracts, Barnaul: Publishing House of Altai State University, s. 159-161.
- KITTEL, P., MAZURKEVICH, A., DOLBUNOVA, E., KALICKI, T., KULKOVA, M., PAWŁOWSKI, D., PŁÓCIENNIK, M., STACHOWICZ-RYBKA, R., ZAITSEVA, G., 2016. Evolution of lake basins in the Serteya region (Western Russia) in the context of Neolithic settlement's development, [w:] S. Levina, R. Gorodnichev, I. Yadrikhinski, P. Davydova (red.), Paleolimnology of Northern Eurasia. Experience, Methodology, Current Status: Proceedings of the International Conference. Yakutsk, 22-27 August, 2016. North-Eastern Federal University, Yakutsk, s. 13-15.
- KULKOVA, M.A., MAZURKEVICH, A.N., DOLUKHANOV, P.M., 2001. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat area of North-western Russia. *Geochronometria*, Vol. 20, s. 87-94.
- KULKOVA, M.A., MAZURKEVICH, A., GERASIMOV, D., 2015. Stone Age archaeological sites and environmental changes during the Holocene in the NW region of Russia, [w:] Harff, J., Bailey, G., Lüth, F. (red.) *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf*. Geological Society, London, s. 27-51.
- МАЗУРКЕВИЧ, А. Н., 2003. Первые свидетельства проявления производящего хозяйства на Северо-Западе России, [w:] Д. Г.Савинов, В. Н. Седых (red.). Пушкаревский сборник II. СПб: Изд-во С-Петербургского ун-та, s. 77-84.
- MAZURKEVICH, A., DOLUKHANOV, P., SHUKUROV, A., ZAITSEVA, G., 2009a. Mesolithic and Neolithic in the Western Dvina-Lovat Area, [w:] P.M. Dolukhanov, G.R. Sarson, A.M. Shukurov (red.), *The East European Plain on the Eve of Agriculture*, BAR International Series, Vol. 164, s. 145-153.
- MAZURKEVICH, A., KOROTKEVICH, B.N., DOLUKHANOV, P.M., SHUKUROV, A.M., ARSLANOV, KH.A., SAVEL'eva, L.A., DZINORIDZE, E.N., KULKOVA, M.A., ZAITSEVA, G.I., 2009b. Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins, *Quaternary International*, Vol. 203, s. 52-66.
- MAZURKEVICH, A., KULKOVA, M., SAVEL'eva, L., 2012. Geomorphic and sedimentation history of the Upper Dvina Basin., Human occupation history of the Upper Dvina Basin, [w:] Geoarchaeological issues of the Upper Dnieper – Western Dvina river region (Western Russia): fieldtrip guide. Geomorphic processes and geoarchaeology From Landscape Archaeology to Archaeotourism International conference August 20-24.2012.

**NOWE STANOWISKA TORFOWISK ŹRÓDLISKOWYCH Z MARTWICAMI WAPIENNYMI NA
OBSZARZE NIECKI NIDZIAŃSKIEJ**

Daniel OKUPNY¹, Witold Paweł ALEXANDROWICZ², Artur BŁACHOWSKI³, Jacek FORYSIAK⁴,
Sławomir ŻUREK⁵

¹Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

²Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica
al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

³Instytut Fizyki, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

⁴Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

⁵emerytowany Profesor Instytutu Geografii Uniwersytetu im. J. Kochanowskiego w Kielcach
ul. Szareckiego 6/48, 01-493 Warszawa

Osady torfowo-węglanowe budujące torfowiska źródłiskowe w Zwierzyńcu (NW od Buska-Zdrój), stanowią cenny materiał do badań paleogeograficznych Niecki Nidziańskiej. Złoże zbudowane z osadów biogenicznych (torfy mszyste oraz turzycowo-mszyste) oraz autigenicznych osadów węglanowych (martwice wapienne) zostało rozpoznane w latach 2014-2016. Badany ekosystem, stanowi pierwszy tego typu kompleks torfowiska źródłiskowego na terenie krajobrazu gipsowego Niecki Nidziańskiej (zawieszony na zboczu doliny torfowisko z charakterystyczną kopułą torfowo-martwicową w centralnej części). Na stanowisku, oprócz badań współczesnej szaty roślinnej, nie prowadzone były żadne badania z zakresu paleogeografii.

Pobrane do szczegółowych badań dwa rdzenie osadów torfowo-martwicowych (Zw-1 i Zw-2; miąższość odpowiednio 5 i 2 metry), zostały rozpoznane sedymentologicznie i opisane z wykorzystaniem formuły Troels-Smith'a z modyfikacją Dobrowolskiego. Z warstw reprezentujących poszczególne środowiska akumulacyjne (kreniczne, limnokreniczny i helokreniczne) pobrano materiał do datowań radiowęglowych oraz analiz paleobotanicznych, paleozoologicznych oraz geochemicznych (w tym oznaczenie pierwiastków o wymowie paleogeograficznej oraz pierwiastków śladowych, analiza stabilnych izotopów $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{34}\text{S}$ oraz spektroskopia mössbauerowska do oznaczenia zawartości żelaza $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$).

Wyniki prowadzonych badań geochemicznych posłużą identyfikacji trzech grup składników mineralnych w zależności od ich genezy (pochodzenia allochtonicznego, autogenicznego oraz biogenicznego). Jednoznaczne określenie warunków środowiska depozycyjnego będzie miało kluczowe znaczenie dla rozważań nad paleogeografią obiektu i jego otoczenia. Wyniki składu chemicznego i mineralnego badanych osadów biogeniczno-węglanowych będą rozpatrywane w kontekście jego położenia geomorfologicznego (krajobraz gipsowy Niecki Nidziańskiej) oraz budowy geologicznej determinującej lokalne tło geochemiczne i anomalie izotopową siarki oraz współczesnych badań hydrochemicznych.

**OSADY PLEJSTOCENSKICH POWODZI LODOWCOWYCH W STREFIE MARGINALNEJ
ŁĄDOŁODU WARTY WE WSCHODNIEJ POLSCE**

Anna ORŁOWSKA

Zakład Geoeologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie,
al. Kraśnicka 2 c,d, 20-718 Lublin
anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl

Katastrofalne powodzie lodowcowe (ang. *glacial lake outburst floods*) to nagłe wypływy wód lodowcowych o wielkości przepływu wielokrotnie większej od notowanego maksimum przepływu, które mają szczególny wpływ na kształtowanie krajobrazu oraz na życie człowieka w obszarze ich występowania (por Benn & Evans 2010). Obecność osadów dokumentujących występowanie katastrofalnych powodzi lodowcowych jest powszechna w obszarach współcześnie zlodowaconych (np. Islandia, Pamir, Himalaje). Natomiast, rzadko notowane są osady powodzi lodowcowych zdeponowanych przez łądolody plejstoceny (m.in. Kozłowski et al. 2005).

Ślady takich powodzi zostały rozpoznane w strefie marginalnej łądolodu warty (younger Saalian) we wschodniej Polsce. Są one zlokalizowane w osadach rozległej formy glacialmarginalnej, znaczącej maksymalny zasięg lobu Liwca. Jest to duży, piaszczysto-żwirowy stożek glacialfluwialny, o orientacji SW-NE, długości 1,5 km, szerokości 1 km i wysokości względnej ok. 10 m. Lokuje się on w pozycji wyniosłości podłoża, wznoszącej się z NW ku SE (Brzezina, 2000) i osiąga 168 m n.p.m. W jego budowie geologicznej odsłaniają się osady stożka terminoglacjalnego z sedymentacją w subśrodowiskach: migrujących koryt lub rozmyć erozyjnych [zespołu litofacji SGt,Sh] oraz równi zalewowej [zespół litofacji SGh,Sh,(STh)].

Ślady powodzi lodowcowych w obrębie badanego stożka odnotowano w:

1) osadach zespołu litofacji GSe,Se,Tm. Są to wielkoskalowe (2-m miąższości) rozmycia kanałowe, których cechą charakterystyczną jest normalne uziarnienie frakcjonalne. Są to grubo- i średnioziarniste żwiry piaszczyste (GSe) z głazami o średnicy ok. 1 m w spągu kanałów, przechodzące ku górze w piaski grubo- i średnioziarniste (Se). Wspólną ich cechą jest orientacja przekątnego warstwowania w kierunku E, SE i S. Kanały są zwieńczone wielko- i średnioskalowymi (20-70 cm) masywnymi mułami (litofacja Tm) z obecnymi w ich obrębie głazami. Wykształcenie zespołu litofacji GSe,Se,Tm świadczy o depozycji w kanałach o stopniowo zmniejszającej się dynamice przepływów od: wysokoenergetycznych, skoncentrowanych strumieni erodujących i formujących kanały (litofacja GSe), a następnie wypełniających rozmycia osadami piaszczystymi (litofacja Se) do sedymentacji z zawiesiny w stojących wodach w obrębie kanałów (litofacja Tm). Miąższość osadów kanałowych oraz występowanie w ich obrębie materiału skandynawskiego w postaci dużych klastów potwierdza ich związek z przepływami nadkrytycznymi lub przejściowymi do nadkrytycznych, których siła wyporu transportowała klasty frakcji głazowej. Tak wysoka dynamika przepływu jest najbardziej charakterystyczna dla subglacjalnego wypływu wód w postaci proglacjalnych wybuchów powodzi, zdolnych do depozycji wielkoskalowych systemów erozyjno-depozycyjnych oraz transportu wielkich głazów (Krigström 1962). Po zamieraniu przepływu w kanale następowało „grząźnięcie” klastów w opadającym z zawiesiny materiale wód stojących. Dowodem na jego wysoką ilastość jest najprawdopodobniej duża ilość materiału pozostającego w korycie po opadnięciu dynamiki wód, który następnie wypełniał koryto podczas długotrwałego procesu suspensji.

2) osadach zespołu litofacji DSs. Jest to ciągła warstwa piaszczystego diamiktonu warstwowanego o miąższości 1-3 m, przykrywająca osady wszystkich zespołów. Występuje on w formie lobowych pakietów, w obrębie których pojawiają się nieregularne soczewki drobnoziarnistego piasku. Szkielet ziarnowy zbudowany jest z rozproszonych gruboziarnistych żwirów i głazów. Osady tej jednostki to redeponowane, subarealne sploty diamiktonowe o znacznej gęstości, odpowiedzialnej za transport klastów żwirowych. O znacznej gęstości splotu świadczy znaczna zawartość frakcji ilastej oraz lobowy pokrój ławic, czyli cechy charakterystyczne dla płynięcia laminarnego splotu. Ich powstanie należy wiązać z procesami zmniejszającego się udziału wody w przepływach, a w konsekwencji nagłego zamrożenia przepływu o dużej gęstości i niewielkim udziale wody. Ławice smugowane reprezentują nieznaczny tylko udział wody przemywającej sploty i wypływającej z nich

niewielką ilość drobnych osadów piaszczystych. Takie cechy litologiczne są charakterystyczne dla gliny spływowej (ang. *flow till*) (Boulton 1968; Marcussen 1973; Zieliński i Van Loon 1996). Na jej związek z procesami zachodzącymi podczas powodzi lodowcowych wskazuje obecność struktur typu SSDS. Są to nieckowate (V-kształtne) ugięcia, osiągające wysokość do 3 m, które odnotowano w kilku miejscach odsłonięcia, w obrębie kontaktu z osadami zespołów podścielających. Ich cechą charakterystyczną jest nagromadzenie dużej ilości frakcji głazowej. Ich granicom towarzyszą struktury nieciągłe – uskoki normalne, biegnące zgodnie z nachyleniem granic niecki. Obserwowane niecki odpowiadają strukturom tzw. *gravifossum* (ang. *gravity-induced depression*) sensu Van Loon (2009), czyli obniżeniom grawitacyjnym, powstałym w wyniku grawitacyjnego zapadania osadów do niżej zalegających warstw. Ich genezę można wiązać z obciążeniem niżej zalegających osadów przez osady spływów upłynnionych z dużą ilością klastów frakcji głazowej o pokaźnych rozmiarach (średnica powyżej 4 cm). Zapadaniu grawitacyjnemu mogły sprzyjać osady podścielające tj. piaszczysto-mułowe i mułowe litofacji rynnowych, które najprawdopodobniej wykazywały cechy upłynnienia i plastyczny charakter odkształcania. O procesie zapadania w obrębie niecki świadczą również systemy uskoków normalnych, zrzutowych towarzyszące mu wzdłuż granic. Jednakże, obecność wielkoskalowych struktur rynnowych w osadach podścielających nieckę, wiązanych z depozycją podczas wielkich proglacialnych powodzi skłaniają do powiązania *gravifossum* z tzw. *boulder ring structure* sensu Maizels (1992, 1997). Jest to jedna z charakterystycznych cech wielu współczesnych proglacialnych systemów wód roztopowych, wyrażająca się obecnością kopców diamiktonowych (ang. *diamicton mounds*) z dużą ilością nagromadzonych głazów, powstałych bezpośrednio w dnie dynamicznego przepływu (ang. *stream-bed*) (Maizels 1992; Russell i in. 2006). Należy ona do jednego z wielu śladów pograżania bloków lodowych (ang. *ice blocks*), transportowanych przez suglacialne strumienie (ang. *flux*) wód roztopowych, które odpowiadają za powstawanie niecek wytopiskowych (ang. *kettle holes*) w strefie proglacialnej lądolodu/lodowca (por. Krigström 1962; Jewtuchowicz 1971, 1973; Klimek 1972; Olszewski i Weckwerth 1999; Russell i in. 2006).

Większość form rzeźby terenu, powstających w wyniku katastrofalnych powodzi lodowcowych, kształtuje się jako równiny aluwialne rzek roztokowych (por. Kozłowski et al. 2005), co jest wynikiem subglacialnego wypływu wód roztopowych. Badana forma rzeźby terenu najprawdopodobniej powstała w wyniku inglacialnego/supraglacialnego wypływu wód z lądolodu, na co wskazuje jej ukształtowanie w formie stożka glacialfluwialnego znacznych rozmiarów.

Literatura:

- BENN, D., EVANS, D.J.A., 2010. *Glaciers and glaciation*. Edward Arnold, London.
- BOULTON, G.S., 1968. Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. *Journal of Glaciology* 7; 391-412.
- BRZEZINA, R., 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Krzesk wraz z objaśnieniami. *PIG*, Warszawa.
- JEWUCHOWICZ, S., 1971. The present-day marginal zone of the Skeidararjökull. *Acta Geogr. Lodz.*, 27; 43-52.
- JEWUCHOWICZ, S., 1973. The present-day marginal zone of the Skeidararjökull. *Geogr. Polon.*, 26; 115-137.
- KLIMEK, K., 1972. Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia). *Prace Geograficzne PAN*, 84; 139 ss.
- KOZŁOWSKI, A.L., KEHEW, A.E., BIRD, B.C., 2005. Outburst flood origin of the Central Kalamazoo River Valley, Michigan, USA. *Quaternary Science Reviews*, 24; 2345-2374.
- KRIGSTRÖM, A., 1962. Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler*, 41; 328-346.
- MAIZELS, J. K., 1992. Boulder ring structures produced during jökulhlaup flows. *Geografiska Annaler*, 74A; 21-33.
- MAIZELS, J. K., 1997. Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quat. Science Reviews*, 16; 793- 819.
- MARCUSSEN, I., 1973. Studies on flow till in Denmark. *Boreas*, 2; 213-231.
- OLSZEWSKI, A., WECKWERTH, P., 1999. The morphogenesis of kettles in the Hófdabrekkajökull forefield, Myrdalssandur, Iceland. *Jökull*, 47, 71-88.

Postery

- RUSSELL, A J., ROBERTS, M.J., FAY, H., MARREN, P.M., CASSIDY, N. J., TWEED, F. S., HARRIS, T., 2006. Icelandic jökulhlaup impacts: implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology*, 75; 33-64.
- VAN LOON, A.J., 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: a review. *Geologos*, 15, 3-55.
- ZIELIŃSKI, T., VAN LOON, A.J., 1996: Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geology*, 101; 119-143.

**PRÓBA REKONSTRUKCJI ŚRODOWISKA OTOCZENIA GRODZISKA
W RĘKORAJU WE WCZESNYM ŚREDNIOWIECZU**

Wiktor PIECH

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
piechwiktor@gmail.com

Wczesnośredniowieczne grodzisko w Rękoraju znajduje się w powiecie piotrkowskim, gminie Moszczenica, w województwie łódzkim i zajmuje powierzchnię ok 2100 m². Pod względem regionalizacji fizycznogeograficznej wg Kondrackiego (2002), grodzisko położone jest na Wysoczyźnie Bełchatowskiej (318.81). W podziale na jednostki geomorfologiczne wg Gilewskiej (1986) analizowany teren mieści się w mezoregionie Wysoczyzna Bełchatowska (A V.g 1). Obszar zajęty był przez łądolody: nidy, san 1 i san 2, odry w stadiale maksymalnym oraz stadiale warty. Ten ostatni łądolód miał największy udział w modelowaniu rzeźby terenu, a co za tym idzie także w kształtowaniu m.in. warunków geologicznych i ukształtowaniu terenu obszaru. Gród funkcjonował najprawdopodobniej od IX wieku do około połowy XII wieku, a jego początki związane są z okresem plemiennym. Fortyfikacje są reliktem dwuczłonowego grodu pierścieniowego.

Wysoczyzny w rejonie Rękoraju zbudowane są z glin ze stadiału warty, zaś zbocza dolin są pokryte przez piaski gliniaste. Gliniasta wysoczyzna na badanym obszarze jest silnie porozcinana przez doliny małych rzek, suche doliny oraz dolinki denudacyjne. W dolinkach denudacyjnych zalegają piaski i mułki deluwalne, zaś dna dolin rzecznych wypełnione są mułkami, piaskami i żwirami rzeczными oraz gytiami i torfami. Same doliny są wąskie i miejscami występują w nich terasy plenivistuliańskie (Turkowska, 2006).

Kulminacje wysoczyzny w sąsiedztwie grodziska wznoszą się na 206 m n.p.m., zaś same fortyfikacje zlokalizowane zostały na erozyjnej terasie rzecznej, w bezpośrednim sąsiedztwie dna doliny niewielkiego ciek, na rzędnej około 193 m n.p.m. Średnie spadki zboczy dolin wynoszą 2,5°. Grodzisko znajduje się przy swoistym węźle hydrograficznym, gdzie rzeka Moszczanka zbiera wody trzech dopływów.

Podczas badań geomorfologicznych położenia grodziska wykonane zostało szczegółowe kartowanie geologiczne jego otoczenia. W oparciu o ich wyniki wykreślono szkice geologiczne i geomorfologiczne, przekroje doliny ciek, w obrębie której zlokalizowany jest obiekt, oraz dwa profile kauzalne. Przekroje te objęły dolinę rzeczną wraz z grodziskiem oraz przyległe powierzchnie wysoczyznowe. Pierwszy przekrój prezentuje współczesne zagospodarowanie terenu z przewagą pól uprawnych na zboczach doliny i zarośli oraz grup drzew w obrębie jej dna. Drugi przekrój przedstawia rekonstrukcję sytuacji występującej we wczesnym średniowieczu, kiedy znaczne powierzchnie zajmowały prawdopodobnie lasy, a obszary uprawowe występowały na terasach i w dnie doliny. Obszar został podzielony na pięć stref: (I) system umocnień, (II) bezpośrednie sąsiedztwo grodziska z osadnictwem otwartym, (III) obszar upraw ogrodowych, (IV) obszar z roślinnością o charakterze parkowym i (V) zwarte kompleksy leśne. Podziału dokonano ze względu na kierunki eksploatacji środowiska geograficznego przez człowieka wczesnośredniowiecznego. W ramach dalszych analiz wykonana została waloryzacja otoczenia grodziska z perspektywy przydatności dla osadnictwa wyróżnionych stref geomorfologicznych. Waloryzację sporządzono dla „agrotechniki lekkiej” wykorzystując metodykę zaproponowaną przez Bartkowskiego (1978). Mapy waloryzacyjne wykreślono na podstawie zebranych danych z analiz środowiska naturalnego, gdzie bazą do interpretacji była mapa geomorfologiczna. Najlepszymi terenami dla rozwoju osadnictwa okazały się terasy rzeczne zbudowane z piasków średnio- i drobnociarnistych, zaś za najdogodniejsze tereny dla gospodarki rolnej uznano dna dolin rzecznych oraz suche doliny.

Literatura:

- BARTKOWSKI, T., 1978. Środowisko przyrodnicze grodu wczesnośredniowiecznego w Łądzie nad Wartą Środkową. [W:] W. Błaszczak (red.), Gród wczesnośredniowieczny w Łądzie nad środkową Wartą. Muzeum Archeologiczne w Poznaniu, Poznań, s. 13-31.
GILEWSKA, S., 1986. Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. Przegl. Geogr., 58/1-2, s. 15-41.
KONDRACKI, J., 2002. Geografia Regionalna Polski. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa: 440 ss.
TURKOWSKA, K., 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wydawnictwo UŁ, Łódź, 238 ss.

**ZAGADKOWE OSADY GLACILIMNICZNE Z MUŁOWYMI KLASTAMI – WARUNKI SEDYMENTACJI
(UJŚCIE, W POLSKA)**

Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY¹, Antonius J. VAN LOON^{2,3}, Mateusz MLECZAK¹,
Małgorzata ROMAN⁴

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
pisanka@amu.edu.pl; mateusz.mleczak@amu.edu.pl

²College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology,
No. 579, Qianwangang Road, 266590 Qingdao, Huangdao District, Chiny,

³Geocom Consultants,
Valle del Portet 17, 03726 Benitachell, Hiszpania
Geocom.VanLoon@gmail.com

⁴Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

W sukcesji osadów glacialimnicznych, zdeponowanych w czasie zlodowacenia odry, w stanowisku Ujście (W Polska, Pojezierze Chodzieskie) rozpoznano warstwę brekcji. Brekcja ta jest wyjątkowa z dwóch powodów: (1) zawiera w matriks masywny osad mułowy oraz (2) zawiera liczne mułowe klasty o nieregularnych kształtach. Uziarnienie brekcji jest bimodalne: z jednej strony są to centymetrowej wielkości klasty mułowe (ang. *soft-sediment clasts*, skrót: SSC) a z drugiej - mułowa matriks bez śladów laminacji. Miąższość brekcji wynosi 35 cm, a jej spąg i strop są ostre. W południowej części wyrobiska, powyżej brekcji, występują cztery pokłady glin lodowcowych zdeponowanych podczas zlodowacenia odry i wisły rozdzielonych lokalnie glacialfluwalnymi piaskami ze żwirem. Łączna miąższość tych osadów wynosi około 30 m.

Brekcja pod względem litologicznym odbiega od osadów typowych dla depozycji limnicznej czy glacialimnicznej. Osady poniżej i powyżej brekcji są litologicznie identyczne, co sugeruje, że warunki depozycji nie zmieniały się, poza przypadkiem, w którym zdeponowana została brekcja. Laminacja widoczna w klastach jest częściowo zdeformowana. Do deformacji tej mogło dojść albo przed inkorporacją klastów z materiału macierzystego albo w trakcie transportu klastów. Klasty są rozmieszczone w mułowym matriks w sposób przypadkowy. Niektóre SSC są zaokrąglone, podczas gdy inne są umiarkowanie ostrokrawędziste. Ponadto w mułowej matriks występują deformacje tzw. pseudonodule, których skład granulometryczny jest identyczny jak osad, w którym się znajdują. Dodatkowo, w brekcji występują struktury ucieczkowe (ang. *water-escape structures*) o wysokości do 35 cm i szerokości do 0,5 cm.

Drobnodziarnista, przeważnie mułowa matriks z klastami (stanowiącymi szkielet ziarnowy brekcji) wyklucza genezę fluwalną. W warunkach fluwalnych, mułowa matriks i klasty musiałyby być zdeponowane jednocześnie a w osadzie widać ślady przemieszczania SSC. Depozycja z suspensji również nie tłumaczy powstania brekcji, ponieważ w mułowej matriks nie zaznacza się ani gradacja ani laminacja osadu. Klasty nie powstały również w efekcie wytapiania i nie mogą być dropstonami. W przypadku wydłużonych klastów, ich dłuższe osie powinny zajmować pozycję równoległą albo prostopadłą do spągu. Klasty jednak nie wykazują takich cech.

Jedynym możliwym wyjaśnieniem depozycji tej enigmatycznej brekcji wśród osadów glacialimnicznych jest spływ grawitacyjny. Spływ ten, w początkowej fazie, musiał być niemal wyłącznie mułowy, a dopiero wzrost spadku paleoskłonu, po którym przemieszczał się osad spływu, był odpowiedzialny za erozję niżej leżących, najprawdopodobniej przemarzniętych, laminowanych osadów mułowych i mułowo-paszczystych. Turbulencja występująca w spływie była wystarczająca, by SSC rozmieszczone zostały chaotycznie w przepływie, a w efekcie tego również w osadzie. Podczas turbulentnego spływu dochodziło do kolizji pojedynczych klastów, w efekcie czego były częściowo rozmarzane i deformowane. Pozostaje jednak pytanie dotyczące mechanizmu spustowego, który doprowadził do zainicjowania mułowego spływu w zbiorniku glacialimnicznym.

Najprawdopodobniej mechanizmem spustowym był wstrząs związany z trzęsieniem ziemi. Ślady struktur sejsmicznych znajdują się poniżej brekcji, w postaci dwóch poziomów liczne występujących struktur deformacyjnych. Wstrząsy sejsmiczne możliwe były w efekcie

Postery

postglacialnych glaciizostaticznych odprężen (ang. *glacio-isostatic rebound*). Podobne deformacje ze schyłkowej fazy zlodowacenia odry zostały opisane w NW Polsce (Van Loon i Pisarska-Jamroży, 2014).

Prace badawcze finansowane były z Narodowego Centrum Nauki - projekt GREBAL nr 2015/19/B/ST10/00661.

Literatura:

VAN LOON, A.J., PISARKA-JAMROŻY, M., 2014. Sedimentological evidence of Pleistocene earthquakes in NW Poland induced by glacio-isostatic rebound. *Sedimentary Geology* 300, 1-10.

**MODELOWANIE NUMERYCZNE IZOSTAZJI GLACJALNEJ W SUDETACH PO ZŁODOWACENIU
POŁUDNIOWOPOLSKIM (ELSTERA, SAN 2)**Mateusz PITURA¹, Artur SOBCZYK¹, Marcin DĄBROWSKI²¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych,
pl. M. Borna 9, 50–204 Wrocław²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski,
al. Jaworowa 19, 53–122 Wrocław

Problem przebiegu kontynentalnego zlodowacenia plejstoceniowego na obszarze Sudetów wciąż budzi liczne dyskusje i kontrowersje (por. Badura, Przybylski 1998). Analiza osadów czwartorzędowych zdeponowanych w obrębie sudeckich kotlin śródgórskich wskazuje, na co najmniej jednokrotne ich zlodowacenie w mezoplejstocenie (por. Michniewicz 1998; Krzyszkowski i in. 2000; Pitura, Sobczyk 2017). Okres zlodowacenia południowopolskiego (Sanu 2) jest tradycyjnie skorelowany z dwunastym (MIS 12) stadium izotopowym tlenu (por. Lisiecki, Raymo 2005; Mojski 2005; Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016), co odpowiada interwałowi czasowemu 478–424 tys. lat BP. Zakładając obecność lądolodu zlodowacenia południowopolskiego w Sudetach, należy założyć również, że doszło później do procesów związanych z deglacją i odprężeniem izostatycznym podczas interglacjału mazowieckiego (wielkiego), ok. 424 – 374 tys. lat BP (MIS 11). Izostazja glacialna lub procesy neotektoniczne zachodzące w Sudetach w następstwie deglacji w mezoplejstocenie były dotychczas sporadycznie dyskutowane w literaturze, głównie w oparciu o wyniki kartowania geologicznego, analizę morfometryczno-statystyczną oraz dane geodezyjne (zob. Zuchiewicz i in. 2007).

W naszych badaniach zastosowaliśmy modelowanie numeryczne metodą elementów skończonych (ang. *Finite Element Method, FEM*) w celu oszacowania rozmiarów izostazji glacialnej w Sudetach do jakiej doszło bezpośrednio po deglacji lądolodu zlodowacenia południowopolskiego. W tym celu wykorzystany został odpowiednio zmodyfikowany model numeryczny ISSM (ang. *Ice Sheet System Model*), pierwotnie używany przez NASA do modelowania rozkładu czap lodowych na Antarktydzie i Grenlandii (Adhikari i in. 2014). Model ten wykorzystuje metodę elementów skończonych do dyskretyzacji i obliczenia przybliżonych wyników. Na potrzeby modelowania przyjęliśmy założenie, że stosunki hipsometryczne w Sudetach były zbliżone do obecnych, co pozwoliło na implementację modelu wysokościowego z ogólnodostępnych danych ETOPO1 (por. Amante, Eakins 2009). Zasięg strefy dystalnej czoła lądolodu został zdefiniowany w oparciu o dostępne dane literaturowe i wyniki prac terenowych (por. Mojski 2005; Ber i in. 2006; Marks i in. 2016; Pitura i Sobczyk 2017). Szacunkowe dane na temat miąższości lądolodu zlodowacenia południowopolskiego zostały wyznaczone za pracami Badury i Przybylskiego (1998) oraz Halla i Migonia (2010), gdzie autorzy wskazują prawdopodobne limity dla pionowego zasięgu lądolodu.

W pierwszym kroku, model ISSM został zaimplementowany do środowiska MATLAB, dokonano jego parametryzacji do warunków panujących na Dolnym Śląsku, w tym m.in. oszacowano miąższość litosfery oraz temperaturę panującą podczas zlodowacenia. Wszystkie powierzchnie (topografię, powierzchnię lądolodu) interpolowano do siatki o wymiarach 10x10 km. Ustalono również 7 kroków w oknach czasowych (478, 470, 455, 430, 425, 424,5, 424 tys. lat BP), dla których dostosowano procentowo miąższość lądolodu oraz kroki w których odczytany miał być wynik izostazji glacialnej (424, 421,5, 419, 414, 409, 404 tys. lat BP).

W efekcie wykonanego modelowania uzyskano wyniki wskazujące na występowanie zjawiska izostazji glacialnej na terenie Sudetów w czasie do 20 tys. lat po zlodowaceniu południowopolskim (424 – 404 tys. lat BP). W pierwszych latach po deglacji, wartość wypiętrzania izostatycznego była największa - w obszarze kotlin śródgórskich było to ok. 0,6 mm/rok, a na nizinie w rejonie Wrocławia ok. 1 mm/rok. Po upływie 2500 lat (421,5 tys. BP) wartości te uległy zredukowaniu o połowę odpowiednio do poziomu ok. 0,3 i 0,5 mm/rok. Modelowanie wskazało również, że odprężenie izostatyczne osiągnęło wartości bliskie zeru po upływie ok. 20 tys. lat (404 tys. lat BP) od ustąpienia lądolodu. Opracowano również mapy obrazujące wartość wektora ugięcia powierzchni ziemi dla obszaru Sudetów i szerzej Dolnego Śląska. W okolicach kotlin śródgórskich nacisk lądolodu wywołać

mógł obniżenie powierzchni ziemi rzędu 3,5 m, podczas gdy w pobliżu Wrocławia proces ten odpowiadał za 5 m ugięcia litosfery.

Literatura:

- ADHIKARI, S., IVINS, E.R., LAROUR, E., SEROUSSI, H., MORLIGHEM, M., NOWICKI, S., 2014. Future Antarctic bed topography and its implications for ice sheet dynamics. *Solid Earth* 5: 569–584.
- AMANTE, C., EAKINS, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA.
- BADURA, J., PRZYBYLSKI, B., 1998. Zasięgi lądolodów plejstocenijskich i deglacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*: 9–27.
- BER, A., DOBRACKI, R., ANDRZEJ, K., RACHLEWICZ, G., WYSOTA, W., MARKS, L., MORAWSKI, W., RUMIŃSKI, M., LISICKI, S., BADURA, J., PRZYBYLSKI, B., URBAŃSKI, K., KRZYSZKOWSKI, D., ROTNICKI, K., RUSZCZYŃSKA-SZENAICH, H., KOTARBIŃSKI, J., BAŁUK, A., KASPRZAK, L., KLATKOWA, H., ZAŁOBA, M., TURKOWSKA, K., JAROSŁAW, W., LEWANDOWSKI, J., GARDZIEL, Z., MARIAN, H., WÓJCIK, A., 2006. Mapa glaciektoniczna Polski 1:1 000 000. In Ber, A. (ed.) Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- HALL, A.M., MIGOŃ, P., 2010. The first stages of erosion by ice sheets: Evidence from central Europe. *Geomorphology* 123 (3–4): 349–363.
- KRZYSZKOWSKI, D., PRZYBYLSKI, B., BADURA, J., 2000. The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka river in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). *Geomorphology* 33 (3–4): 149–166.
- LINDNER, L., MARKS, L., NITA, M., 2013. Climastratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International* 292: 113–123.
- LISIECKI, L.E., RAYMO, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ($\delta^{18}\text{O}$) records. *Paleoceanography* 20 (1): 1–17.
- 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., 2016. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International* (in press).
- MICHNIEWICZ, M., 1998. The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geologica Sudetica* (31): 317–328.
- MOJSKI, E., 2005. *Ziemia polskie w czwartorzędzie: zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- PITURA, M., SOBczyk, A., 2017. Czwartorzęd Kotliny Krzeszowskiej a problematyka zasięgu lądolodu skandynawskiego w Sudetach Środkowych. *Przyroda Sudetów* 20: 315–330.
- ZUCHIEWICZ, W., BADURA, J., JAROSIŃSKI, M., 2007. Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. *Studia Quaternaria* 24: 5–20.

GEORÓŻNORODNOŚĆ PODSTAWĄ ROZWOJU GEOTURYSTYKI NA PRZYKŁADZIE NOWEJ ZELANDII (WYSPA PÓLNOĆNA)

Joanna RYCHEL¹, Barbara WORONKO², Tomasz KARASIEWICZ³

¹Państwowy Instytut Geologiczny Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, Warszawa 00-975

joanna.rychel@pgi.gov.pl

²Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii

Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

bworonko@uw.edu.pl

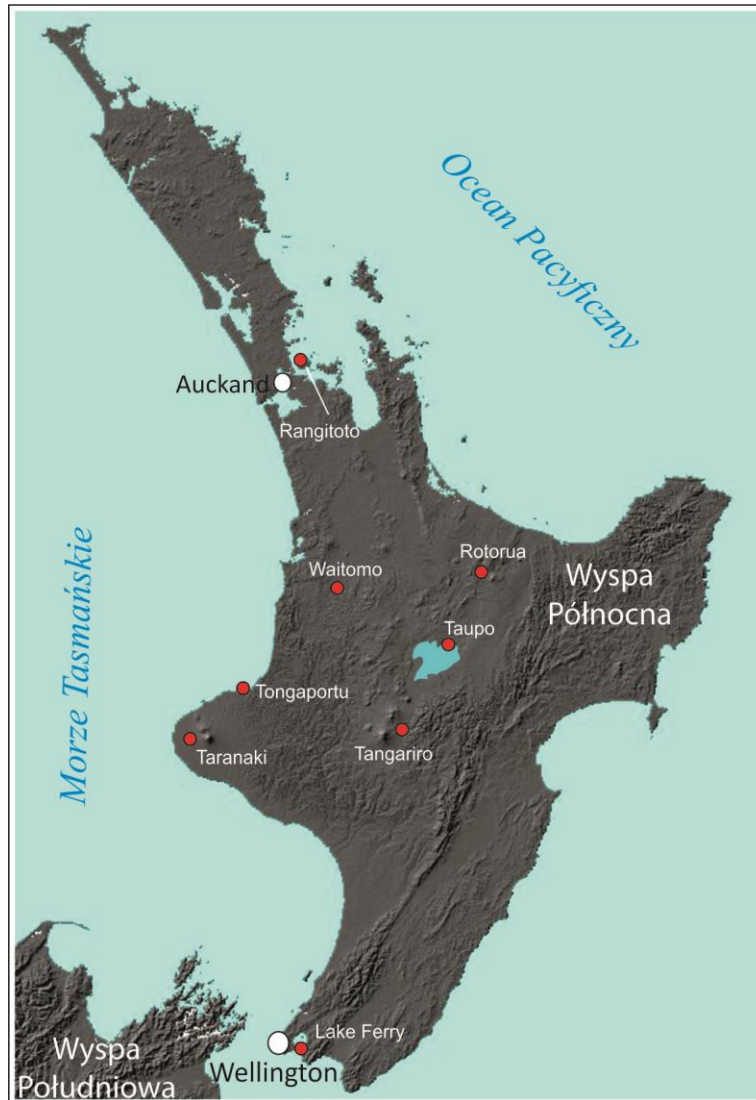
³Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi

ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń

mtkar@umk.pl

Nowa Zelandia – Kraj Długich Białych Chmur zasiedlona ok. 1300 roku przez plemiona polinezyjskie obejmuje dwie duże wyspy: Północną (114,7 tys. km²) i Południową (150,5 tys. km²) oddzielone Cieśniną Cooka oraz wiele małych wysp. Duża rozciągłość południkowa wpływa na zróżnicowanie klimatu od śródziemnomorskiego na N po umiarkowany S zaś specyfika budowy geologicznej odbija się różnorodnością form rzeźby terenu. Ten niespokojny geologicznie zakątek świata leży na zderzeniu dwóch płyt tektonicznych, pacyficznej i indoaustralijskiej oraz nad aktywnym uskokiem alpejskim – Alpy Południowe. To swojej lokalizacji Nowa Zelandia zawdzięcza specyfikę krajobrazów. Wyspa Północna ukształtowana została głównie przez wulkanizm. Skupia się na niej przemysł i rolnictwo oraz mieszka 75% ludności. Występują tu różne typy wulkanizmu oraz procesy mu towarzyszące, które stanowią największą atrakcję turystyczną wyspy. Na północnej części wyspy, wokół Auckland - największego miasta, rozciąga się pole wygasłych stożków wulkanicznych (ponad 50 stratowulkanów)(Jarmołowicz-Szulc, Kozłowska, 2016). Niektóre z nich to izolowane wyspy tak jak Rangitoto (259 m n.p.m) gdzie między kolejnymi potokami lawowymi powstały jaskinie a zastygłe jezory lawowe wyścielają powierzchnię wyspy (rys. 1). Najwyższy szczyt wyspy-Ruapehu (2797 m n.p.m) to jeden z aktywnych wulkanów w najstarszym nowozelandzkim Parku Narodowym Tangariro (rys.1). Na jego szczyt prowadzi jeden z 10 najpiękniejszych szlaków na świecie – „Tangariro Alpin Crossing” (19,4 km) na którym zlokalizowane są malownicze, wyziewy siarkowe i gorące źródła. Wulkany parku wraz z wulkanem White Island oraz kalderami Okataina i Taupo wchodzą w skład strefy zajmującej środkową część wyspy, która odznacza się w skali globu ziemskiego wysoką aktywnością wulkaniczną będącą skutkiem rozszerzania się na przestrzeni 2 mln lat segmentu skorupy ziemskiej w strefie subdukcji. Największe nowozelandzkie jezioro (Taupo) wypełnia rozległą (616 km²) kalderę (rys. 1). Z wulkanizmem związane są pola geotermalne, jedne z największych na wyspie – Rotorua (rys. 1) wchodzi w skład parku Wakarewa z centrum kultury maoryskiej (Pijet-Migoń, Migoń, 2015). Występuje tu największy i najczęściej aktywny gejzer w kraju – Pohutu, który może wyrzucać wodę na wysokość ponad 30 m. Nie mało tu gorących pól błotnych, wyziewów i wykwitów siarkowych oraz martwic wapiennych. Po przeciwnej stronie Park Narodowy Egmont obejmuje m.in. najbardziej symetryczny wulkan świata – Taranaki (2515 m n.p.m.) z licznymi wodospadami (rys. 1). Porastają go krzewy manuka, z których kwiatów wytwarzany jest najdroższy na świecie miód a na stokach założone są bujne ogrody. Utworzony przez wulkan przylądek Egmont daje turystom szerokie możliwości trekkingu ale surfingu w morzu Tasmana. Wybrzeże północnej Taranaki zbudowane jest z białych skał węglanowych i tworzy z jaskiń, ostańców i klifów jak w Tongaportu (rys.1). W takich też skałach zostało utworzonych około 300 jaskiń krasowych rejonu Waitomo (rys. 1). Znane są z ich naturalnego oświetlenia dzięki ich zasiedleniu przez endemiczne muchówki *Arachnocampa luminosa*, których bioluminescencja pozwala wabić ofiary. W okolicach stolicy kraju Wellington, na południowym skraju wyspy w pobliżu Lake Ferry występuje odmienny typ wybrzeża gdzie jezioro Onoke i zatokę Palliser, otwartą na ocean Pacyficzny oddziela jedynie kilkuset metrowa mierzeja.

Malownicze krajobrazy Wyspy Północnej przyciągają nie tylko turystów ale też artystów, w tym filmowców. Zostały one uwiecznione we „Władcy Pierścienia”, „Hobbit Niezwykła Podróż” i



Rys. 1. Lokalizacja wybranych stanowisk geoturystycznych na Wyspie Północnej (Nowa Zelandia)

„Ostatni samuraj”. A wybudowana nieopodal Matamata, dla potrzeb filmów o trylogii Tolkiena wioska Hobbitów – Shire, została udostępniona dla zwiedzających.

Walory geologiczne Wyspy Północnej Nowej Zelandii, opisane na wybranych przykładach, stanowią podstawę ruchu turystycznego w kraju. Zdecydowanie sprzyja temu łagodny klimat i bioróżnorodność wysp: liczne gatunki ednemiczne roślin i zwierząt, które spotkać można tylko na Nowej Zelandii, np. kiwi-symbol państwa.

Literatura:

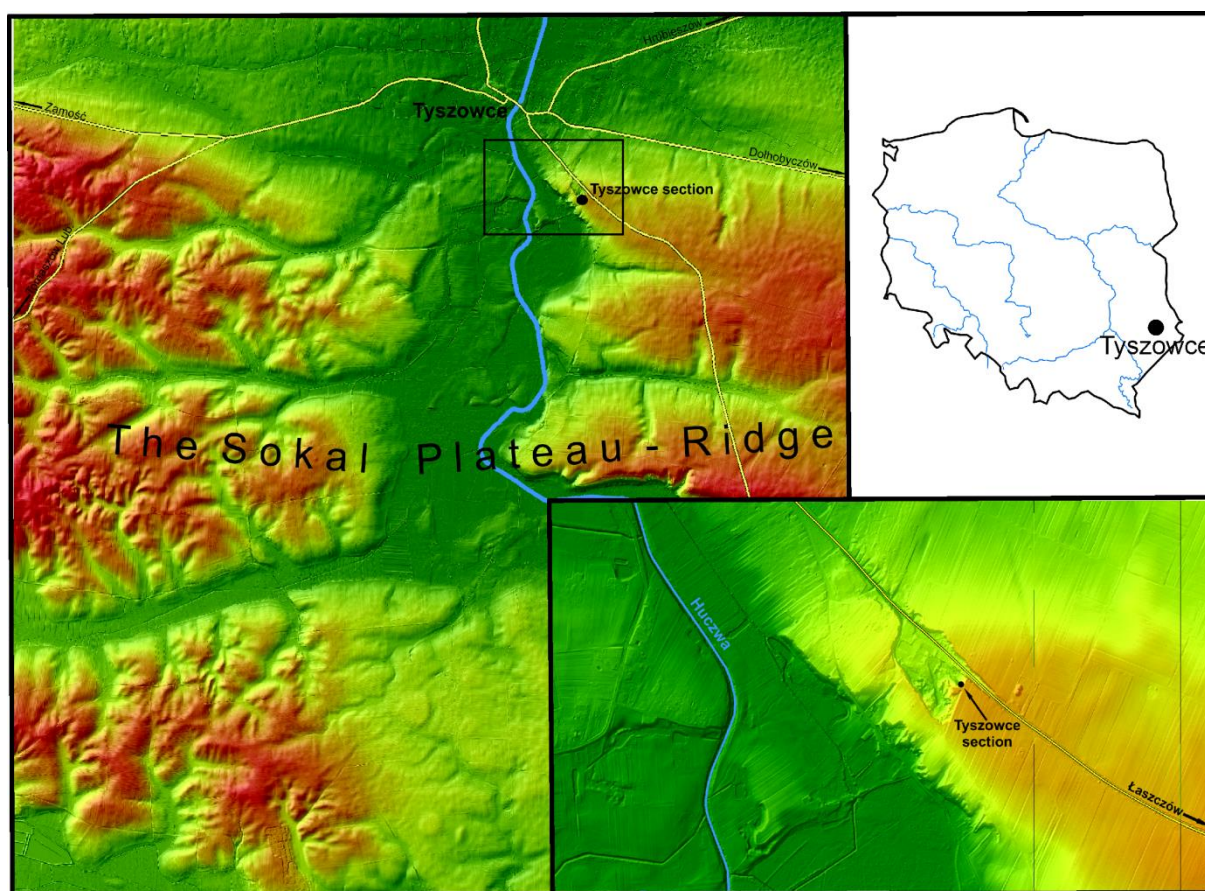
- JARMOŁOWICZ-SZULC, K., KOZŁOWSKA, A., 2016. Wulkanizm rejonu Auckland, Nowa Zelandia. *Przegląd Geologiczny* 64 (2): 101-104.
- PIJET-MIGOŃ, E., MIGOŃ, P., 2015. Geothermal Fields of New Zealand in tourism industry – the case of complementary assets and competitive products. *Geotourism* 3-4 (42-43): 3-24.

CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWEJ W TYSZOWCACH

Jacek SKURZYŃSKI, Zdzisław JARY, Jerzy RACZYK, Marcin KRAWCZYK, Kamila RYZNER

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
jacek.skurzynski@uwr.edu.pl

Profil w Tyszowcach zlokalizowany jest w południowo-wschodniej Polsce, w północnej części Grzędy Sokalskiej. Opisywane stanowisko badawcze założone zostało w ścianie wyrobiska czynnej cegielni, na wysokości 226 m n.p.m., 30 m powyżej współczesnego dna doliny rzeki Huczwa (Fig. 1). Miąższość późnoplejstoczeńskiej pokrywy lessowej osiąga w tym miejscu 19 metrów, co pozwala na zaliczenie jej do najwyższych w Polsce. W trakcie prac terenowych wydzielono makroskopowo pięć głównych jednostek litostratygraficznych, tj. dwa kopalne pedokompleksy (S1 i L1SS1), dwie jednostki lessowe (L1LL2 i L1LL1) oraz glebę współczesną (S0).



Rys. 1 Lokalizacja późnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej w Tyszowcach

Skład chemiczny oznaczono dla 85 próbek lessów i gleb kopalnych, pobranych w pionowej sekwencji, ze zmiennym interwałem (0,05 – 0,4 m). Zawartość sodu, potasu, magnezu, wapnia, żelaza, manganu, glinu oraz tytanu oznaczono metodą atomowej spektrometrii absorpcyjnej (AAS) na spektrometrze Avanta Σ firmy GBC. Aparat ten służy do analizy próbki w fazie ciekłej, dlatego niezbędne było uprzednie przeprowadzenie materiału mineralnego do roztworu. Fosfor, ze względu na zbyt małe stężenie w roztworach, oznaczono metodą kolorymetryczną, za pomocą spektrofotometru Slandi LF300. Krzemionka nie była mierzona – uznano, że stanowi ona dopełnienie do 100% sumy tlenków (bez składników lotnych), na które przeliczono otrzymane zawartości poszczególnych komponentów chemicznych. W celu sprawdzenia poprawności otrzymanych wyników zbadano w identyczny sposób skład chemiczny certyfikowanych materiałów referencyjnych

dla utworów lessowych. Były to wzorce Loess – ISE-934 oraz Loess (acid Brown Earth) – ISE-974, dostarczone przez holenderską firmę Wepal.

Na podstawie składu geochemicznego obliczono wskaźniki geochemiczne, wskazywane w literaturze jako przydatne przy wieloaspektowych analizach składu chemicznego sekwencji-lessowo-glebowej. Do ilościowego określenia stopnia zwietrzenia chemicznego zastosowano wskaźnik CIA (chemical index of alteration), definiowany następującym równaniem (w stosunkach molowych): $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$ (Nesbitt i Young 1982). Zawartość CaO^* , czyli Ca wyłącznie z minerałów krzemianowych, wyznaczono metodą wprowadzoną przez McLennan'a (McLennan i in. 1993). Wskaźnik ten zastosowany został ponadto do weryfikacji wydzieleni stratygraficznych, ponieważ stopień zwietrzenia chemicznego wzrasta wraz ze wzrostem intensywności procesów glebowych (np. Kraus 1998), a naprzemienne zaleganie lessów i gleb kopalnych determinuje stratygrafię sekwencji lessowo-glebowej (np. Pecsli 1995). Zastosowano również wskaźnik Ti/Al (np. Sheldon i Tabor 2009), oparty na stosunku dwóch niemobilnych pierwiastków. Stosunek ten powinien pozostać niezmienny w trakcie postdepozycyjnego wietrzenia chemicznego (Hao i in. 2010), może być zatem wyznacznikiem hetero- lub homogeniczności obszarów źródłowych.

Stwierdzono, że skład chemiczny sekwencji lessowo-glebowej w Tyszowcach jest wyraźnie zróżnicowany w profilu głębokościowym. Zmiany te są silnie powiązane ze zmiennością jednostek pedo- i litostratygraficznych, dzięki czemu sprecyzowano przebieg granic pomiędzy niektórymi z głównych poziomów rozpatrywanej sekwencji. Widoczne są istotne różnice w stopniu postdepozycyjnych przekształceń materiału budującego omawiany profil. Lessy L1LL1 oraz glebę współczesną zaliczono do utworów słabo zwietrzałych chemicznie (CIA poniżej 65; Song i in. 2014) a pozostałe poziomy litostratygraficzne zaklasyfikowano jako przynależne do średniego stadium zwietrzenia chemicznego (maksymalna wartość CIA wyniosła 71). Stwierdzono jednak znaczny wpływ domieszek piaszczystych na wielkość zwietrzenia chemicznego. W silnie zapiaszczonych próbkach pobranych z gleby S1 oraz ze stropowej części lessów L1LL1 stwierdzono wyraźne, punktowe spadki wartości wskaźnika CIA. Jest to prawdopodobnie związane z krótkotrwałymi epizodami intensyfikacji dostawy lokalnego materiału z pobliskiej doliny rzecznej. Wykazano ponadto wyraźną odmienność składu chemicznego lessów w Tyszowcach, w stosunku do innych, opisanych w literaturze europejskich profili lessowych. Szczególnie istotny jest wysoki przeciętny udział krzemionki (ok. 80 %) i relatywnie niska średnia zawartość glinu (ok. 8 %). Powyższa obserwacja potwierdza potrzebę analizy składu chemicznego sekwencji lessowo-glebowej w skali co najmniej regionalnej.

Literatura:

- HAO, Q., GUO, Z., QIAO, Y., XU, B., OLDFIELD, F., 2010. Geochemical evidence for the provenance of middle Pleistocene loess deposits in southern China. *Quaternary Science Reviews*, 29: 3317-3326.
- KRAUS M., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47: 41-70.
- MCLENNAN, S., HEMMING, S., MCDANIEL, D., HANSON, G., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics [w:] Johnsson M., Basu A. (red.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper, vol. 284: 21-40
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M., 1982. Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 229: 715-717.
- PECSLI, M., 1995. The role of principles and methods in loess-paleosol investigations. *GeoJournal*, 36: 117-131.
- SHELDON, N.D., TABOR, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews*, 95: 1-52.
- SONG, Y., CHEN, X., QIAN, L., LI, C., LI, Y., LI, X., 2014. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia. *Quaternary International*, 334-335: 61-73.

**SEKWENCJA OSADÓW PLEJSTOCENSKICH W STANOWISKU BRZEŚNICA
(POŁUDNIOWA WIELKOPOLSKA)**

Karol TYLMANN¹, Damian MOSKALEWICZ², Piotr P. WOŹNIAK², Piotr MOSKA³

¹Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia

²Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Gdańsk

³Politechnika Śląska, Instytut Fizyki, Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Zakład Zastosowań Radioizotopów, Gliwice

Stanowisko Brzeźnica jest położone w południowo-zachodniej części Wielkopolski, na pograniczu Pojezierza Krzywińskiego i Wysoczyzny Kaliskiej, ok. 6 km na południowy wschód od Dolska. Jest ono zlokalizowane na linii maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, którą w tej części Wielkopolskiznaczona jest wzdłuż północnego skraju pradoliny Obry. Piaskownia znajduje się w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej, do której przylegają od południa pradolinne poziomy terasowe. Odsłaniają się tu plejstoceny osady piaszczyste, które były przedmiotem przeprowadzonych badań sedymentologicznych i geochronologicznych.

Analizowana sekwencja osadów składa się głównie z warstw piaszczystych i piaszczysto-żwirowych o łącznej miąższości dochodzącej do 4 m. Dolny człon sekwencji (jednostka U1a) obejmuje piaski średnioziarniste i drobnoziarniste z dominującym udziałem warstwowania horyzontalnego (Sh) oraz przekątnej laminacji riplemarkowej (Sr) i powtarzającymi się cyklami sedymentacyjnymi Sh → Sr. Powyżej, w środkowej części profilu, odsłaniają się piaski gruboziarniste i piaski żwirowe o warstwowaniu przekątnym rynnowym (SGt, St) zalegające na wyraźnej powierzchni erozyjnej oraz występujące ponad nimi drobno- i średnioziarniste piaski o warstwowaniu horyzontalnym oraz przekątnej laminacji riplemarkowej (jednostka U1b). Osady te tworzą charakterystyczny cykl SGt, St → Sh → Sr. Górną część profilu tworzą piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste o warstwowaniu horyzontalnym (jednostka U1c) oraz pokrywająca je warstwa diamiktonu masywnego, przechodząca obocznie w żwiry piaszczyste o strukturze masywnej (jednostka U2). Analizowaną sekwencję pokrywa warstwa diamiktonu rolnego o miąższości dochodzącej do 2 m (efekt przenoszenia warstwy uprawnej dół stoku).

Cechy analizowanej sekwencji osadów piaszczystych świadczą o jej powstaniu w środowisku rzeczonym. Budujące ją osady były deponowane: (1) w rezultacie płytkich, wysokoenergetycznych przepływów, po których następowała spokojniejsza sedymentacja w warunkach dolnego reżimu przepływu (Sh → Sr); (2) w efekcie wypełniania rozcięć erozyjnych (kanałów) osadami podczas wezbrań rzecznych w strefie korytowej oraz sedymentacji w warunkach płytkich przepływów nadkrytycznych i podkrytycznych podczas opadania wezbrań (SGt, St → Sh → Sr); (3) w rezultacie płytkich, silnych przepływów o charakterze zalewów warstwowych (Sh). Warunki takie są charakterystyczne dla piaskodennych rzek roztokowych funkcjonujących w chłodnych warunkach klimatycznych. Taką interpretację potwierdzają również wyniki datowania OSL, które sugerują, iż depozycja osadów piaszczystych miała najprawdopodobniej miejsce w okresie ~77-63 ka, a więc w chłodnym stadium izotopowym MIS 4.

Badania zostały sfinansowane ze środków Katedry Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu UG oraz grantu NCN nr 2014/15/D/ST10/04113

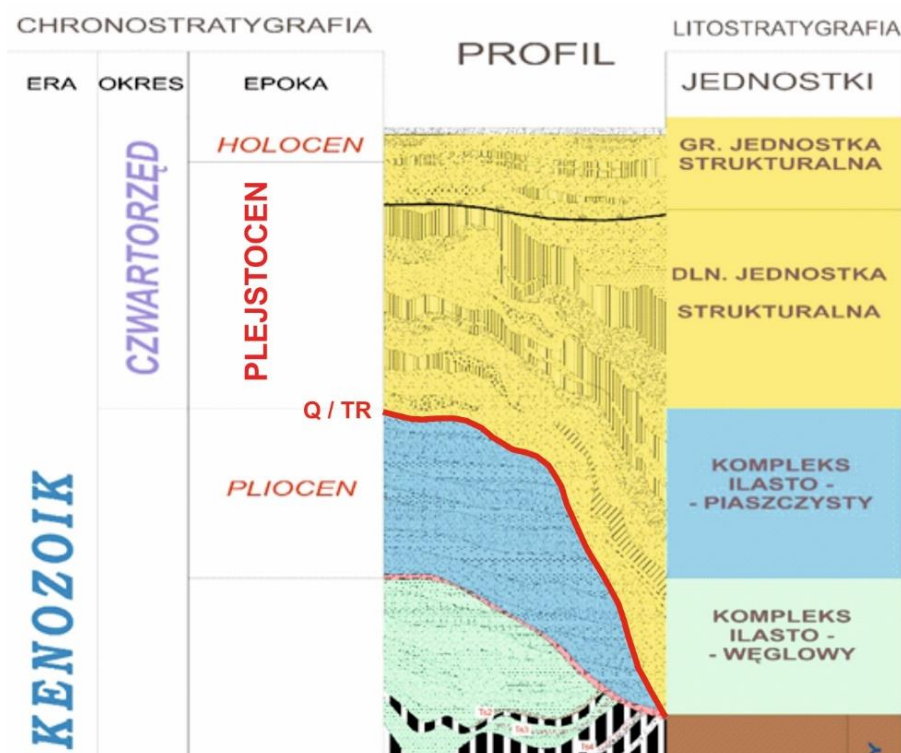
Sesje terenowe

**GRANICA PLIOCEN-PLEJSTOCEN W ZACHODNIEJ CZĘŚCI ROWU KLESZCZOWA, UJAWNIONA
W NADKLADZIE ZŁOŻA WĘGLA BRUNATNEGO KWB BELCHATÓW – POLE SZCZERCÓW**

Marek W. JOŃCZYK, Katarzyna KOWALSKA, Adam KUCIA

PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A., Dział Geologiczny,
Oddział Kopalnia Węgla Brunatnego Belchatów
ul. Św. Barbary 3, 97-400 Rogowiec

Osady czwartorzędowe występują na całym obszarze złoża Belchatów i posiadają zróżnicowaną miąższość, co jest związane z obecnością licznych rynien erozyjnych o zmiennej głębokości i szerokości (rys. 1).



Rys. 1. Fragment profilu litostratygraficznego osadów wypełniających rów Kleszczowa, KWB Belchatów, Pole Szczerców

Podczas kartowania geologicznego powierzchnie tą najlepiej ukazują stropowe partie kompleksu ilasto-piaszczystego neogenu (rys. 1), a tworzą ją osady reprezentowane głównie przez ily zielone, mułki oraz piaski szare do brązowych z fragmentami ksyolitów (fot. 1).

Osady czwartorzędowe (dolnej górnej jednostki strukturalnej) leżą na neogeńskich osadach kompleksu ilasto-piaszczystego (rys. 1). Pomiedzy nimi jest granica strukturalna czwartorzęd/neogen, która odsłania się w środkowej i południowej części III piętra górniczego pola Szczerców (ok. 96,0 m n.p.m.), a najwyżej jest widoczna na I piętrze górniczym (ok. 135,0 m n.p.m.) (Pole Szczerców...). Powierzchnia terenu wynosi tutaj około 170-180 m n.p.m.

Najstarszymi osadami plejstoceniowymi są piaski drobnoziarniste z przejściami do piasków pylastych oraz różnoziarniste piaski i żwiry reprezentujące osady rzeczne (fot. 2). Wypełniają one lokalne zagłębienia w środkowej oraz północnej części złoża i reprezentują osady interglacjału podlaskiego (kromerskiego) (Pole Szczerców...), będące spągową częścią dolnej jednostki strukturalnej (rys. 1).

Dolne partie osadów plejstocenu wykształcone są najczęściej w postaci piasków wyrównujących deniwelacje stropu trzeciorzędu, a ich miąższość waha się pomiędzy 10 a 30 m.



Fot. 1. Pole Szczerców. Neogeńskie piaski brunatne przewarstwiane łałami zielonymi, piaskami białymi i białozielonymi, które są przykryte osadami plejstoceniowymi. III Poziom roboczy. Zabierka Wschodnia Pola Szczerców – Archiwum Działu Geologicznego

Osady spójne reprezentowane są przez gliny i muły (rys. 1). Ich miąższość jest bardzo zmienna i waha się od 1 do 15 m. Często mułki występują bezpośrednio pod glinami glacialnymi (Dodatek Nr 1).



Fot. 2. Pole Szczerców. Granica Plejstocen – Neogen, III Poziom roboczy, Zabierka Wschodnia Pola Szczerców – Archiwum Działu Geologicznego

Literatura:

Dodatek Nr 1 do Dokumentacji Geologicznej ZłoŜa Węgla Brunatnego Bełchatów – Pole Szczerców w kategorii B, C₁ i C₂ Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA S.A. – 2005 r.
Pole Szczerców. Prognoza warunków geologicznych na przedpolu frontów eksploatacyjnych na lata 2017 – 2018. Etap II. PROGIG – Biuro Projektów Górniczych i Geologicznych Sp. Z o.o. – 2017 r.

STRATYGRAFIA GLIN W ODKRYWCE SZCZERCÓW

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Dariusz WIECZOREK²,
Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA³, Jerzy RACZYK¹, Samuel TOUCANNE⁴

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej
50-205 Wrocław, ul. W. Cybulskiego 34

dariusz.krzyzkowski@uwr.edu.pl; jerzy.raczyk@uwr.edu.pl

²dariusz.a.wieczorek@gmail.com

³Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii

90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88

lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl;

⁴IFREMER, Unite Rech Geosci Marines

F-29280 Plouzane, France

Samuel.Toucanne@ifremer.fr

Badania glin zwałowych odsłanianych w odkrywce Szczerców prowadzone są od kilku lat (por. Król i in. 2007; Dobosz 2012; Wieczorek i Stoiński 2013; Wachecka-Kotkowska i in. 2014; Krzyzkowski i in. 2015a, b; Wieczorek i in. 2015).

Wczesniejsze dane o glinach pochodziły z profili uzyskanych metodami wiertniczymi (Sarnacka 1970; Rzechowski 1971).

Tabela 1. Współczynniki petrograficzne glin zwałowych z obszarów arkuszy Szczerców (735) i Kamieńsk (736) SMGP 1:50 000 oraz rejonu rowu Kleszczowa

Arkusz Szczerców (735) współczynniki O/K-K/W-A/B; za: Sarnacka (1970)	Arkusz Kamieńsk (736) współczynniki O/K-K/W-A/B; za: Baraniecka (1971)	Rejon rowu Kleszczowa współczynniki O/K-K/W-A/B; za: Rzechowski (1971)
zlodowacenie środkowopolskie, stadiał mazowiecko-podlaski (Warty) ---	zlodowacenie środkowopolskie, stadiał mazowiecko-podlaski (Warty) 1,00 --*	zlodowacenie środkowopolskie, stadiał Warty 1,11 – 0,99 – 0,96* (1,09÷1,13) – (0,98÷0,99) – (0,88÷0,98)**
zlodowacenie środkowopolskie, stadiał najstarszy 0,97 – 1,24 – 0,72*	zlodowacenie środkowopolskie, stadiał maksymalny 1,00 --*	zlodowacenie środkowopolskie, stadiał maksymalny (Radomki) 0,91 – 1,31 – 0,71* (0,86÷0,97) – (1,22÷1,39) – (0,66÷0,77)**
zlodowacenie południowopolskie, stadiał górny (1,05÷1,13) – (1,05÷1,17) – (0,75÷0,89)**	zlodowacenie południowopolskie, stadiał górny 1,00 --*	zlodowacenie południowopolskie, stadiał górny, młodsza faza 1,10 – 1,06 – 0,87* (1,10÷1,13) – (1,05÷1,17) – (0,75÷0,89)**
		zlodowacenie południowopolskie, stadiał górny, starsza faza 0,90 – 1,34 – 0,68* (0,84÷0,95) – (1,22÷1,47) – (0,59÷0,77)**
zlodowacenie południowopolskie, stadiał dolny ---	zlodowacenie południowopolskie, stadiał dolny 1,00 --*	zlodowacenie południowopolskie, stadiał dolny 1,07 – 1,09 – 0,81* (1,05÷1,09) – (1,09) – (0,76÷0,84)**

* - średnia arytmetyczna; ** - zakres zmienności

Obecnie można pokusić się o pierwsze większe podsumowania. Wydaje się zasadnym porównywanie tych danych ze schematami litostratygraficznymi i stratygrafią utworów plejstoceniowych wypracowaną dotychczas dla odkrywki Bełchatów (por. Krzyzkowski 1992; Czerwonka i Krzyzkowski 1992; Czerwonka i in. 1998; Allen i Krzyzkowski 2008).

Pierwsze dane znane są z prac Sarnackiej (1970), Baranieckiej (1971) i Rzechowskiego (1971) - por. tab. 1. Na obszarze arkusza Szczerców wyróżniono cztery poziomy glin zwałowych, arkusza Kamieński cztery poziomy, a w rowie Kleszczowa pięć poziomów.

Przy analizach profili geologicznych zwracano już wtedy uwagę, że miejscami gliny zwałowe położone są na różnych poziomach hipsometrycznych, przez co trudno je korelować (Rzechowski 1971).

Późniejsze prace związane są z dokumentowaniem ścian w odkrywce Szczerców (Król i in. 2007) oraz reambulacją arkusza Szczerców (735) SMGP 1:50 000 (Dobosz 2012; Wieczorek i Stoiński 2013) - por. tab. 2. Na obszarze arkusza Szczerców wyróżniono 4 poziomy glin zwałowych (Wieczorek i Stoiński 2013), chociaż w rowie Kleszczowa występowało ich 6, jednak były one silnie zaburzone, przez co nie zawsze dawały się ze sobą powiązać (por. Król i in. 2007). Występowanie glin lodowcowych miejscami o znacznej miąższości, a niekiedy ich duża redukcja, również wskazywały na działanie procesów glaciekttoniki (Wieczorek i Stoiński 2013).

Tabela 2. Współczynniki petrograficzne glin zwałowych z odkrywki Szczerców

Współczynniki O/K-K/W-A/B za: Król i in. (2007)	współczynniki O/K-K/W-A/B za: Dobosz (2012)
G3 (glina typu Rogowiec) 1,52 – 0,71 – 1,32* Dp/Wp 0,18	zlodowacenia środkowopolskie, złod. Warty 1,65 – 0,64 – 1,42* Dp/Wp 0,19
G2 (glina typu Ławki) 1,23 – 0,86 – 1,10* Dp/Wp 0,05	zlodowacenia środkowopolskie, złod. Odry glina typu Ławki, T4 1,41 – 0,76 – 1,21* Dp/Wp 0,19
G2 (glina typu Ławki) (0,54÷0,81) – (1,43÷2,19) – (0,42÷0,63)** Dp/Wp 0,05÷0,07	
1,61 – 0,65 – 1,42* Dp/Wp 0,14	zlodowacenia południowopolskie, złod. San 1? 1,38 – 0,83 – 1,05* Dp/Wp 0,23
1,12 – 0,95 – 0,99* Dp/Wp 0,21	
G1 (glina dolna typu Kuców) 0,91 – 1,27 – 0,70* Dp/Wp 0,16	zlodowacenia południowopolskie, złod. San 1 glina fm Kuców, litotyp T2 1,29 – 0,86 – 1,08* Dp/Wp 0,15
---	złod. Nidy ---

* - średnia arytmetyczna; ** - zakres zmienności

Kolejne prace związane z badaniami glin zwałowych w odkrywce Szczerców prowadzone były i są pod kierownictwem D. Krzyszkowskiego (Wachecka-Kotkowska i in. 2013, 2014; Krzyszkowski i in. 2015a, b; Wieczorek i in. 2015) - por. tab. 3. D. Krzyszkowski zreinterpretował dotychczasowe badania w tym względzie i wprowadził zmiany.

Generalnie potwierdzono występowanie gliny formacji Folwark (litotyp T1), glin formacji Kuców (litotyp T2A i T2), gliny formacji Ławki (litotyp T4), ponadto rozpoznano nowy litotyp (T2B) gliny formacji Kuców (tab. 3).

Problem wystąpił przy interpretacji glin zwałowych występujących w sąsiedztwie paleozbiornika, w którym rozpoznano utwory formacji Aleksandrów i Piaski (Krzyszkowski i in. 2015a) - por. tab. 4. Pobrano próbki glin z dwóch rozdzielnych poziomów. Zauważono, że cechuje je duża wapnistość, rzędu 40-50%, a więc większa niż pozostałych glin dotychczas badanych (T1 ca 4%; T2A i T2 ca 5-9%; T2B ca 5-11%; T4 ca 20-28%). Stwierdzono też, że w glinach tych duży odsetek

Sesje terenowe

stanowią skały lokalne, *ca* 29-48% (T1 *ca* 25-32%; T2A *ca* 27-49%; T2 *ca* 19-22%; T2B *ca* 5-7%; T4 *ca* 19-35%).

Wydaje się więc, że gliny te są zaburzone glacictektonicznie.

Tabela 3. Współczynniki petrograficzne glin zwałowych z odkrywki Szczerców

Współczynniki O/K-K/W-A/B za: Wachecka-Kotkowska i in. (2013, 2014); Krzyszkowski (2015b); Wieczorek i in. (2015)	Współczynniki O/K-K/W-A/B za: Krzyszkowski i in. (2015a)
---	---
glina fm Ławki, litotyp T4 0,98 – 1,32 – 0,75* Dp/Wp 0,17	litotyp T4 1,01 – 1,32 – 0,74* (0,79÷1,17) – (1,11÷1,65) – (0,58÷0,86)** Dp/Wp 0,15* (0,10÷0,17)**
glina fm Kuców, litotyp T2B 1,65 – 0,64 – 1,42* Dp/Wp 0,19	litotyp T2B 1,65 – 0,64 – 1,42* (1,55÷1,75) – (0,61÷0,69) – (1,32÷1,49)** Dp/Wp 0,19* (0,14÷0,23)**
glina fm Kuców, litotyp T2 1,41 – 0,76 – 1,21* Dp/Wp 0,19	litotyp T2 1,41 – 0,76 – 1,22* (1,32÷1,51) – (0,71÷0,81) – (1,14÷1,29)** Dp/Wp 0,19* (0,13÷0,24)**
glina fm Kuców, litotyp T2A 1,38 – 0,83 – 1,05* Dp/Wp 0,24	litotyp T2A 1,38 – 0,83 – 1,05* (1,11÷1,59) – (0,73÷0,97) – (0,95÷1,14)** Dp/Wp 0,23* (0,19÷0,27)**
glina fm Folwark, litotyp T1 1,29 – 0,86 – 1,08* Dp/Wp 0,15	litotyp T1 1,29 – 0,86 – 1,08* (1,15÷1,51) – (0,72÷1,00) – (0,87÷1,25)** Dp/Wp 0,15* (0,11÷0,18)**

* - średnia arytmetyczna; ** - zakres zmienności

W roku 2016 pobrano kolejne próbki glin zwałowych. Jedna z nich pochodziła spod osadów jeziornych paleozbiornika eemskiego, kolejne położone były bardziej na południe, ze strefy zaburzonej glacictektonicznie i tektonicznie (por. tab. 5).

Wyniki badań po raz kolejny nie były jednoznaczne, w sensie ich rozpozniomowania stratygraficznego, potwierdzają jednak to co obserwowano na ścianie wyrobiska, mianowicie znaczne zburzenia w plejstocenie.

Tabela 4. Współczynniki petrograficzne górnych glin zwałowych z odkrywki Szczerców

Współczynniki O/K-K/W-A/B Krzyszkowski i in. (mat. niepublik.; badania uzupełnione w stosunku do roku 2015)	Współczynniki O/K-K/W-A/B Krzyszkowski i in. (mat. niepublik., badania uzupełnione w stosunku do roku 2015)
litotyp T7(?) 1,25 – 1,28 – 0,94* (1,18÷1,33) – (1,25÷1,31) – (0,90÷0,98)** Dp/Wp 0,18* (0,08÷0,28)**	porwaki 1,34 – 1,19 – 1,13* (1,12÷1,55) – (1,00÷1,39) – (0,94÷1,33)** Dp/Wp 0,17* (0,15÷0,19)**
---	---
---	---
litotyp T4 1,34 – 1,04 – 1,00* Dp/Wp 0,12*	porwaki 1,33 – 1,07 – 1,01* (1,29÷1,36) – (1,04÷1,10) – (0,99÷1,03)** Dp/Wp 0,12* (0,02÷0,21)**

* - średnia arytmetyczna; ** - zakres zmienności

W roku 2016 pobrano kolejne próbki glin zwałowych. Jedna z nich pochodziła spod osadów jeziornych paleozbiornika eemskiego, kolejne położone były bardziej na południe, ze strefy zaburzonej glacitektonicznie i tektonicznie (por. tab. 5).

Wyniki badań po raz kolejny nie były jednoznaczne, w sensie ich rozpoziomowania stratygraficznego, potwierdzają jednak to co obserwowano na ścianie wyrobiska, mianowicie znaczne zaburzenia w plejstocenie.

Tabela 5. Współczynniki petrograficzne glin zwałowych z odkrywki Szczerców, pobranych w roku 2016

Współczynniki O/K-K/W-A/B Krzyszowski i in. (mat. niepublik.)	Lokalizacja
litotyp T4? 0,97 – 1,12 – 0,87* Dp/Wp 0,06*; (wap. ca 10%)	próbka z glin położonych pod dnem paleozbiornika eemskiego; (464)
litotyp ? 0,38 – 3,20 – 0,32* Dp/Wp 0,25*; (wap. ca 12%)	środkowa część ściany wschodniej, poziom I, strefa zaburzeń glacitektonicznych i tektonicznych; (463)
litotyp ? 1,08 – 1,03 – 0,93* Dp/Wp 0,09*; (wap. ca 14%)	środkowa część ściany wschodniej, poziom I, strefa zaburzeń glacitektonicznych i tektonicznych; (462)
litotyp T4? 0,80 – 1,41 – 0,70* (0,10÷1,71) – (0,00÷0,64) – (0,02÷1,53)** Dp/Wp 0,06* (0,00÷0,10)**; (wap. ca 4%)	środkowa część ściany wschodniej, poziom I, strefa zaburzeń glacitektonicznych i tektonicznych; (461)

* - średnia arytmetyczna; ** - zakres zmienności

Obecnie do zakresu badań glin zwałowych włączono analizę pierwiastków (metali) ziem rzadkich. Analizy te są w opracowywane przez S. Toucanne.

Część badań wykonano podczas reambulacji arkusza Szczerców (735) SMGP w skali 1:50 000 – prace te wykonano na zamówienie Ministra Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

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: 19-35.
- BARANIECKA, M.D., 1971. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kamieńsk (M34-27B) wraz z objaśnieniami. Wyd. Geol., Warszawa.
- CZERWONKA, J.A., KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Till characteristics and stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland). *Quaternary Studies in Poland*, 11: 43-64.
- CZERWONKA, J.A., DOBOSZ, T., KRZYSZKOWSKI, D., HAYSIG, J., WILANOWSKI, S., 1998. Stratygrafia i petrografia glin lodowcowych na obszarze wododziałowym pomiędzy dolinami Odry i Warty, Polska południowo-zachodnia, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 73-104.
- DOBOSZ, T., 2012. Badania mineralogiczno-petrograficzne osadów plejstocenijskich z Odkrywki w Szczercowie dla potrzeb reambulacji ark. Szczerców (735) SMGP w skali 1:50 000. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- KRÓL, J., HAŁUSZCZAK, A., DOBOSZ, T., 2007. Dokumentowanie profili geologicznych z odsłoneń KWB Bełchatów i KWB Konin etap I (obejmujący część pilotażową). I Rejon KWB Bełchatów, odkrywka Szczerców. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Czwartorzęd rowu Kleszczowa. Litostratygrafia i tektonika. *Studia Geograficzne*, t. LIV. Wyd. Uniw. Wrocławskiego.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2015a. Petrografia górnych glin zwałowych z odkrywki Szczerców KWB Bełchatów w świetle badań z 2014 i 2015 r. W: XXII Konf. Naukowo-Szkoleniowa, Stratygrafia plejstocenu Polski, Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacialna transformacja jej rzeźby, Gołaszewo, 31.08-04.09.2015 r.: 37-39.

- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2015b. Petrography of glacial tills in the Szczerców Outcrop, Central Poland-problems of stratigraphic interpretation. *Studia Quaternaria*, 32: 99-108.
- RZECHOWSKI, J., 1971. Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 111-155.
- SARNACKA, Z., 1970. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczerców (M34-27A). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KRZYMIŃSKA, J., DRZEWICKI, W., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2013. Geneza, litologia i stratygrafia osadów czwartorzędowych rowu Kleszczowa w świetle nowych badań w odkrywce Szczerców. *W: A. Kostrzewski, G. Rachlewicz, M. Woszczyk (red.), VI Seminarium Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Poznań, 14-15 listopada 2013: 168-172.*
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2014. Głos w dyskusji nad stratygrafią glin zwałowych w odkrywce Szczerców. *W: XXI Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, „Dynamika lądolodów plejstocenijskich na obszarze Sokólszczyzny i Równiny Augustowskiej”.* Augustów, 1-5.09.2014 r.: 113-115.
- WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., 2013. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Szczerców (735). *Reambulacja*. NAG, PIG-PIB, Warszawa.
- WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYMIŃSKA, J., 2015. The results of new studies of Quaternary sediments in the Kleszczów Graben, Szczerców Outcrop, Belchatów Lignite Opencast Mine. *Landform Analysis*, 29: 63-71.

KOPALNA DOLINA TUNELOWA LEŚNEJ NIWY W ODKRYWCE SZCZERCÓW

Jan GOŹDZIK¹ Katarzyna KOWALSKA², Anna SKÓRZAK²

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych
gozdzik@geo.uni.lodz.pl

²PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A., Dział Geologiczny,
Oddział Kopalnia Węgla Brunatnego Bełchatów
ul. Św. Barbary 3, 97-400 Rogowicz

W 2010 roku przy północnej skarpie odkrywki Szczerców zaczęto odsłaniać wyciętą w utworach neogeńskich, czwartorzędową kopalną dolinę, która kontynuuje się w kierunku południowo-wschodnim. Między osadami wypełniającymi dolinę i stanowiącymi jej podłoże zaznaczają się duże różnice litologiczne, składu mineralnego i petrograficznego. Te różnice pozwoliły Baranieckiej i Sarnackiej (1971) stwierdzić, już na podstawie wierceń w okresie rozpoznawania budowy geologicznej przyszłej kopalni, obecność niewielkiej kopalnej doliny, której genezę wiązały z działalnością rzeki interglacjału mazowieckiego. Rozpoznana kopalna forma okazała się około 700-metrowym fragmentem odsłanianej obecnie doliny.

Odsłonięty dotychczas odcinek kopalnej doliny ma długość około 1700 m i dochodzi do miejscowości Leśna Niwa, dlatego można ją nazwać doliną Leśnej Niwy. Oś doliny jest prawie prostolinijna. Szerokość formy na całej długości jest zbliżona i wynosi około 250 m. Kształt doliny w planie można śledzić na zdjęciach satelitarnych i lotniczych ze względu na wyraźną różnicę barwy osadów wypełniających dolinę i otaczających. Głębokość formy od górnej krawędzi doliny widocznej na obecnych przekrojach wynosi około 40 m. Jednak w przeszłości głębokość doliny była większa, gdyż przy jej górnej krawędzi znajduje się powierzchnia ze śladami silnej erozji. Dolina wycięta jest w kompleksie ilasto-piaszczystym, który stanowi strop osadów neogeńskich. Prawdopodobnie doliną rozcinała także spoczywające na kompleksie utwory plejstoceny, których ślady m. in. w postaci brył gliny glacialnej, znajdują się w osadach osuwiskowych na stokach dolinnych. Utwory te, a częściowo także najwyższe neogeńskie, uległy zdarciu na co wskazuje wielkoskalowa powierzchnia erozyjna przy górnej powierzchni doliny.

Zbocza doliny Leśnej Niwy są strome, często przykryte materiałem osuwiskowym, a osady ilaste z kompleksu ilasto-piaszczystego, przylegające do stoku, uległy w wielu miejscach deformacjom. Ścisłe określenie nachylenia zboczy utrudniają osuwiska i wspomniane deformacje. W niektórych miejscach, gdzie strefa deformacji nie była zbyt złożona, nachylenie zbocza można było zmierzyć, sięgało ono nawet 70°. O intensywności procesów erozyjnych kształtujących dolinę świadczą ślady podcinania stoków i znacznej miąższości pokrywy osuwiskowej. Obserwowano, sięgające kilkanaście metrów w głąb ściany doliny, wymycia warstwy piaszczystej i deformację nadległej warstwy ilów. Spotkano także warstwę ilów węglistych silnie spojonych, które wkraczają około 5 m w obręb piasków i żwirów z głazami wypełniających dolinę. Fakty te wskazują na intensywną erozję w czasie tworzenia doliny, a także jej zapełniania. O intensywności procesów erozyjnych, które doprowadziły do powstania głębokiej, równocześnie stosunkowo wąskiej i stromościennej doliny świadczą także osady występujące w jej części dennej. Obserwuje się tutaj zdecydowanie zwiększony udział żwirów, ale przede wszystkim głazów. Kwestia ta będzie omawiana dalej.

Osady wypełniające dolinę wykazują dużą zmienność litofacjalną zarówno cech teksturalnych jak i strukturalnych. Wśród osadów przeważają piaski, ale bardzo wyraźny jest udział żwirów i znaczny gładów. Zdecydowanie zwiększoną zawartość żwirów, a zwłaszcza gładów, obserwuje się w strefie spągowej osadów wypełniających. Miejscami grube składniki tworzą ławice kilkumetrowej miąższości i znacznej rozciągłości lateralnej. Tylko wyjątkowo takie ławice występowały w stropowej części wypełnienia doliny. W ławicach widoczne są struktury masywne, w których udział matriksu piaszczystego jest zmienny, czasem jest go bardzo mało. Często struktury masywne przechodzą w warstwowe, czemu towarzyszy ubytek gładów. W rozległych strefach, w których dominują piaski, widoczna jest duża zmienność domieszek żwiru i gładów, a także zróżnicowanie struktur sedymentacyjnych. W nielicznych miejscach spotyka się dobrze wysegregowane piaski z minimalną

zawartością żwirków. Osady piaszczyste najczęściej warstwowane są poziomo i przekątnie. Brak jest warstw mułowych i ilastych. Jedyne spotykany materiał organiczny stanowią nieliczne okruchy lignitu pochodzące z erozji osadów neogeńskich. Charakterystyczna jest stosunkowo mała lateralna zmienność litofacjalna, z wyłączeniem stref przystokowych. Natomiast wyraźniejsza jest zmiana w układzie pionowym.

Mięszczość osadów czwartorzędowych spoczywających powyżej utworów wypełniających kopalną dolinę sięga około 30 m. Są to głównie gliny glacialne rozdzielone nieciągłymi osadami glacialfluwialnymi. W rejonie Parchlin i Leśnej Niwy w stropie osadów plejstoceńskich, w misie utworzonej przez glinę, akumulowane były osady organiczne interglacjału eemskiego (Janczyk-Kopikowa, 1971, Wachecka-Kotkowska i in., 2016). W odkrywce bełchatowskiej glina, tworząca analogiczne misy z podobnym wypełnieniem, także osadami eemskimi, jest gliną najmłodszą – warciańską (Goździk, 1995). Zapewne podobny jest wiek gliny budującej misy z wypełnieniem eemskim w odkrywce szczercowskiej. Niestety w tej odkrywce ustalenie ilości poziomów glin starszych od warciańskiej i określenie ich wieku jest trudne, ze względu na brak ciągłości warstw gliny; rozdzielają je tylko osady glacialfluwialne. Próbę uporządkowania stratygraficznego glin podjęli Krzyszkowski i inni (2015), ale słusznie określili ją jako wstępną i wskazali na potrzebę dalszych badań. W północno-wschodniej części odkrywki, gdzie przebiega dolina Leśnej Niwy, widoczne są trzy poziomy gliny. Najwyższa glina, przykryta osadami eemskimi akumulowana była, jak wspomniano wyżej, w okresie warciańskim. Glina środkowa, niejednokrotnie kontaktująca się z warciańską, najprawdopodobniej powstała w okresie odrzańskim. Natomiast glina najniższa, mimo że spoczywa na osadach neogeńskich nie należy do najstarszego zlodowacenia tego terenu. Poprzednio wspomniano, że w osadach wypełniających dolinę znajdowano bryły gliny glacialnej, a powierzchnia erozyjna w stropie tych osadów wskazuje na możliwość erozji najstarszej gliny. Można przypuszczać, że glina obecnie usytuowana bezpośrednio powyżej powierzchni erozyjnej, w stropie osadów doliny, powstała w czasie zlodowacenia Sanu, ale bez ściślejszego wskazania czy Sanu 1, czy Sanu 2.

Powierzchnia spągowa warstwy gliny spoczywającej na osadach doliny i utworach neogeńskich jest dosyć wyrównana, ale są miejsca, zwłaszcza w strefach brzeżnych doliny, gdzie ta powierzchnia obniża się tworząc połogie, ale także głębsze formy synklinalne. Głębszym formom towarzyszą znacznie większe deformacje podległych osadów. Należy zaznaczyć, że te deformacje w strefach brzeżnych doliny miejscami nakładają się na deformacje wcześniejsze, związane z procesami stokowymi.

Kopalna dolina Leśnej Niwy różni się zasadniczo od kopalnych dolin rzecznych rowu Kleszczowa. Stoki dolin rzecznych są tu bardziej połogie, a stosunek głębokości do szerokości znacznie niższy. Także osady wypełniające omawianą dolinę wykazują znaczne różnice w stosunku do utworów w dolinach rzecznych tego obszaru. W utworach rzecznych występuje nieporównanie mniej składników gruboklastycznych, a w wielu miejscach obecne są osady mułowe, w tym również zawierające materiał organiczny, a także torfy, które są nieobecne w dolinie Leśnej Niwy. Cechy wypełnienia doliny są charakterystyczne dla osadów glacialfluwialnych. Nie znajduje więc potwierdzenia pogląd Baranieckiej i Sarnackiej (1971) o rzecznej genezie tej doliny i akumulacji osadów w środowisku interglacialnym.

Dolina wykazuje cechy uznawane za charakterystycznych dla dolin tunelowych. Wśród takich cech wymienionych przez Kehewa i in. (2012) jest ich orientacja równoległa do kierunku płynięcia lądolodu. Azymut osi odsłoniętej dotychczas doliny wynosi 120° . Zbliżoną orientację wykazywały upady osi dłuższych gładzików w trzech najwyższych poziomach glin glacialnych w odkrywce bełchatowskiej – w przedziale $115-130^\circ$ (Goździk, 1987). Również w tej odkrywce, Allen i Krzyszkowski (2008) stwierdzili rozkład NW-SE w orientacji gładzików z glin formacji Rogowiec, uznając, że jest zgodny z przyjmowanym kierunkiem ruchu lodowca. Należy dodać, że podobna jest orientacja ($115-295^\circ$) osi dwóch ozów: w Stefanowiznie po północnej stronie odkrywki bełchatowskiej i w Antoniówce po stronie południowej. Wszystkie te informacje odnoszą się do ruchu lądolodu środkowopolskiego z NW na SE. Jednak z dużym prawdopodobieństwem można sądzić, że zbliżony był tutaj kierunek ruchu lądolodów wcześniejszych, ponieważ ogólne ukształtowanie terenu w tym regionie sprzyjało przesuwaniu się lodu w kierunku SE. Obszar ten położony jest przy południowo-wschodnim skraju pasa Nizin Środkowopolskich i wznosi się w kierunku granicy z pasem Wyżyn Środkowopolskich. Różnice wysokości na powierzchni podczwartorzędowej były tak znaczne, że kolejne pokrywy osadowe nie zmieniły wyraźniej ogólnego układu wysokościowego. Do cech

charakterystycznych dolin tunelowych należy falistość ich profilu podłużnego. W profilu podłużnym doliny Leśnej Niwy zauważa się wahania wysokości jej dna, pełniejszy ich obraz przedstawiony będzie po zakończonym zestawieniu materiałów i prześledzeniu odsłoneń na dłuższym odcinku doliny.

Obecnie ukazuje się wiele prac dotyczących dolin tunelowych, m. in. ze względu na ich znaczenie jako pułapek ropy naftowej i gazu ziemnego, a także rezerwarów wody dla celów komunalnych. Rzadko jednak zdarzają się możliwości bezpośredniej obserwacji, w wielu kolejnych przekrojach, formy tych dolin i wypełniających je osadów. Taka możliwość pojawiła się w odkrywce szczercowskiej, z której korzystamy dzięki uprzejmości Dyrekcji Kopalni Węgla Brunatnego.

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, 19-35.
- BARANIECKA, M.D., SARNACKA, Z., 1971. Stratygrafia i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 254, 157-270.
- GOŹDZIK, J., 1987. Kierunki nasunięć łądolodów w świetle analizy orientacji gładzików w glinach zwałowych rejonu kopalni " Bełchatów ". Komunikat w : Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, II Sympozjum, Plejstoceńskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Warszawa – Wrocław, 187-188
- GOŹDZIK, J., 1995. Vistulian sediments in the Bełchatów open cast mine, central Poland. *Quatern. Stud. Poland*, 13, 13-26.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1971. Analiza pyłkowa nowych stanowisk interglacjału eemskiego z dorzecza Widawki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 254, 65-88.
- KEHEW, A.E., PIOTROWSKI, J.A., FLEMMING, J., 2012. Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review. *Earth-Science Reviews*, 113, 33-58.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., STOIŃSKI, A., WIECZOREK, D., 2015. Petrography of glacial tills in the Szczerców outcrop, central Poland – problems of stratigraphic interpretation. *Studia Quaternaria*, 32, 99-108.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., MIROSLAW-GRABOWSKA, J., NISKA, M., KRZYMIŃSKA, J., MYŚKOW, E., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., RZODKIEWICZ M., in press. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the „Parchliny 2014” section, central Poland. *Quaternary International*.

STANOWISKO PARCHLINY
ROZWÓJ I ZANIK POJEZIERZA EEMSKIEGO W ŚWIETLE BADAŃ MULTIDYSCYPLINARNYCH

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA¹, Dariusz KRZYSZKOWSKI², Dariusz WIECZOREK³, Małgorzata MALKIEWICZ⁴, Jarmila KRZYMIŃSKA⁵, Monika NISKA⁶, Joanna MIROSLAW-GRABOWSKA⁷, Elżbieta MYŚKOW⁸, Klara TOMASZEWSKA⁹, Monika RZODKIEWICZ¹⁰, Jerzy RACZYK²

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyszkowski@uwr.edu.pl
³d. wieczorek@gmail.com

⁴Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski
50-204 Wrocław, ul. Cybulskiego 30
malgorzata.malkiewicz@ing.uni.wroc.pl

⁵Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza
80-328 Gdańsk, ul. Kościarska 5
jarmila.krzyminska@pgi.gov.pl

⁶Akademia Pomorska w Słupsku, Instytut Geografii i Studiów Regionalnych
76-200 Słupsk, ul. Partyzantów 27
monikaniska@wp.pl

⁷Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych,
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
jmirosla@twarda.pan.pl

⁸Uniwersytet Wrocławski, Instytut Biologii Eksperymentalnej
50-328 Wrocław, ul. Kanonia 6/8
elzbieta.myskow@uni.wroc.pl

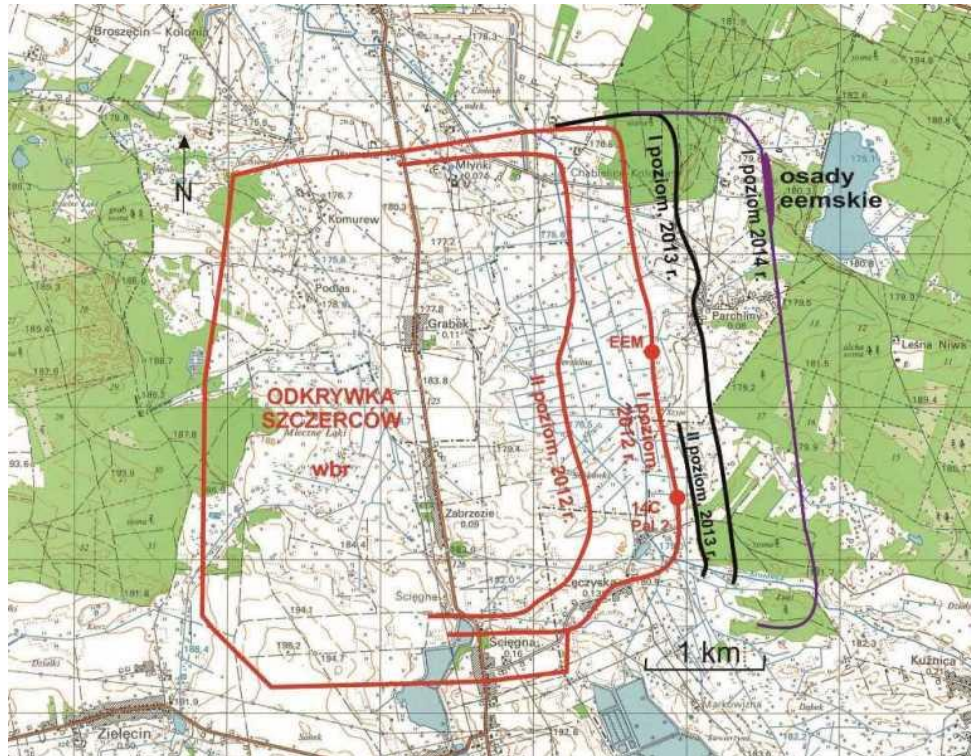
⁹Uniwersytet Przyrodniczy, Katedra Botaniki i Ekologii Roślin
50-363 Wrocław, pl. Grunwaldzki 24A
klara.tomaszewska@up.wroc.pl;

¹⁰Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Geoekologii i Geoinformacji,
Zakład Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu
61-680 Poznań, ul. B. Krygowskiego 10
lutynska@amu.emu.pl

W latach 2012–2014 najwyższy poziom górniczy w odkrywce Szczerców rozciągał nielodowcowe utwory, w tym również organiczne, wypełniające dolinę Krasówki w Kotlinie Szczercowskiej (rys. 1). W badaniach zwrócono wtedy uwagę na osady formacji Piaski (MIS5e-2) i Aleksandrów (MIS5e). Serie te okazały się dość miększe, a badania terenowe wskazywały na możliwe pełne ich zachowanie (Wachecka-Kotkowska i in., 2013, 2014, 2015, 2016). W podłożu osadów obu tych serii rozpoznano utwory starsze, formacji Rogowiec, czy Ławki, niekiedy zaburzone glacictonicznie, tektonicznie, czy zerodowane przez wody lodowcowe lub rzeczne. Biorąc pod uwagę dotychczasowe dane w tym z odkrywki Bełchatów sądzić należy, iż duża miękkość utworów pochodzących z ostatniego cyklu interglacjalno-glacialnego (MIS5e-3) w rejonie Parchlin, wynika z odkładania ich w zagłębieniach (wytopiska, rynny subglacialne), które powstały w czasie deglacjacji lądolodu MIS 6 (stadiał warty, formacja Rogowiec) (rys. 2, fot. 1).

Badania eemskich formacji Aleksandrów przeprowadzone były w 2012 roku (patrz rys. 1: stanowisko „Parchliny 2012”; 51°15'02,025" N; 19°09'26,4" E) i w 2014 (patrz rys. 1: stanowisko „Parchliny 2014”; 51°14'30,84" N; 19°08'47,08" E) w północno-wschodniej części odkrywki Szczerców, na I poziomie eksploatacyjnym (rys. 1). Utwory tej formacji położone są w środkowej części górnego piętra strukturalnego rowu Kleszczowa (Allen i Krzyszkowski 2008).

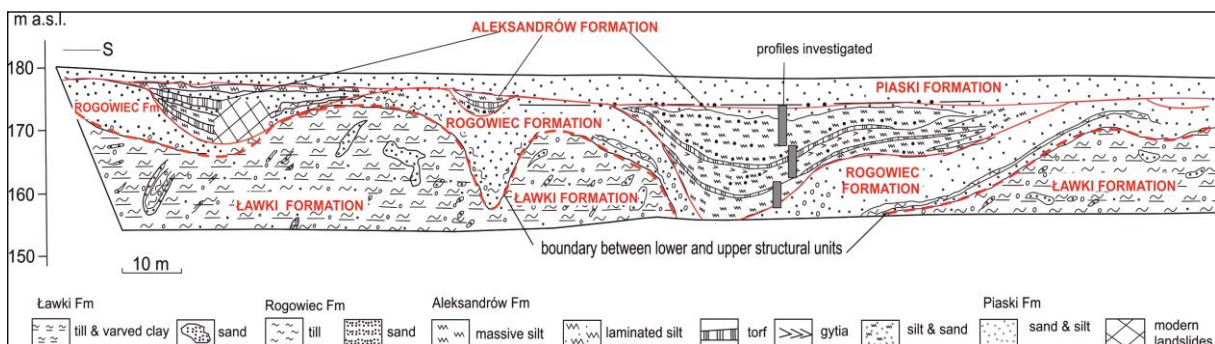
W literaturze zostały opisane na podstawie głębokich wierceń jako Leśna Niwa (Janczyk-Kopikowa 1971) z dobrze wykształconym okresem eemskim optimum klimatycznym. Szerzej do zagadnienia pojezierza eemskiego w tym obszarze odnieśli się Goździk i Skórzak (2011).



Rys. 1. Zarys odkrywki Szczerców na tle mapy topograficznej. Obszar badań (zaznaczony fioletowym pogrubieniem) i miejsca występowania osadów eemskich (2012, 2014)

Osady formacji Aleksandrów i Piaski zalegały na głębokości ~4–16 m p.p.t. (~177–161 m n.p.m.) i były widoczne na ścianie na dystansie około 550 m. Miąższość odsłoniętych serii oceniono miejscami na 10–14 m. Pod nimi zalegały osady piaszczysto-żwirowe i gliny formacji Rogowiec i Ławki (MIS 6, stadiał warty i zlodowacenia odry).

W profilu „Parchliny 2014” na osadach lodowcowych i wodnolodowcowych spoczywały: piaski mułkowate szare z sieczką organiczną, gytie mułkowe szaro-czarne, torf dobrze rozłożony z sieczką organiczną oraz il czarny warstwowany, masywny i zwarty (12,45–14,5 m p.p.t.). Środkową część serii osadowej stanowiły: torfy, (torf brunatny dobrze rozłożony o strukturze kostkowej z sieczką roślinną z wkładkami piasku lub torf silnie zdiagenezowany – 10,9–12,46 m p.p.t. – fot. 1), gytie z sieczką roślinną i detrytusem skorup ślimaków? (10,1–10,9 m p.p.t.) oraz piaski brunatne, lekko mułkowate, z przewarstwieniami sieczki roślinnej z drewniakami, z nasionami i z detrytusem skorup ślimaków? (8,6–10,1 m p.p.t.). Sekwencję eemsko-wczesnovistuliańską zamykają mułki piaszczyste szare z makroszczątkami roślin (o strukturze smużystej i ze smugowaniami



Rys. 2. Przekrój geologiczny w rejonie paleozbiornika na pierwszym poziomie eksploatacyjnym odkrywki Szczerców, ściana wschodnia (rok 2012)

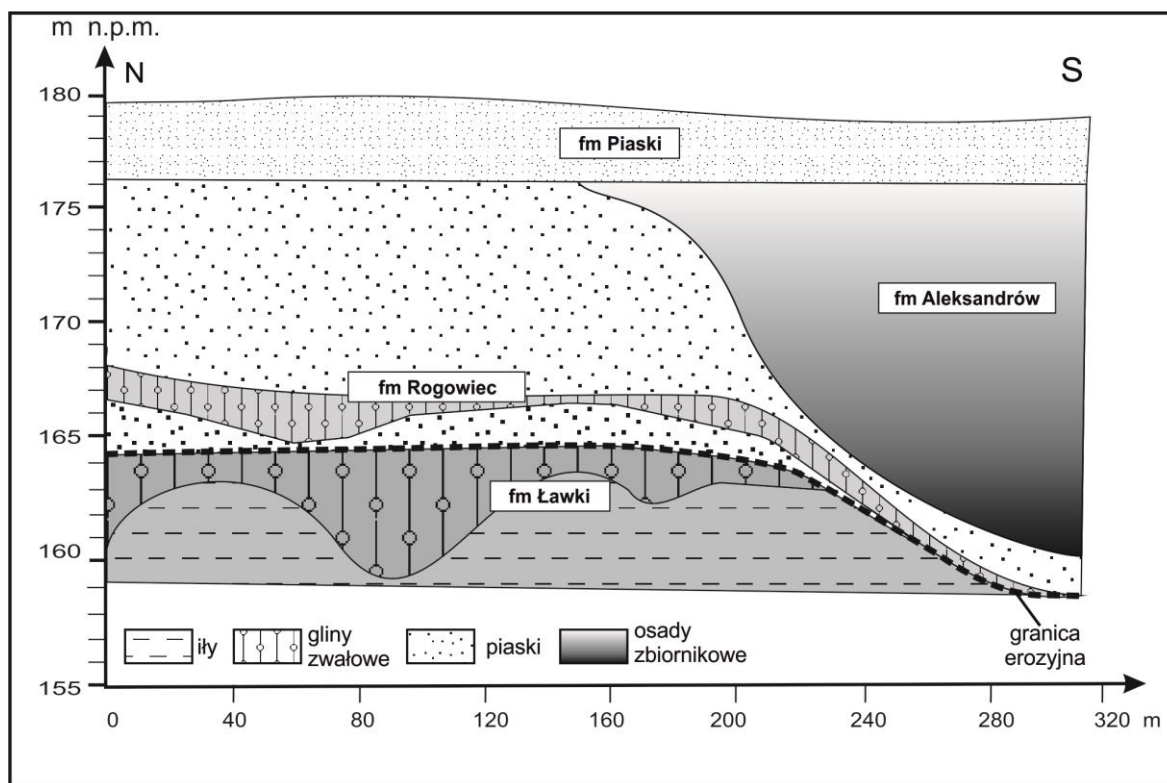
piaszczystymi FS_w/S_w) oraz mułki organiczne ilaste szaro-brunatne o strukturze masywnej z odciskami roślin (4,7–8,6 m p.p.t.). Na niej na głębokości 4–4,7 m n.p.m. zalegały piaski drobnoziarniste i mułki piaszczyste z organiką. Były to – utwory stokowe lub wypełnienia dolinki bocznej należące do formacji Piaski (rys. 3).

W centralnej i południowej części serii osadowej, na odcinku 12 m profilu, pobrano 188 próbek (numery próbek: 250-438). W celu wstępnego rozpoznania kilkanaście próbek osadów przebadano metodami paleobotanicznymi, paleozoologicznymi i geochemicznymi.



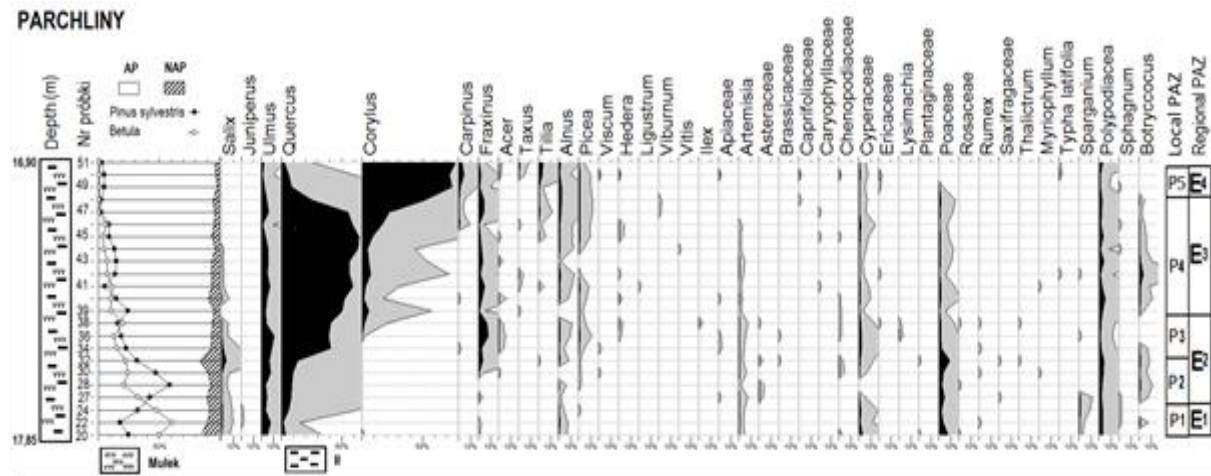
Fot. 1. Brzeźne części kopalnego zbiornika eemskiego (po lewej stronie północna część - patrz przekrój geol., rys. 2; po prawej, południowa)

Analiza litologiczna (strukturalna) badanych osadów miała duże znaczenie dla wyjaśnienia powstania i rozwoju zbiornika. W okresie deglacjacji lądolodu warciańskiego (MIS6), w dnie rozległego obniżenia zakumulowane zostały piaski, piaski i żwiry wodnolodowcowe. W ich spągu zalegają gliny



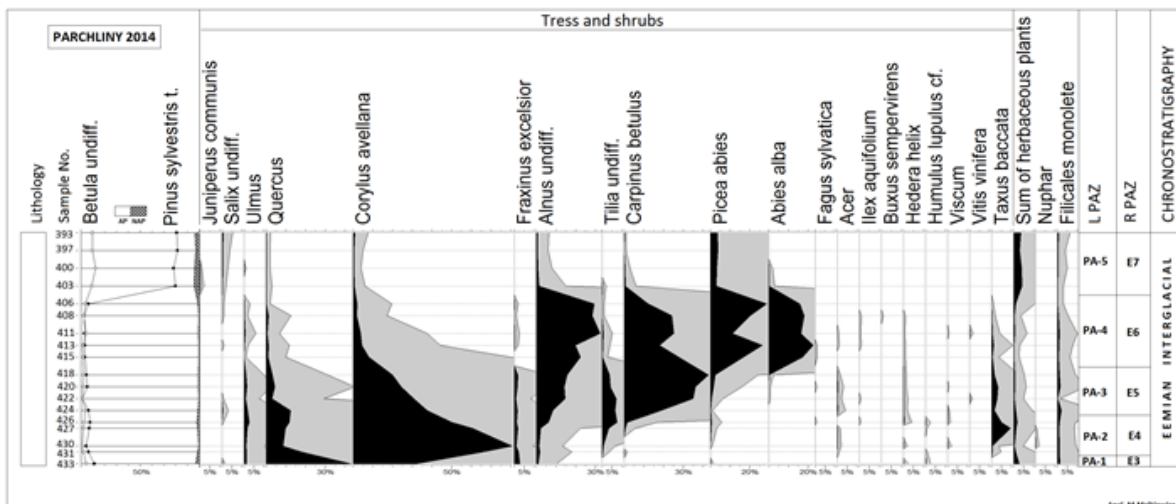
Rys. 3. Przekrój geologiczny północnego otoczenia paleozbiornika (rok 2014)

zwałowe z formacji Rogowiec (Krzyszowski i in., 2015), ale również i gliny formacji Ławki, wypchnięte ku górze w wyniku procesów glaciektoniki (w tym tomie gliny w odkrywcze szczercowskiej; patrz Wieczorek i in., 2015). Po poprawieniu się warunków termicznych doszło do wytopienia lodu konserwującego to obniżenie oraz zaniku wieloletniej zmarzliny. Należy zakładać, iż był to zbiornik bezodpływowy, zasilany głównie wodami gruntowymi i opadowymi.



Rys. 5. Diagram palinologiczny osadów ze stanowiska Parchliny z roku 2012 (Parchliny 2012; rys. 1)

Obserwowana w profilu zmienność litologiczna, gytia – torf, wskazuje na to, iż okresowo dochodziło do wypływania tego zbiornika. W okresach, kiedy zasilanie było większe (zbiornik był głębszy), a poziom wód wyższy akumulowana była gytia. Z kolei w okresach, kiedy zasilanie było mniejsze, a poziom wód obniżał się, następowała akumulacja torfów. We wczesnym okresie rozwoju zbiornika akumulowały się gytie z przewarstwieniami mułków. Ich obecność w profilu można tłumaczyć większą dostawą spoza zbiornika (deluwia, zmywy powierzchniowe, czynnik eoliczny). Dolne partie osadów zbiornikowych zawierają miejscami do 20% węglanów, w wyższych ich ilość spada do kilku procent. Głównym źródłem węglanów były gliny lodowcowe zalegające pod dnem zbiornika oraz w jego otoczeniu. Zawartość węglanów w glinach przebadanych w sąsiedztwie zbiornika wynosi 40-50% (Krzyszowski i in., 2015).



Rys. 6. Diagram palinologiczny osadów ze stanowiska Parchliny z roku 2014 (Parchliny 2014; rys. 1)

W badanych próbkach znaleziono bardzo niewielkie ilości makroszczałków drewna, jedynie 6 małych fragmentów. Na tej podstawie niemożliwe jest generalizowanie wyników, jednakże

porównanie obecności makroszczątków z profilem palinologicznym potwierdza lokalne występowanie sosny i świerka w tych osadach. Znaleziony fragment drewna cisu (*Taxus* sp.) był obecny w warstwach opisywanych jako eemskie optimum. Zarówno w diagramie "Parchliny 2012" jaki i "Parchliny 2014" w optimum klimatycznym jest stwierdzony pyłek *Taxus*. Zatem obecność drewna potwierdzona jest obecnością pyłku. W warstwach interglacjału eemskiego (403-433) nie znaleziono makroszczątków drewna. Wydaje się, że analiza pozostałych próbek, o większej objętości, pobranych z profilu, może przynieść dodatkowe wyniki.

Badania palinologiczne profilu „Parchliny 2014” (rys. 6) potwierdziły występowanie osadów interglacjału eemskiego oraz zaleganie powyżej nich osadów ze zlodowacenia wisły (rys. 6). Diagram pyłkowy tego profilu nie obejmuje pełnego rozwoju roślinności interglacjalnej, jednak posiada bardzo wyraźne cechy diagnostyczne dla eemu. Charakteryzują go dobrze wykształcony poziom optimum klimatycznego z dominującą leszczyną (E 4 R PAZ), wyraźnie zaznaczona faza lasów grabowo-lipowych (E 5 R PAZ) oraz faza lasów szpilkowych (E 5 R PAZ). Sukcesja florystyczna w „Parchliny 2014” site rozpoczyna się podczas fazy lasów dębowych (E 3 R PAZ) i kończy się w fazie schyłkowej interglacjału (E 7 R PAZ). Brak w niej okresu protokratycznego, odpowiadającej poziomom E 1 i E 2 R PAZ (Mamakowa, 1989).

Najstarsza część interglacjału eemskiego wraz z początkiem optimum klimatycznego została uchwycona w osadach ilasto-mułkowych stanowiska Parchliny 2012 (rys. 5) (Kuszell i Iwanuś, 2012). Sukcesja eemska rozpoczęła się od panowania lasów brzozowych i sosnowo-brzozowych (P1-P3 L PAZ), a następnie rozwinęły się mieszane lasy dębowo-sosnowe i dąbrowy (P4 L PAZ). Stopowe próbki z tego profilu reprezentują natomiast początek fazy leszczynowej (P5 L PAZ) (Kuszell i Iwanuś, 2012). W związku z bliską lokalizacją obu profili („Parchliny 2012” i „Parchliny 2014”) uzyskujemy pełną sukcesję roślinności interglacjalnej w badanej okolicy.

Wysoka frekwencja pyłku dębu, w poziomie poprzedzającym kulminację leszczyny jest cechą charakterystyczną dla większości profili eemskich. W obu profilach z Parchlin jest również wysoka i wynosi powyżej 50%. Tak wysokie udziały *Quercus* mogą dowodzić na rozprzestrzenienie się w badanej okolicy świetlistych dąbrów.

Obraz florystyczny w profilu „Parchliny 2014” potwierdza występowanie „*late lime*” (Mamakowa, 1989). Taki zapis pyłkowy z maksymalnym udziałem lipy przypadającym po kulminacji leszczyny, a przed najwyższymi wartościami graba rejestrowany był również w innych stanowiskach interglacjału eemskiego w Polsce i Europie. Telokratyczna faza eemu charakteryzuje się dużą liczbą drzew iglastych. W „Parchlinach 2014” rozprzestrzenienie się i maksymalny udział jodły i świerka w zbiorowiskach leśnych ma miejsce przy dużej jeszcze roli graba.

Analizy paleozoologiczne przyczyniły się do odpowiedzi na pytania dotyczące trofii i cech termicznych zbiornika. Niska frekwencja okazów małżoraczków i brak mięczaków w osadach, może wskazywać, że w badanym zbiorniku decydującym czynnikiem ekologicznym była kwasowość wód zbiornika. Prawdopodobnie duża zawartość kwasów humusowych i dwutlenku węgla nadaje pH poniżej około 6,2 – 6,5, dlatego zbyt niskie pH wody uniemożliwia rozwój zespołów małżoraczków i mięczaków, nawet jeżeli warunki termiczne i troficzne były wystarczająco dobre. Istotną przyczynę braku skorupki mięczaków i małżoraczków należy upatrywać w dużym zapotrzebowaniu przez nie na dostępny wapń rozpuszczony w wodach zbiornika. Być może brak przyswajalnych związków węglanowych tłumaczy nieobecność fauny w osadach. Potwierdzeniem tego faktu mogą być wyniki badań pierwiastków chemicznych w badanych osadach, które wykazały wysoką zawartość krzemionki, natomiast niską zawartość związków węglanowych.

Przeprowadzona dla 13 prób analiza Cladocera wykazała, że osady zawierają dobrze zachowane szczątki różnorodnych gatunków. Cladocera oznaczone w zbadanym zbiorniku odpowiadają gatunkom występującym współcześnie na obszarze Polski i Europy. Oznaczone szczątki nie różniły się zasadniczo wielkością i wyglądem od szczątków ze współczesnych jezior.

Większość wśród 18 oznaczonych gatunków należy do grupy litoralnych, bytujących wśród roślin zanurzonych i w osadach dennych. W profilu oznaczono także trzy gatunki bytujące w strefie otwartej wody. Przewaga gatunków litoralnych świadczy o płytkowodnym charakterze zbiornika lub pobraniu materiału ze strefy płytkowodnej jeziora. Analizę zawartości kopalnych szczątków Cladocera wykonano dla osadów z całego profilu. Ze względu na zmienną sukcesję gatunków Cladocera wyraźnie rysuje się dwudzielny podział profilu.

Bogatszym składem gatunkowym charakteryzowała się część rdzenia z której pobrano próbki 361–432, dolna i środkowa część profilu, korelowana z okresem interglacjału eemskiego. W składzie gatunkowym dominowały gatunki litoralne bytujących w strefie makrofitów i w osadach dennych w płytkich wodach. Oznaczono także gatunki o wyższych wymaganiach termicznych - próbki 424, 411, 391 (E5–E7), w próbach tych stwierdzono obecność gatunków wskazujące na wyższą żyzność zbiornika.

W osadach odpowiadających fazie E3 zanotowano obecności gatunków z tolerujących chłodniejsze wody (*Chydorus sphaericus*, *Acroperus harpae*) bytujących w strefie makrofitów. W kolejnym okresie – Faza E5 (próbka 424) dominowały gatunki wskazujące na wyższą temperaturę a także wyższa trofę wody w zbiorniku. W okresie późnego interglacjału eemskiego (E6, E7) w zbiorniku nadal utrzymywała się duża różnorodność gatunkowa. Początkowo (próbki 411 i 391) w zbiorniku bytowały gatunki o wyższych wymaganiach termicznych, których brak był pod koniec interglacjału eemskiego (próba 391), brak jest gatunków ze strefy otwartej wody, co może świadczyć, że zbiornik był tym okresie dość płytki z rozwiniętą strefą makrofitów na co wskazuje dominacja grupy gatunków związanej z roślinami wodnymi. Pod koniec Eemu mogło dojść do obniżenia pH wody na co wskazuje obecność gatunku *Alonella excisa*.

W górnej części profilu obejmującej próbki 254–324 frekwencja gatunków Cladocera była uboga, dominowały szczątki dwóch gatunków (*Bosmina longirostris*, *Chydorus sphaericus*) odpornych na niekorzystne warunki środowiskowe, występujących często na początku i w dalszej części Vistulianu, pod koniec funkcjonowania zbiorników, w chłodnych, eutroficznych, często płytkich wodach z niewielką ilością makrofitów. Skład taki wskazuje na dość chłodne i niekorzystne warunki do rozwoju fauny Cladocera w tym okresie.

Analizy okrzemkowe osadów wypełniających paleojezioro wykazały sedimentację osadów w zbiorniku płytkim, świadczą o tym dominujące taksony bentosowe w górnej i środkowej części profilu. W osadach tych partii zbiornika dominują okrzemki z rodzaju *Fragilaria*, a wśród nich najliczniej występują *Staurosira construens*, *S. binodis*, *Pseudostaurosira brevistriata*. Rodzaj ten skupia okrzemki szeroko rozpowszechnione w litoralu głównie wód słodkich, płytkich jezior, stawach i płytszych strefach litoralu jezior głębokich; duża część z nich to gatunki epifityczne (poroślowe) preferujące wody eutroficzne (czyli bogate w substancje pokarmowe), a także dobrze natlenione. Zbiornik ten charakteryzował się również lekko zasadowym pH (dominacja taksonów alkalifilnych) wraz z dostępem do substancji odżywczych (eutroficzny).

W spągu dominują okrzemki planktoniczne, natomiast ku stropowi następuje zanik planktonu a wzrasta udział taksonów bentosowych. W osadzie (próbka 438) dominuje *Cyclotella comensis*. Jest to gatunek żyjący w toni wodnej, szeroko rozpowszechniony, głównie słodkowodny i oligotroficzny, czyli preferujące wody ubogie w substancje biogeniczne. Wraz z innymi okrzemkami z rodziny *Cyclotella* (w dolnej części zidentyfikowano pojedyncze okrywy *Cyclotella cyclopuncta*, *C. krammerii*, *C. planktonica*, *Puncticulata radiosia*) bardzo często pojawiają się jako pierwsze we wczesnych fazach rozwoju jezior polodowcowych. Współcześnie występują w planktonie jezior o wysokim stopniu mineralizacji, zimnej wodzie i dobrych warunkach tlenowych. W osadzie, w dolnej części profilu zapisany został moment wypłymania zbiornika wraz ze zmianami środowiskowymi w tym zbiorniku polegającymi na eutrofizacji zbiornika, od oligotroficznego (próbka 438) do funkcjonowania zbiornika o podwyższonej trofii (dominacja taksonów meso-eutroficznych w próbkach: 436, 413, 400). Zmienia się również odczyn wody od obojętnego do bardziej zasadowego (dominacja okrzemek alkalifilnych w próbkach: 436, 413, 400).

Analizy geochemiczne, w tym oznaczenia izotopów dostarczają dodatkowych przesłanek umożliwiających próbę rekonstrukcji paleośrodowiskowej. W wykonanych analizach uwidaczniają się problemy homogeniczności i heterogeniczności źródeł materiału, weryfikacji wydzieleni litostratygraficznych w profilu, badanie zachowania pierwiastków pod wpływem procesów glebotwórczych, możliwości wykorzystania badań geochemicznych do rekonstrukcji paleoklimatycznych, prób określenia średniego składu chemicznego górnej części skorupy kontynentalnej.

Badania geochemiczne wykazały istnienie co najmniej dwóch etapów rozwoju zbiornika. Pierwszy etap opisuje zamknięte, dość głębokie jezioro występujące w stosunkowo ciepłych warunkach. W analizowanych osadach wzrost ilości materii organicznej obserwuje się w optimum (E4-E5) i po optimum (E6-E7) interglacjału eemskiego. Wzrastające wartości $\delta^{13}\text{C}$ sugerują niższy

poziom wody lub wzmożenie fotosyntezy. Po optimum klimatycznym rozpoczął się zanik jeziora. Na przełomie interglacjału eemskiego i Vistulianu zawartość materii organicznej spadła, co prawdopodobnie było związane z pogorszeniem warunków klimatycznych, które spowodowało braku pierwotnej produkcji i zanik roślinności wodnej w jeziorze. Zlewnia stała się bardziej otwarta (przepływ?) i lepiej natleniona.

Tabela 1. Etapy rozwoju i zaniku kopalnego zbiornika w rejonie stanowiska „Parchliny 2014” od schyłku zlodowaceń środkowopolskich do plenivistulianu (MIS6-MIS3)

Stadium	Faza	Chronostratygrafia	Warunki środowiska	Rozwój zbiornika
ZIMNO	V	środkowy vistulian (MIS3)	okres interstadialny; czas trwania ~28 ka (57–29 ka)	akumulacja utworów rzeczno-deluwialnych
	IV	środkowy vistulian (MIS4)	okres ochłodzenia w randze stadiału; czas trwania ~24 ka (71–57 ka)	akumulacja utworów rzeczno-deluwialnych, mineralno-organicznych
CIEPŁO → → ZIMNO	III	wczesny vistulian (MIS5d-5a)	okres interstadialny z dwoma chłodnymi i dwoma cieplejszymi fragmentami czas trwania ~44 ka (115–71 ka)	istnienie zbiornika o okresowym przepływie wód
	II	Eem (MIS5e)	okres interglacjalny; czas trwania ~15÷17 ka (130–115 ka); w optimum średnie temperatury stycznia >0°C, lipca ~19÷20°C	istnienie zbiornika raczej zamkniętego, o zmieniającym się poziomie wód, stąd akumulacja raz gytii, a raz torfów
xxxxx	I	późny glacjał (MIS6)	~140-130 ka; zanik lądolodu Warty	wytapianie się brył martwego lodu, zanik wieloletniej zmarzliny, utworzenie zagłębienia wytopiskowego

Etapy rozwoju zbiornika, jego założenia, rozwoju i wypełnienia przedstawia tabela 1. Profil „Parchliny 2014” zlokalizowany był prawdopodobnie w centralnej części paleozbiornika, stąd osady w nim obserwowane są masywne. Po zakończeniu akumulacji jeziornej (próbka 343), w profilu obserwuje się zmianę akumulacji osadów z jeziorno-bagiennej na typowo lądową, zaczynają dominować utwory mineralne, piaski, mułki, miejscami z większą zawartością substancji organicznych. Można sądzić, iż pierwotny zbiornik wodny uległ zanikowi, przy czym w dalszym ciągu występowało tutaj obniżenie. Akumulacja utworów mineralnych wskazuje, iż w tym czasie doszło też do zmiany warunków klimatycznych.

Roślinność, która pokrywała okolice była na tyle rzadka, lub też okresowo zmieniała się, tak, że po większych opadach letnich, lub w okresie roztopów wiosennych, dochodziło do spływów błotnych. Nie wykluczone, że sprzyjała też temu okresowo pojawiająca się wieloletnia zmarzlina w gruncie. Obecnie trudno jest jeszcze ocenić czy akumulację osadów w profilu w rejonie próbek 250-341, należy rozpatrywać jako powolną ale w miarę stałą, czy też jako okresową z dłuższymi przerwami. Być może pomocne w tej kwestii okażą się wyniki dalszych analiz palinologicznych. Powyższe specjalistyczne badania rzucają nowe światło na warunki paleogeograficzne intensywnej sedymentacji, w zagłębieniu glacialnym od schyłku zlodowacenia warty aż po vistulian. Jest to jeden z niewielu przykładów pełnych sekwencji osadowych od schyłku MIS 6 do MIS3.

Autorzy dziękują Dyrekcji PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna S.A. – Oddział Kopalnia Węgla Brunatnego Bełchatów, za umożliwienie przeprowadzenia badań geologicznych. Badania były częściowo finansowane z środków Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie. Część badań wykonano podczas reambulacji arkusza Szczerców (735) SMGP w skali 1:50 000 – prace te wykonano na zamówienie Ministra Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

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, 19-35.
- GOŹDZIK, J. S., SKÓRZAK, A., 2011. Zmienność akumulacji jeziorno-bagiennej od interglacjału do holocenu w obszarze odkrywki "Bełchatów", Uniwersytet Łódzki, 1-3VI. 2011, 19-32.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1971. Analiza pyłkowa nowych stanowisk interglacjału eemskiego w dorzeczu Widawki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 254, 13, 65-83.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1991. Vistulian Fluvial Sedimentation near Bełchatów, Central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Science* 39, 3, 311-329.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Czwartorzęd Rowu Kleszczowa: litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywce KWB „Bełchatów” [Quaternary of the Kleszczów Graben, lithostratigraphy and tectonics. Some problems on the based of investigations of the Bełchatów Open Cast Mine]. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1252, *Studia Geograficzne* 54, 1-158.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1996. Climatic control on Quaternary fluvial sedimentation in the Kleszczów Graben, central Poland. *Quaternary Science Reviews* 15, 315-333.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., STOŃSKI, A., 2015. Petrography of glacial tills in the Szczerców Outcrop, Central Poland – problems of stratigraphic interpretation, *Studia Quaternaria* 32, 99-108.
- KUSZEL, T., IWANUŚ, D., 2012. Badania palinologiczne osadów mułkowo-ilastych pobranych ze ściany poziomu 1-go w Odkrywce Szczerców KWB Bełchatów - profil Parchliny. Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych. Maszynopis [ekspertyza wykonana do reambulacji SMGP arkusz Szczerców (735)], 1-8.
- 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 Palaeobotanica* 29 (1), 11-176.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., DRZEWICKI, W., 2013. Development of the Eemian palaeolake in the Kleszczów Graben, Szczerców Field, Bełchatów Outcrop, Central Poland . International Field Symposium Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania, June 25-30, 2013, 102-103.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KLACZAK, K., KRÓL, E., 2014. Middle Weichselin Pleniglacial sedimentation in the Krasówka river palaeovalley, Central Poland, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84, 323-340.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., KRZYMIŃSKA, J., NISKA, M., MYŚKOW, E., MIROSLAW-GRABOWSKA, J., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOŃSKI, A., 2015. Ewolucja środowiska przyrodniczego od schyłku zlodowacenia środkowopolskiego do plenivisulianu (Mis6-MIS3) na przykładzie stanowiska "Parchliny 2014" - wstępne wyniki badań. [W:] Kordowski J., Lamparski P., Lisicki S., Roman M. (red.) XXII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa "Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacjałna transformacja jej rzeźby", Gołaszewo 31.08-4.09.2015, s. 104-107
- WACHECKA-KOTKOWSKA L., KRZYSZKOWSKI D., MALKIEWICZ M., MIROSLAW-GRABOWSKA J., NISKA M., KRZYMIŃSKA J., MYŚKOW E., RACZYK J., WIECZOREK D., STOŃSKI A., RZODKIEWICZ M., 2016. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the "Parchliny 2014" section, central Poland. *Quaternary International*, 1-21 (in press). July 2016; DOI: 10.1016/j.quaint.2016.06.013

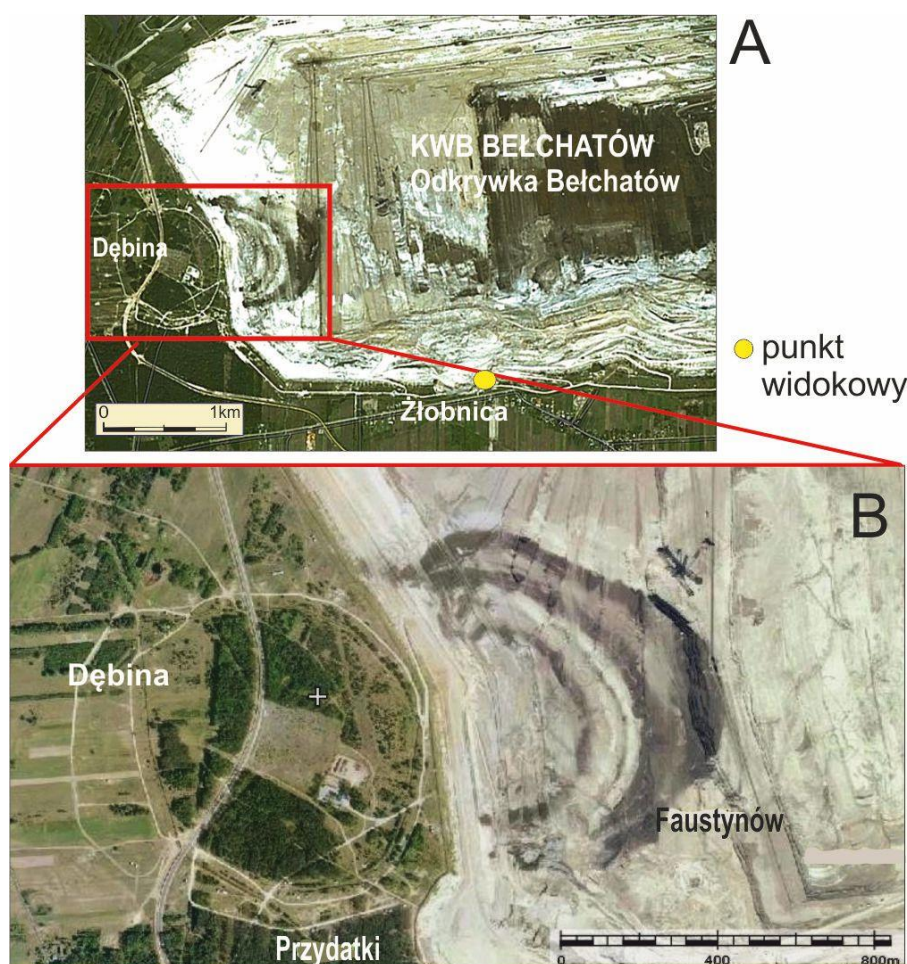
ROZWÓJ WYSADU SOLNEGO DĘBINA (KWB BELCHATÓW) W KENOZOIKU ORAZ JEGO WPLYW NA WYKSZTAŁCENIE POKRYWY OSADOWEJ I RZEŻBĘ TERENU

Małgorzata ROMAN¹, Michał Grzegorz ROMAN²

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

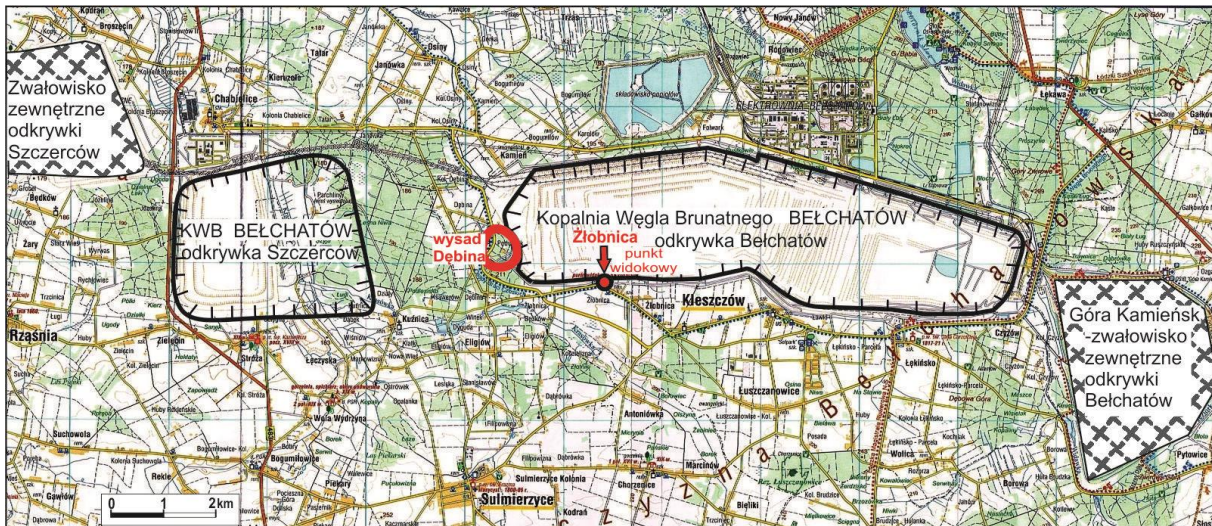
²Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy,
Program Bezpieczeństwo Energetyczne Kraju
00-975 Warszawa, ul. Rakowiecka 4
michal.roman@pgi.gov.pl

Niecodzienna okoliczność jaką jest wejście eksploatacji górniczej odkrywki KWB „Belchatów” w zasięg wschodniej części kopuły wysadu solnego Dębina, skłania do odwiedzenia Żłobnicy, punktu widokowego (ok. 210 m n.p.m.) położonego na południowo-zachodnim obrzeżeniu odkrywki Belchatów (rys. 1, 2). Można stąd dostrzec generalia budowy geologicznej wierzchniej partii struktury solnej Dębiny (rys. 1, 2), a zarazem rzeczywisty obraz osłony wysadu, której budowa była dotychczas interpretowana na podstawie wierceń i geofizyki.



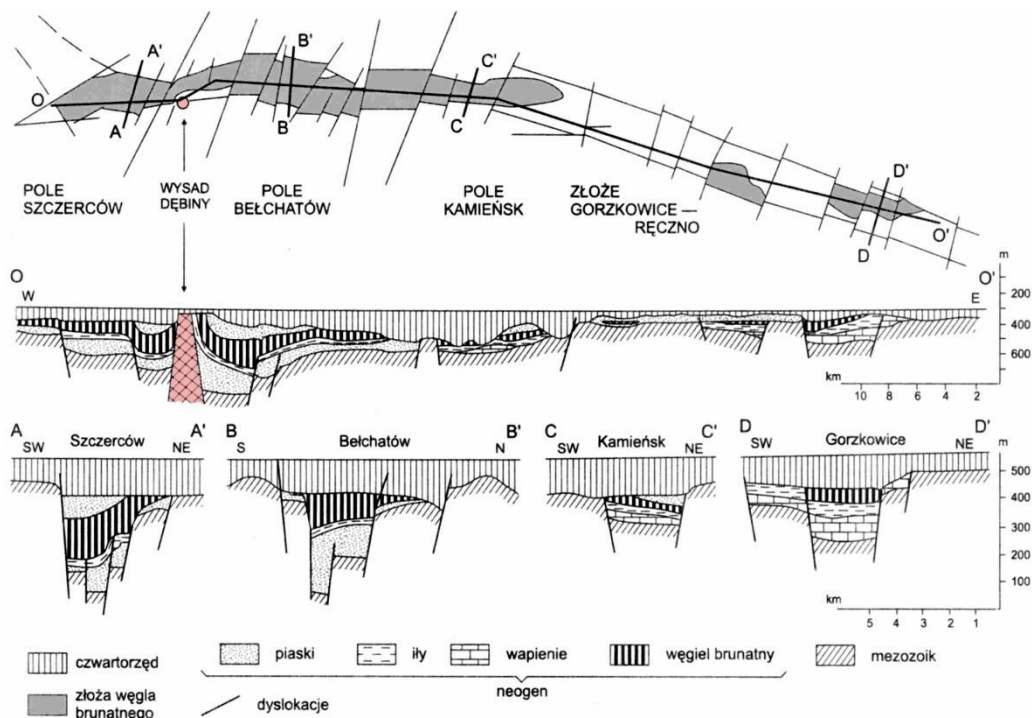
Rys. 1. Obraz satelitarny zachodniej części odkrywki KWB Belchatów: A - lokalizacja punktu widokowego Żłobnica; B – charakterystyczna otoka poddartych ku górze warstw kompleksu węglowego budujących kopułę wysadu Dębina i widocznych w kilku poziomach eksploatacyjnych odkrywki

Wysad Dębina jest najdalej na południe występującym diapirem solnym w Polsce. Położony jest w obszarze synklinorium łódzko-miechowskiego, w centralnej części rowu Kleszczowa. Rów zaznacza



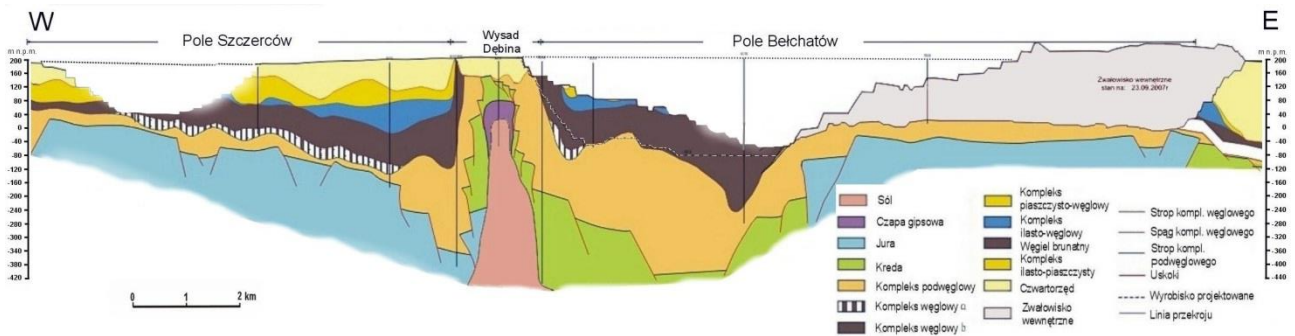
Rys. 2. Główne obiekty KWB Belchatów i lokalizacja punktu widokowego Żłobnica na podkładzie mapy: „Łódzkie – turystyka aktywna (południowy-zachód)”, Urząd Marszałkowski w Łodzi (2011)

się w podłożu mezozoicznym jako wąskie i głębokie zapadlisko tektoniczne o przebiegu subrównoleżnikowym, ograniczone uskokami normalnymi o dużym zrzucie (zwłaszcza od południa), określanymi jako uskoki ramowe (rys. 3). Wysad jest wypiętrzony o 350-450 m względem dna rowu Kleszczowa i około 60-100 m w odniesieniu do położenia skrzydeł rowu. Z uwagi na usytuowanie diapiru wewnątrz rowu Kleszczowa, w miejscu przecięcia się dwóch regionalnych kierunków tektonicznych, rozwój tej struktury solnej wiązany jest przede wszystkim z tektoniką paleogenu i neogenu, a więc czasem ewolucji rowu (Baraniecka 1983, Gotowała 1999, Hałuszczak i in. 1995, Kasiński 2004). Główna faza diapirowego wznoszenia soli miała miejsce po depozycji miocennych węgli (Szewczyk 1999, Hałuszczak 2004). Ostatni etap ruchów geotektonicznych, związany z przebiciem utworów neogennych przez diapir solny Dębina doprowadził do reaktywacji północnego uskoku ramowego rowu, wzdłuż którego, już w czwartorzędzie, uformował się rów (dolina) Woli Grzymaliny.



Rys. 3. Schemat budowy geologicznej rowu Kleszczowa (wg Kasińskiego 2004)

Rejon wysadu charakteryzuje się skomplikowaną budową geologiczną, wynikającą zarówno z wieloetapowego rozwoju rowu Kleszczowa, przebijania się wysadu, jak i nałożenia szeregu zmiennych w czasie procesów tektonicznych, erozyjnych i sedymentacyjnych. W strukturę kopuły wysadu zaangażowane są utwory mezozoiku i kenozoiku, w tym osady kompleksów podwęglowego, węglowego, ilasto-węglowego i ilasto-piaszczystego oraz plejstoceni (rys. 4), przypuszczalnie aż po utwory dolnej części interglacjału mazowieckiego włącznie. Młodsze osady leżą niezgodnie na wyniesionych i poddanych, niekiedy do pionu warstwach, ściętych następnie w wyniku erozji i denudacji. W kopalni, w rejonie wysadu, widoczne są wielkoskalowe zaburzenia osadów sięgające niemal do wysokości pierwszego poziomu eksploatacyjnego (175 m n.p.m.). W pozycji horyzontalnej występują dopiero utwory stadiału warty i młodsze, tworząc najmłodsze piętro strukturalne (Gotowała, Hałuszczak 2002, Hałuszczak 2004). Dźwignia diapiru solnego Dębiny w czwartorzędzie dowodzi chociażby podniesienie powierzchni podczwartorzędowej o około 60-70 m powyżej jej przeciętnej występowania w szerokim otoczeniu wysadu.



Rys. 4. Schematyczny przekrój geologiczny przez złożo węgla brunatnego KWB Bełchatów poprzez Pole „Szczerców” i Pole „Bełchatów” (wg działu Geologicznego KWB Bełchatów 2007, uzupełnione)

We współczesnej rzeźbie struktura Dębiny nie ma istotnego wyrazu. Zaznacza się szerokokopijnym, nie przekraczającym 10 m wysokości wyniesieniem powierzchni terenu położonej tu na około 200 m n.p.m. Obszar ten omijany jest przez sieć rzeczną, tzn. występującą na południu Krasówkę i położoną na NE od rejonu diapiru Strugę Aleksandrowską, stanowiąc fragment lokalnego działu wodnego. Przez obszar wysadu przebiega ciąg pagórków wodnolodowcowych nawiązujący przebiegiem (SW-NE) do linii zasięgu lądolodu recesyjnej fazy stadiału warty. Pagórek występujący w Przydatkach (S część kopuły wysadu) (rys. 1) osiąga 211 m n.p.m. Zdaniem Hałuszczaka (2004) ukształtowanie powierzchni topograficznej ponad wysadem Dębina nie dostarcza argumentów świadczących o współczesnej aktywności struktury solnej. Z kolei Łój (2008) wskazuje na terażniejsze pionowe przemieszczenia z powstawaniem skarp uskokowych na powierzchni terenu przy zachodniej granicy wysadu solnego Dębina. Zjawiska te autorka postrzega jako reakcję struktury solnej na spadek masy nadkładu wysadu związany z ubytkiem wody (poprzez odwodnienie górotworu umożliwiające głęboką eksploatację węgla brunatnego w sąsiednich odkrywkach) oraz zmniejszenie nacisku bocznego warstw od strony wschodniej (wejście wkopu odkrywki Bełchatów we wschodnią część kopuły wysadu).

Wielokrotnie podnoszony był problem czwartorzędowej tektoniki rowu Kleszczowa i dźwignia struktury solnej Dębiny (m.in. Baraniecka 1983, Krzyszkowski 1992, Gotowała, Hałuszczak 2002, Hałuszczak 2004). Udział tych zjawisk w kształtowaniu pokrywy czwartorzędowej jest niekwestionowany, jednak wiek etapów ożywienia ruchów tektonicznych w plejstocenie, jak i ich skala nie są jednoznacznie określone. Przyjmuje się, że aktywacja miała charakter skokowy i zachodziła w krótkich odcinkach czasu. Ponadto, ożywienie stref dyslokacyjnych w podłożu, zwłaszcza w rejonie wysadu solnego, mogło być powodowane cyklicznym obciążaniem i odciążaniem przez kolejne lądolody (por. Liszkowski 1993, Roman 2006), przy czym odprężeniowa reakcja glaciostatyczna najsilniej zaznaczyła się po pierwszych zlodowaceniach tego obszaru.

Lokalizację głównych stref czwartorzędowej aktywności tektonicznej w rejonie Bełchatowa wskazał Hałuszczak (2004, 2007, 2011, Hałuszczak i in. 1995), na podstawie wieloletnich badań i obserwacji struktur deformacyjnych w utworach kenozoicznych rowu Kleszczowa w odkrywce

Bełchatów. Zdaniem wspomnianego autora plejstocenijski wiek deformacji oraz ich związek z dyslokacjami podłoża kenozoiku wydaje się niepodważalny. Deformacje na ogół wyrażone są zespołami uskoków normalnych o zrzucie kilku metrów oraz spękań i szczelin, a także różnego rodzaju strukturami ciągłymi, w tym fałdami naduskokowymi typu *rollover*. Deformacje tego typu reprezentują przede wszystkim tektonikę ekstensywną, związaną z ruchami pionowymi (por. Hałaszcak 2011). Tworzą one nieciągłe strefy o zmiennej szerokości i występują nad niektórymi dyslokacjami podłoża kenozoiku. Deformacje te obecne są m.in. na krótkich odcinkach uskoków ramowych rowu Kleszczowa, w strefie okalającej wysad solny Dębina, w rejonie uskoku Kamieńsk-Żłobnica i w strefie południowego obrzeżenia rowu Woli Grzymaliny. Nasilenie deformacji związanych z plejstocenijską reaktywacją struktur tektonicznych w podłożu kenozoiku miało miejsce u schyłku zlodowaceń południowopolskich oraz na początku interglacjału mazowieckiego (Hałaszcak i in. 1995, Gotowała, Hałaszcak 1999, Hałaszcak 1999, 2007). Zdaniem Goździka (Balwierz i in. 2006) etap ożywienia plejstocenijskich ruchów tektonicznych mógł się zakończyć tuż przed interglacjałem mazowieckim, o czym świadczy występowanie w stanowisku „Folwark 93K” (NE część odkrywki Bełchatów) nie zaburzonych osadów interglacjału mazowieckiego spoczywających na intensywnie zdeformowanych utworach kompleksu południowopolskiego i neogenu. Także ruchy wznoszące antykliny solnej uległy w środkowym plejstocenie poważnemu spowolnieniu, a poczynając od stadiału warty nawet niemal całkowitemu zanikowi. Współcześnie uaktywniły się niektóre uskoki rowu Kleszczowa, częściowo wskutek eksploatacji górniczej, częściowo poprzez wstrząsy sejsmiczne o magnitudach dochodzących do 4.6. Epicentra wstrząsów układają się równolegle do regionalnej strefy dyslokacyjnej Kleszczów-Kodrąb o przebiegu NW-SE.

W rejonie Dębiny, od chwili rozpoczęcia drążenia odkrywki (1977 r.) i wszczęcia eksploatacji węgla brunatnego na Polu „Bełchatów” (1980 r.), a następnie na Polu „Szczerców” (odpowiednio 2002 i 2009 r.), nasila się rola człowieka jako czynnika morfolotwórczego. Wymownie świadczy o tym zasięg wglębny eksploatacji wynoszący 310 m (poziom wydobywczy 110 m p.p.m.) w odkrywce Bełchatów, zaś 140 m w odkrywce „Szczerców”, a także wielkość formowanego w latach 1977-1993 zwałowiska zewnętrznego odkrywki bełchatowskiej – tzw. Góry Kamieńsk. Zajmuje ono około 1500 ha (259 ha na wierzcholinie) i osiąga wysokość 395 m n.p.m. Grubość zwałowanych tu osadów nadkładu dochodzi do 200 m (195 m od podstawy terenu). Góra Kamieńsk to zarazem największe wzniesienie Niziny Środkowoeuropejskiej (por. Goździk i in. 2010), przekraczające wysokością wzgórze morenowe Wieżycy (329 m n.p.m.).

Można zauważyć, iż obecność nie manifestującego się w morfologii terenu wysadu Dębiny, pośrednio, poprzez ograniczenie działalności górniczej w jego otoczeniu, wpływa na istotę współczesnych zmian rzeźby i charakter krajobrazu oraz generuje pewne zagrożenia (np. ruchy mas, zasolenie wód powierzchniowych).

Literatura:

- BALWIERZ, Z., GOŹDZIK, J., MARCINIAK, B., 2006. Palinologiczne i diatomologiczne badania osadów interglacjału mazowieckiego z odsłonięcia w kopalni Bełchatów. *Prz. Geol.*, 54, 1, 61-67.
- BARANIECKA, M.D., 1983. Faza małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. III Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, 4., Ossolineum Wrocław, 183-193.
- GOTOWAŁA, R., HAŁUSZCZAK, A., 1999. Pozycja i główne etapy młodoolpejskiego rozwoju Rowu Kleszczowa w świetle badań mezostrukturalnych w odkrywce KWB „Bełchatów” i numerycznej analizy wyników wierceń. W: A. Hałaszcak, R. Gotowała (red.), *Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu*. Pol. Tow. Geol., Wrocław, 23-38.
- GOTOWAŁA, R., HAŁUSZCZAK, A., 2002. The Late Alpine structural development of the Kleszczów Graben (Central Poland) as a result of reactivation of the preexisting, regional dislocations. *EGU Stephan Mueller Special Publication series*, 1, 137-150.
- GOŹDZIK, J., JOŃCZYK, W., NIŻNIK, A.M., 2010. Kopalnia Węgla Brunatnego „Bełchatów” i Elektrownia „Bełchatów” – zmiany środowiska geograficznego spowodowane ich działalnością. W: *Obszary metropolitalne we współczesnym środowisku geograficznym*. Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Łódź, 397-422.
- HAŁUSZCZAK, A., 1999. Struktury deformacyjne o cechach kontrakcyjnych w utworach trzeciorzędowych zachodniej części odkrywki KWB „Bełchatów” i problem ich genezy. W: A.

- Hałuszczak, R. Gotowała (red.), Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Pol. Tow. Geol., Wrocław, 39–48.
- HAŁUSZCZAK, A., 2004. Cenozoic dynamics of the Dębina salt dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary-Quaternary cover. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74, 311-318.
- HAŁUSZCZAK, A., 2007. Dike-filled extensional structures in Cenozoic deposits of the Kleszczów Graben (Central Poland). *Sedimentary Geology*, 193, 81-92.
- HAŁUSZCZAK, A., 2011. Problem czwartorzędowej fazy tektonicznej w strefie rowu Kleszczowa – fakty i hipotezy. W: W. Zuchiewicz (red.), *Neotektonika Karpat i Polski pozakarpackiej: podobieństwa i różnice. IX Konferencja „Neotektonika Polski”*, WGGiOŚ AGH Kraków, 17-21.
- HAŁUSZCZAK, A., GOTOWAŁA, R., CZARNECKI, L., 1995. Uskok Folwarku – przejawy tektoniki przesuwczej w zachodniej części odkrywki Bełchatów. *Prz. Geol.*, 43, 5, 409–411.
- KASIŃSKI, J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. W: T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), *Budowa geologiczna Polski, t. I, cz. 3a, Kenozoik, paleogen, neogen*, 134 – 160.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Quaternary tectonics in the Kleszczów Graben (central Poland); study based on sections from the „Bełchatów” outcrop. *Quaternary Studies in Poland*, 11, 65-91.
- ŁÓJ, M., 2008. Grawimetryczne badania dynamiki rejonu wysadu solnego „Dębina”. *Górnictwo i Geoinżynieria*, 32, 1, 169-179.
- LISZKOWSKI, J., 1993. The effects of pleistocene ice sheet loading-unloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quater.*, 64, 5–23.
- ROMAN, M., 2006. Rola tektoniki solnej w kształtowaniu pokrywy kenozoicznej i rzeźby południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego. W: P. Czubła, W. Mizerski (red.), *Geologia regionu łódzkiego i obszarów sąsiednich*, Wyd. UŁ, Łódź, 47–58.
- ROMAN, M., ROMAN, M.G., 2012. Wysad solny Dębina (KWB Bełchatów) oraz jego wpływ na wykształcenie pokrywy kenozoicznej i współczesne zmiany rzeźby terenu. Konferencja „Czynniki różnicowania rzeźby Niziny Polskiej”, Uniejów. WNG UŁ, Łódź, 140–146.
- SZEWczyk, E., 1999. Tektonika otoczenia wysadu Dębina. W: A. Hałuszczak, R. Gotowała (red.), *Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Pol. Tow. Geol.*, Wrocław, 77-87.

OSADY DOLNEGO PLEJSTOCENU I Z POGRANICZA ZE ŚRODKOWYM PLEJSTOCENEM W ODKRYWCE BĘLCHATOWSKIEJ

Jan GOŹDZIK¹, Tomasz ZIELIŃSKI²

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych
90–139 Łódź, ul. Narutowicza 88
gozdzik@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Geologii
61-680 Poznań, ul. Bogumiła Krygowskiego 12

Ustalanie stratygrafii osadów dolnoplejstoceniowych i określanie zmian paleośrodowiskowych w tym okresie na terenie Polski nie jest łatwe. Wynika to stąd, że osady eoplejstoceniowe reprezentowane są najczęściej przez aluwia, które zachowane są fragmentarycznie, a w profilach osadowych występuje dużo luk. Ponadto, tylko niektóre aluwia zawierają pakiety organogeniczne przydatne do analiz paleoklimatycznych. Wreszcie, osady dolnoplejstoceniowe przykryte są z reguły mięszymi pokrywami młodszych utworów glacialnych, co powoduje, że badania oparte są z reguły na materiale z wierzeń. W tym kontekście stanowisko bęłchatowskie zyskuje rangę wyjątkową, gdyż serie eoplejstoceniowe można tu śledzić na długich dystansach postępujących ścian eksploatacyjnych, uzyskując bogaty materiał dowodowy w ujęciu przestrzennym. Nie bez znaczenia jest też fakt, że właśnie Wysoczyzna Piotrkowska należała do tych obszarów w Polsce, w których jeszcze w pierwszej połowie ubiegłego wieku powstały prekursorskie studia formacji preglacialnej (Lewiński 1928, Premik 1930).

Najbardziej znana, dobrze udokumentowana palinologicznie polska jednostka litostratygraficzna dolnego plejstocenu – tzw. formacja Łękińsko – została wyróżniona właśnie w odsłonięciu bęłchatowskim (Krzyszowski, Szuchnik 1995). Był to aluwialny litosom niewielkiej (do 5 m) miąższości, wyróżniony w starszej fazie eksploatacji kopalni we wschodniej jej części. Składał się z przemiennych ławic piasków, mułów organicznych i torfów. Analiza spektrów pyłkowych dowiodła chłodnych warunków klimatycznych przesądających o plejstoceniowym wieku formacji. Pod względem składu minerałów ciężkich piaski formacji Łękińsko nie różniły się od podścielających osadów neogeńskich – tzw. kompleksu ilasto-piaszczystego należącego do miocenu. Analiza sedymentologiczna wykazała, że najstarsze osady plejstoceniowe powstały w środowisku rzeki meandrującej. Wspomniani autorzy uznali, że sedymentacja wczesnoplejstoceniowa była kontynuacją tej ze schyłku neogenu. Nowsze badania wskazały na wyraźną przerwę między akumulacją osadów neogeńskich i plejstoceniowych (Krzyszowski, Winter 1996, Winter 2015). W późniejszym okresie odpowiednik osadów formacji Łękińsko stwierdzony został w środkowej części odsłonięcia (Goździk, Zieliński, w przygotowaniu). 4-metrowy pakiet osadowy leży na wyraźnej powierzchni erozyjnej i w dolnej części zawiera ławice żwirowo-piaszczyste, a wyżej zdominowany jest przez piaski i muły organiczne oraz torf. Względnie gruboziarniste osady korytowe współwystępują tu więc z typową facją pozakorytową. Liczne klasty mułowe w ławicach żwirowo-piaszczystych dowodzą znaczącej erozji bocznej ówczesnego koryta. Uważamy, że takie wykształcenie litologiczne aluwii sugeruje ich związek genetyczny z rzeką błądzącą (ang. *wandering river*), tj. krętym, jednokorytowym systemem rzeczonym, pośrednim między rzeką meandrującą a roztokową. Analiza torfów wykonana przez Jańczyk-Kopikową wykazała, że dorzecze pokrywały lasy borealne (Goździk 2001). Skład minerałów ciężkich jest analogiczny jak spektrum neogeńskie, podobieństwo dotyczy też morfologii ziaren kwarcowych (wyraźna dominacja ziaren okrągłych błyszczących, tj. z abrazji wodnej). Wszystkie te cechy wskazują na stratygraficzną przynależność aluwii do formacji Łękińska.

Kolejne osady eoplejstoceniowe stwierdzono w zachodniej części kopalni, w miejscu występowania brachyantykliny nad wysadem solnym Dębiny. Okres wypiętrzania struktury datuje się od miocenu po najstarszy plejstocen (Hałaszcak 2004). Wypiętrzająca się brachyantyklina podlegała intensywnej erozji. Na mocno zerodowanej powierzchni, w kolejnym cyklu erozji rzecznej powstała dolina wypełniona osadami. Wyróżniono w nich dwa zasadnicze etapy depozycyjne. Oba rozpoczynają się powierzchniami erozyjnymi podkreślonymi ławicami żwiru oraz poziomami bruków. Dolny cykl to pakiet o miąższości 5,5 m charakteryzujący się drobnieniem ziarna osadów ku górze.

Żwirowo-piaszczyste osady przechodzą stopniowo w piaski i piaski mułowe. Bardziej gruboziarniste ławice wykształcone są jako wypełnienia struktur kanałowych o miąższości ok. 2 m, natomiast drobnoziarniste piaski i piaski mułowe budują rozległe, wyraźnie cieńsze warstwy o pokroju taflowym. Kanały wypełnione są piaskami o wielkoskalowych warstwowaniach nachylonych pod niewielkim kątem kilkunastu stopni. Interpretujemy je jako efekt przyrostu odsypów meandrowych tworzonych obocznie do spokojnej, zawieszinowej sedymentacji na równi zalewowej. Skład minerałów ciężkich w tym pakiecie nie odbiega od tego z formacji Łękińsko (asocjacja zdominowana przez turmalin, kyanit, staurolit, ku górze wzrost udziału granatu). Piaski nie zawierają skaleni, a kwarcce, podobnie jak w osadach opisanych dotychczas, występują jako ziarna okrągłe i błyszczące. Równocześnie zaobserwowano charakterystyczną cechę – pojawienie się niewielkiej domieszki okrągłych ziaren matowych. Wskazane podobieństwa omawianych osadów do formacji Łękińsko pozwala uznać je za zachodni człon tej formacji. Spąg tego członu jest położony około 5 m wyżej niż spąg członów wschodniego i środkowego. Najprawdopodobniej jest to skutek zanikających już ruchów wynoszących w strefie wysadu Dębiny.

Strop dolnego pakietu jest erozyjny, a na nim zalegają osady młodszego cyklu aluwialnego o miąższości 7 m. Jego najniższa ławica żwirowa zawiera niemal wyłącznie otoczaki dobrze obtoczonych, odpornych skał: białe kwarcce, lidyty, kwarcyty i inne skały krzemionkowe. Pakiet ten, w porównaniu z niżejleżącym, charakteryzuje się większym udziałem ławic piaszczystych i mniejszą frekwencją mułowych. Wypełnienia struktur kanałowych mają mniejszą miąższość i notowane były rzadziej, natomiast ławice tafłowe występują częściej. Górny pakiet aluwialny uważamy za aluwia rzeki meandrującej, choć zapis osadowy świadczy, że koryto było płytsze, a przepływy wykazywały wyższą energię w porównaniu z pakietem niższym. Cechy sedymentologiczne wskazują więc na stopniową ewolucję systemu ku rzece roztokowej. W aluwiach tych zanotowaliśmy wzrost udziału ziaren cyrkonu kosztem mniejszej frekwencji turmalinu. W dalszym ciągu nie stwierdzono obecności ziaren skaleni. Wszystkie przytoczone cechy wskazują na podobieństwa obu cykli aluwialnych. Jedna cecha, natomiast wyraźnie je różni. Górny pakiet charakteryzuje się zdecydowanie większą obecnością piaszczystych ziaren okrągłych z matową powierzchnią, tj. typowych dla obróbki eolicznej. Fakt ten dowodzi istotnej zmiany klimatycznych warunków środowiskowych i stał się podstawą do wyróżnienia górnych aluwiów jako osobnej jednostki – serii Faustynów.

Dotychczas opisane aluwia, chociaż występują na zbliżonej wysokości nie zachowały lateralnej ciągłości i występują lokalnie, gdyż zostały silnie zniszczone przez późniejsze procesy erozyjne. Natomiast wyższe ogniwo fluwialne ma duże rozprzestrzenienie i zachowaną ciągłość lateralną, a jego miąższość osiąga 24 m, mimo że erozyjny strop sugeruje również redukcję miąższości. Osady te wypełniają dużą dolinę kopalną. Jej dno znaczy bruk żwirowy nadbudowany zespołem ławic piaszczysto-żwirowych o łącznej miąższości do 3 m. Materiał skalny jest tam niemal wyłącznie lokalny. W spoczywających aluwiach można wyróżnić trzy zasadnicze części. Dolna część aluwiów (ok. 10 m) to przeławiczenia piasków, piasku mułowego oraz piasku żwirowego, w spągowej partii sporadycznie notowano warstwy z detrytusem roślinnym lub z torfem. Piaski budują ławice warstwowane przekątnie, piaski żwirowe są najczęściej masywne, a piaski mułowe – laminowane poziomo. Orientacja warstwowań przekątnych wskazuje kierunek paleoprzepływu ku NW. Charakterystyczna jest obecność rytmitów piaszczysto-mułowych w pakietach do 3 m miąższości. W piaskach brak jest skaleni, a ziarna kwarcowe wykazują stopniowy wzrost frekwencji ziaren obtoczonych matowych wraz z redukcją udziału ziaren okrągłych błyszczących ku górze profilu. Analiza sedymentologiczna sugeruje akumulację fluwialną w różnych, obocznie występujących subs środowiskach: głębokiego koryta, płytkiego koryta i równi pozakorytowej. Na tej podstawie interpretujemy środowisko sedymentacyjne jako system nielicznych koryt o niewielkiej krętości z towarzyszącą im rozległą równią zalewową, czyli rzekę o charakterze pośrednim między meandrującą a roztokową.

Środkowa część serii aluwialnej to litologicznie monotony pakiet piasków o miąższości do 15 m. Jest on zdominowany ławicami piasków o przekątnym warstwowaniu rynnowym – typowymi dla głębokich koryt z intensywnymi przepływami, tj. z perenialną piaskodenną rzeką roztokową. Frakcja piaszczysta reprezentowana jest w zdecydowanej przewadze przez ziarna okrągłe matowe, a udział ziaren błyszczących, dominujących w niżejleżących aluwiach, sięga zaledwie 20%. Pojawiają się, nieobecne w niższej spoczywających aluwiach, skalenie (1-2%),. Domieszek substancji organicznej w aluwiach nie stwierdzono. Ta część profilu stanowi wyraźny zapis osadowy środowiska

fluwioperyglacialnego – piaskodennej roztoki zasilanej w znacznym stopniu eolicznie w warunkach surowego, zimnego klimatu. Niewielki udział ziaren skaleni w aluviach również utożsamiamy z dostawą eoliczną z rozwiewanych pokryw glacialnych istniejących wówczas w bliższej lub dalszej okolicy.

Najwyższa część serii aluwialnej zachowała się tylko lokalnie (erozyjna redukcja). Są to najbardziej drobnoziarniste osady: piaski i piaski mułowe. Ławice są niewielkiej miąższości, najczęściej o pokroju taflowym. Duży udział przekątnej laminacji riplemarkowej i warstwowania poziomego w piaskach wskazuje na niskoenergetyczne i płytkie przepływy. Często spotykane piaszczysto-mułowe rytmy utożsamiamy, podobnie jak w dolnej części tej serii, z pozakorytową depozycją generowaną dostawą pyłu eolicznego. Reasumując, miąższa seria aluwialna akumulowana była na pograniczu wczesnego i środkowego plejstocenu. Wyżej, ponad wielkoskalową powierzchnią erozyjną, zalegają już typowe osady glacialne. Seria aluwialna powstała w specyficznych warunkach (coraz większa dostawa eoliczna, surowy zimny klimat i reprezentuje wyraźnie odmienne środowisko rzeczne (rzeka roztokowa). Pojawiają się skaleni. Dlatego osady te zostały wydzielone jako indywidualne ogniwo litostratygraficzne – seria Krzaki (Goździk 1999). Stratygraficznie należy ją utożsamiać z okresem stopniowego wkraczania pierwszego lądolodu skandynawskiego na ziemie Polski środkowej.

Literatura:

- GOŹDZIK, J., 1999. Sediments of periglacial environment from Pleistocene deposits in Bełchatów open-cast mine. [In:] *Periglacial environments: past, present and future*. Łódź Periglacial Symposium, 75-82.
- GOŹDZIK, J., 2001. Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych w środkowo-zachodniej części kopalni Bełchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (Red.): *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. Prac. Sedyment. Wydz. Geografii i Studiów Regionalnych UW, ss. 93-124.
- HAŁUSZCZAK, A., 2004. Cenozoic dynamics of the Dębina Salt Dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary-Quaternary cover. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 74:311-318.
- KRZYSZKOWSKI, D., SZUCHNIK, A., 1995. Pliocene-Pleistocene boundary in the Kleszczów Graben at Bełchatów, Central Poland. *Journal of Quaternary Science*, 10, 1: 45-58.
- KRZYSZKOWSKI, D., WINTER, H., 1996. Stratygraphic position and sedimentary features of the Tertiary Uppermost Fluvial Member in the Kleszczów Graben, Central Poland. *Ann.Soc. Geol. Pol.* 66: 17-33.
- LEWIŃSKI, J., 1928. *Utwory preglacialne i glacialne Piotrkowa i okolic*. Sprawozdania z posiedzeń Tow. Nauk. Warsz., Wydz. III Nauki Matem. Przyr. 21: 49-66.
- PREMIK, J., 1929. *Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. cz. I. O utworach preglacialnych, glacialnych i interglacialnych w dorzeczu środkowej Warty, Widawki i Prośny*. Roczniki Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 6: 382-392.
- WINTER, H., 2015. *Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach południowego Mazowsza (środkowa Polska)*. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 202: 53-106.

PROFIL UTWORÓW FORMACJI KUCÓW W ODKRYWCE BĘLCHATÓW

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA², Dariusz WIECZOREK³

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyzkowski@uwr.edu.pl

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, Narutowicza 88

lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

³dariusz.a.wieczorek@gmail.com

Utwory formacji Kuców opisywane były przez Krzyzkowskiego (1990, 1992, 1993, 1994). Formacja ta położona jest w piętrze zaburzonym tektonicznie (dolne piętro strukturalne). Miąższość osadów w odkrywce Bęłchatów waha się od 20 do 60 m. Poza odkrywką w strefie północnej nawet do 120 m. Osady formacji są zdeformowane w postaci szerokopromiennych stref synklinalnych i antyklinalnych o znacznej amplitudzie (do 60 m i więcej). W części centralnej odkrywki obserwuje się ponadto silne zaburzenia osadów w postaci wąskopromiennych fałdów pochylonych, leżących i obalonych oraz strefy uskokowe.

W profilu litostratygraficznym położona jest ona ponad utworami formacji Folwark, a poniżej utworów formacji Czyżów. Dolna granica formacji to wyraźna powierzchnia erozyjna, podkreślona brukiem, jest ona też wtórnie zaburzona procesami tektonicznymi. Górna granica ma charakter erozyjny lub tektoniczny (niezgodność kąтова). W podziale chronostratygraficznym formacja ta łączona jest ze zlod. Sanu, górnym Elsterianem (Allen i Krzyzkowski 2008; Krzyzkowski i in. 2015).

Reprezentują ją serie powstałe w środowiskach sedymentacji: fluwioglacjalnej → limnoglacialnej (deltoglacjalnej) → glacialnej. W obrębie formacji wyróżniono 8 ogniw (od najstarszego: h, g, f, e, d, c, b, a).

Utwory fluwioglacjalne to osady zwirowo-piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu przekątnym, rynnowym, tabularnym, w dużej lub małej skali (ogniwo: h, c), które reprezentują środowisko depozycji w typie rzeki roztokowej. Facje piaszczyste zajmują centralne obszary występowania.

Utwory zastoiskowe to osady piaszczysto-mułkowe, mułki, ily, ily warwowe i gliny zastoiskowe o miąższości do 25-45 m (ogniwo: g, f, e, d). Już pierwsze badania wskazywały glacialimniczną oraz glacideltową ich genezę (Hałuszczak 1982). Utwory te przedstawiono szerzej na przykładzie profilu Kuców 16, położonym w brzeżnych partiach zbiornika proglacialnego (Krzyzkowski i in. 2016). 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. Krzyzkowski 1993) Spąg profilu w części *SGt*, *St*, może obejmować utwory glacialfluwialne/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.

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

Utwory lodowcowe to gliny lodowcowe (ogniwo a), które w dolnych partiach mają charakter deformacyjny lub subglacjalny, w partiach centralnych są to gliny subglacjalne i wytopiskowe, a górnych ablacyjne. Zalegają one w postaci bardzo mięszych, izolowanych soczew nawet do 30 m. Są też miejsca gdzie miąższość glin jest zdecydowanie mniejsza i wynosi tylko 2-4 m.

Literatura:

- ALLEN, P., KRZYSZKOWSKI, D., 2008. Till base deformation and fabric variation in Lower Rogowiec (Wartanian, Younger Saalian) Till, Bełchatow outcrop, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78 (1), 19-35.
- 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:] W.P. Warren & D.G. Croot (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., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., STOŃSKI, A., 2015. Petrography of glacial tills in the Szczerców Outcrop, Central Poland – problems of stratigraphic interpretation. *Studia Quaternaria*, 32, 99-108.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., 2016. Wybrane cechy strukturalne osadów w dolnym piętrze strukturalnym w odkrywcze Bełchatów (Polska środkowa) - profil Kuców 16. W: XXIII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski "Plejstocen południowej części pogranicza polsko-białoruskiego". Biała Podlaska/Brest, 5-9.09.2016, (red. nauk. J. Rychel, Ł. Zbucki).

OSADY INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO W OBREBIE FORMACJI CZYŻÓW W ODKRYWCE BĘLCHATÓW

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA², Dariusz WIECZOREK³

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyszkowski@uwr.edu.pl

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

³dariusz.a.wieczorek@gmail.com

W sekwencji zdarzeń plejstocenijskich środkowej Polski, która jest zapisana w osadach zalegających w rowie Kleszczowa, ważne ogniwo stanowią utwory interglacjału mazowieckiego (Baraniecka 1971; Krzyszkowski 1992). Są to piaski i żwiry rzeczne oraz gytie, mułki ilaste i ily jeziorne, a podrzędnie także muły i torfy (por. Krzyszkowski 1989, 1990, 1992; Balwierz i in. 2008; Allen i Krzyszkowski 2008). Należą one do formacji Czyżów (Krzyszkowski 1992), której osady mają charakterystyczny zielonkawy odcień. Formacja ta obejmuje utwory szeregu okresów ciepłych i interglacjalnych (tab. 1), rozdzielających Elsterian i Saalian. W profilu litostratygraficznym ponad nią występują utwory formacji Rokity, a poniżej utwory formacji Kuców (Krzyszkowski 1992). Utwory formacji Czyżów podzielone zostały na 6 zespołów ogni, A-F (tab. 1).

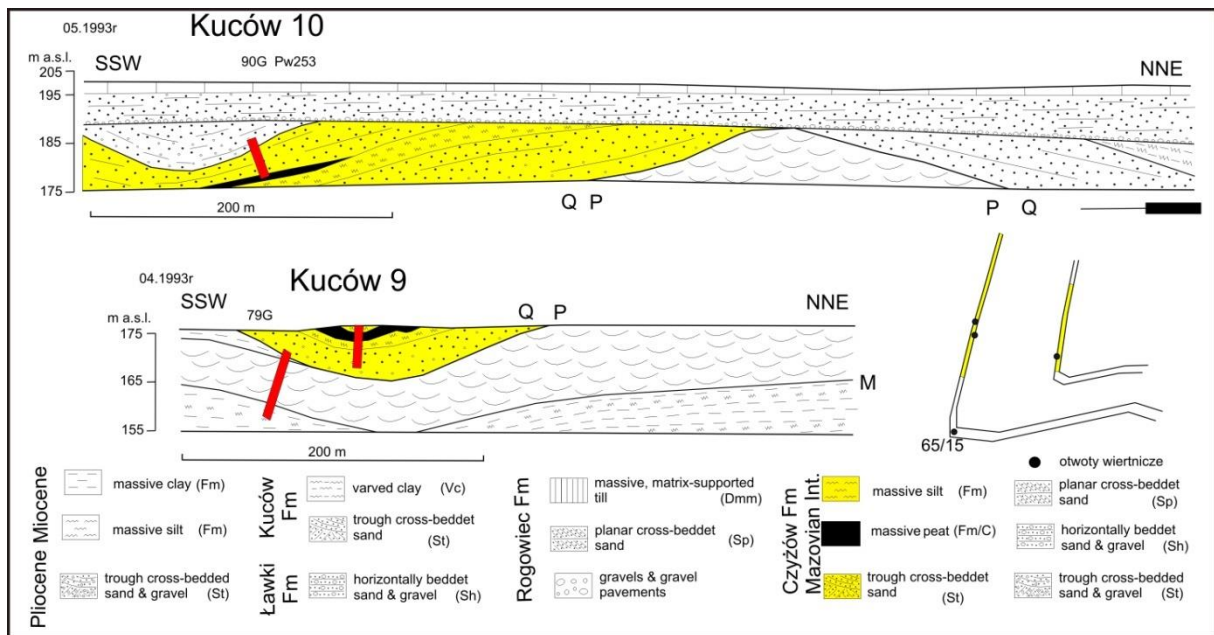
Tabela 1. Podział litostratygraficzny i chronostratygrafia formacji Czyżów

Lithostratigraphy						Belchatów & Szczerców outcrop	Chronostratigraphy		
CZYŻÓW FORMATION						A	Podlesie Interstadial	CZYŻÓW COMPLEX	
						C	Czyżów Interstadial		
									a
									b
						c			
	F	a	B	D	a	E	a		Mazovian Interglacial
							b		
						c	Ferdynandovian Interglacial		
									palaeosoil?

Według: Krzyszkowski (1996); Krzyszkowski i Allen (2008); Myśkow i in. (2016)

Utwory interglacjału mazowieckiego zostaną przybliżone na podstawie analizy profili Kuców 9 i Kuców 10 (Krzyszkowski i in. 2016). Profile te udokumentowano w środkowej części pola Belchatów, w strefie południowego zbocza odkrywki, na wysokości 166-180 m n.p.m. (Kuców 10) i 175-205 m n.p.m. (Kuców 9) - por. rys. 1. Na stanowisku Kuców 9 interglacjalne osady rzeczne i jeziorne występowały w szerokopropiennym obniżeniu, a w stanowisku Kuców 10 osady wypełniają rozciętą erozyjnie formę synklinalną (dolinną?). Od spągu omawiane osady interglacjalne kontaktują granicą akumulacyjną (Kuców 9) lub erozyjną (Kuców 10) z plioceńskimi łożami pstrymi. W stropie oddzielone są one granicą erozyjną z fluwioglacjalnymi osadami żwirowymi i piaszczysto-żwirowymi formacji Ławki.

Osady interglacjalne zalegają dość płytko jak na rów Kleszczowa (jedynie ~20 m poniżej poziomu powierzchni Wysoczyzny Bełchatowskiej), ale już w dolnym, zaburzonym piętrze strukturalnym. W profilu można wyróżnić trzy części o łącznej długości 18,5 m: człon dolny, mineralny (6 m miąższości), środkowy, mineralno-organiczny (2,5 m miąższości) i górny, mineralny (5 m miąższości). Człon środkowy jest bardziej wyrazisty w profilu Kuców 9. Osady mineralno-organiczne wypełniające zagłębienie w stanowiskach Kuców 9 i 10 zostały opracowane metodą analizy pyłkowej, a osady mineralne poddano standardowym analizom uziarnienia, mineralogicznym i morfoskopowym.



Rys. 1. Profile Kuców 9 i Kuców 10

Na posterze przedstawiono następstwo facji obserwowane w obu tych profilach - brzeżne partie kopalnej doliny rzecznej i kopalnego zbiornika limnicznego. W spągu zalegają piaski i żwiry oraz piaski o rynnowym warstwowaniu przekątnym *SGt*, *St*, piaski warstwowane poziomo *Sh* oraz piaski warstwowane przekątnie *Sh*. W środkowym członie, piaski *St/Sh* przechodzą ku górze w gyttyę, muły i ły warstwowane *Fm*, *FmC* oraz torf (*C*). W stropie dominują litofacje *Sh*. Spąg profilu (*SGt*, *St*), może obejmować utwory rzeczne, korytowe, wyżej zaś zalegają utwory jeziorne (deltowe), ukształtowane w kilku epizodach. W stropie powszechnie występują rzeczne piaski facji pozakorytovej.

Badania palinologiczne osadów środkowego członu wskazują, że sukcesja interglacjałna nie jest pełna. Obejmuje ona dolne fazy interglacjału mazowieckiego. Niestety nie zachowała się górna, młodsza, część profilu. Profile Kuców 9 i 10 najbardziej zbliżone są do lokalnych poziomów pyłkowych interglacjału mazowieckiego rozpoznanego w Radziechowicach (Borówko-Dłużakowa 1981).

Badania mineralogiczne wykazały, że w osadach piaszczysto-żwirowych występują: cyrkon (~40%), turmalin (20-30%). W środkowej organicznej części w dużej ilości rozpoznano dysten (do 20%). Granat występuje głównie w stropie (od 5-22%). Poza tym stwierdzono: amfibole, epidot, staurolit, andaluzyt (do 5%).

Po akumulacji osadów piaszczysto-żwirowych w środowisku rzeczonym na początku interglacjału rozpoczęła się sedymentacja jeziorna/deltowa, a następnie doszło do aktywizacji procesów rzecznych poprzez cykliczne zalewanie powierzchni dna dolinnego.

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.
- BALWIERZ, Z., GOŹDZIK, J., MARCINIAK, B., 2008. Geneza misy jeziornej i warunki środowiskowe akumulacji limniczno-bagiennej w interglacjał mazowieckim w rowie Kleszczowa (środkowa Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 428, 3-21.
- BARANIECKA, M.D., 1971. Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko - podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254, 13, 11-36.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA, Z., 1981. Interglacjał mazowiecki na Wyżynie Wieluńskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 321, 259-275.

- KRZYSZKOWSKI, D., 1989. The Deposits of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial in the Kleszczów Graben (Central Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences.* 37, 1-2, 121-130.
- 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. Uniw. Wrocławskiego, 158 ss.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1996. Climatic control of Quaternary fluvial sedimentation in the Kleszczów Graben, Central Poland. *Quaternary Science Reviews*, 15, 315–333.
- KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., KITTEL, P., 2016. Mazovian fluvial and lacustrine sediments of the Czyżów Complex based on study of the Bełchatów outcrop. *In: FLAG Guide, Evolution of river valleys in Central Europe* (ed. T. Kalicki, M. Frączek, P. Przepióra). Kielce-Suchedniów, 12-18.09.2016 r., 20-25.
- MYŚKOW, E., KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., WIECZOREK, D., 2016. Plant macrofossils from the Czyżów Complex deposits of the Szczerców outcrop, central Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 42 (3), 325–336.

**PROFIL UTWORÓW FORMACJI ŁAWKI W ODKRYWCE BĘLCHATÓW
Z PODKREŚLENIEM OSADÓW GLACILIMNICZNYCH**

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA², Frank W. JUNGE³,
Dariusz WIECZOREK⁴

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyzkowski@uwr.edu.pl

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

³Rösl-Gewerbepark, Taucha, Niemcy
junge@junge-erdwissen.de

⁴dariusz.a.wieczorek@gmail.com

Utwory formacji Ławki opisywane były przez Krzyzkowskiego (1990, 1992, 1993, 1995). Formacja ta położona jest w piętrze zaburzonym tektonicznie (dolne piętro strukturalne). Reprezentują ją serie powstałe w środowiskach sedymentacji: fluwioglacjalnej → zastoiskowej (limnoglacjalnej, deltoglacjalnej) → fluwioglacjalnej → glacialnej. W obrębie formacji wyróżniono 6 ogniów (od najstarszego: f, e, d, c, b, a).

W profilu litostratygraficznym odkrywki bełchatowskiej utwory formacji Ławki znajdują się ponad utworami formacji Rokity, a poniżej utworów formacji Stawek.

Utwory fluwioglacjalne to osady piaszczysto-żwirowe, piaszczyste (ogniwo f i e), które powstały przy udziale rzeki o charakterze roztokowej. Miąższość tych osadów waha się od kilku do nawet 20 metrów.

Utwory zastoiskowe wykształcone są jako piaski glacideltowe, mułki, ily warwowe, gliny (ogniwo d i c), a ich miąższość waha się od 10 do 40 m.

Poniżej utwory zastoiskowe omówiono szerzej na podstawie profili Ku 7 i Ku 8 (Krzyzkowski i in. 2011). Profile te udokumentowano na ścianie zachodniej odkrywki Bełchatów, w miejscu gdzie na długości ok. 600 m zostały one odsłonięte. W profilu Ku 7 osady formacji Ławki leżą erozyjnie na osadach piaszczysto-mułkowych formacji Kuców (Elsterian, zlod. Sanu), bardziej na północ są one rozcięte i włożona jest w nie seria piaszczysto-żwirowa formacji Chojny (Saalian, interstad. Pilicy). Cały ten kompleks osadowy jest zaburzony. W centralnej części odsłonięcia widoczne były pojedyncze eratyki oraz dyslokacje w postaci fałdów i uskoków (profil Ku 8). Na głębokości 20 m od powierzchni terenu występuje powierzchnia erozyjna z brukiem erozyjnym, która ścina osady formacji Kuców, Ławki i Chojny, oddzielając dolne, zaburzone piętro strukturalne od górnego, niezaburzonego.

Badane osady cechuje małe zróżnicowanie litofacjalne i litogenetyczne. W profilach Ku 7 i Ku 8 nie występują litofacje (*St*, *Sp*) wskazujące na osady korytowe. Dominują litofacje na przemian jasnych i ciemnych mułów i iłó w o charakterze rytmitów (*Fm*, *Fh*), o miąższości 0,5-5 cm. Wskazują one na osadzanie się warstw na dnie zbiornika i istnienia pradów turbiditowych. Sekwencje rozpoczynają najczęściej piaski drobnoziarniste, które przechodzą ku górze w ciemne lub/i jasne muły/iły, a następnie w czarne ily *Sh(FSh)→Fh→Fm*. W niektórych miejscach w spagu tych sekwencji są obserwowane pograży. Drugorzędne litofacje, *FSr(Src)*, *Sr*, *Sh*, rozdzielają serie rytmitów i wskazują na sedymentację w warunkach słabego przepływu lub jego zamierania w środkowej lub dystalnej części dość płytkiego zbiornika. W centralnej części stanowiska Ku 7 występują dwa cienkie pokłady czarnej gliny masywnej (*Dmm*) lub piaszczystej (*Ds*) z otoczkami do Ø 35 cm. To daje przypuszczenie, że istniał tutaj bezpośredni kontakt zbiornika z lądolodem. Pod gliną występują najczęściej silnie zbrekcionowane ily, a w innych miejscach dyskordancja. W stanowisku Ku 8 powyższe osady ilasto-mułkowo-piaszczyste są zaburzone w postaci fałdu leżącego. W górnych partiach fałdu notowane są dyslokacje nieciągłe w postaci uskoków normalnych. Przestrzeń między fałdem a główną powierzchnią erozyjną wypełnia czarna glina (*Dmm/Ds*).

W brzeżnej części zbiornika, od strony południowej pobrano i przebadano 20 próbek z lamin w dziewięciu cyklach sedymentacyjnych - pięciu zimowych, czterech letnie (miąższość 13,7 cm).

Wyniki pokazują pewne tendencje, które pozwalają zinterpretować warunki depozycyjne w zbiorniku. W warstwach zimowych zaobserwowano najmniejszą zawartość węgla wapnia (do 3%) Podczas okresów zimnych osadzały się na dnie zbiornika nieco drobniejsze osady ($Md \approx 2 \mu m$) o najlepszym wysortowaniu ($So \approx 1,5$). To świadczy o spokojnych warunkach środowiska depozycji w wyniku suspensji. Warstwy letnie mają większe miąższości niż zimowe (2-4 razy), były najprawdopodobniej deponowane w warunkach mniej stabilnych, stąd gorsze wysortowanie ($S_o = 1,5-4$) przy wyższym potencjale sedymentacyjnym.

W obrębie warw letnich zawartość węgla wapnia jest wysoka i zróżnicowana (1,5-10%), przy czym w spągu warstw jest nieco wyższa (7-10%) niż w ich stropie (1,5-5%). W okresach ciepłych dochodziło do szybszej i wydajniejszej sedymentacji warw, tak mułowych, jak i ilastych.

Skład izotopu $\delta^{18}O$ wskazuje na małe różnice (od -7 do -3,5‰ PDB) między warwami różnych okresów roku. Nieco lepiej warunki środowiska odczytać można z wykresu przebiegu zawartości izotopu $\delta^{13}O$. Generalnie w warwach zimowych występuje mniej izotopu $\delta^{13}O$. Natomiast w warwach letnich jego zawartość sukcesywnie spada od zera 0,0 od spągu ku stropowi do -2,5‰ PDB. Większa zawartość $\delta^{13}O$ oraz zróżnicowanie wielkości ziarn opadających na dno zbiornika, pokazują, że istniały podczas lata prądy turbiditowe, które wymusiły nieco większą dynamikę sedymentacji niż podczas zimy, gdzie dominowała suspensja. Podobne dane otrzymano w osadach w centralnych Niemczech (Junge, Böttger, 1994).

Między warstwami zimowymi i warstwami letnimi widać dość duże różnice, większe niż różnice w obrębie jednostek lata. To sugeruje drastyczną przebudowę stylu sedymentacji w okresie wiosennym.

Osady formacji Ławki powstawały w zimnym, płytkim zbiorniku wodnym w strefie bliskiego sąsiedztwa lądolodu. Sekwencje litofacji *Fh/Fm* i *SFr/Sr/(Src)* wskazują na dystalną jego część. Zachodziła w nim spokojna, ale zróżnicowana sezonowo sedymentacja. Podczas lata na dnie zbiornika dzięki prądom turbiditowym mogło dochodzić do sedymentacji tak piasków bardzo drobnoziarnistych, mułów oraz ilów, w okresie zimowym bardzo drobne ziarna spokojnie opadały w wyniku suspensji. Zaburzenia (fałdy, uskoki) sugerują obecność struktur tektonicznych oraz zróżnicowaną w czasie i przestrzeni aktywność rowu Kleszczowa i naciski glacydynamiczne.

Otrzymane wyniki potwierdzają badania Krzyszkowskiego (1991, 1992, 1993, 1995) oraz Brodzikowskiego i in. (1997) na temat glacialimnicznej sedymentacji w strefie frontalnej lądolodu odrzańskiego w rowie Kleszczowa (odkrywka Bełchatów).

Kolejne utwory fluwioglacjalne to osady piaszczyste (ogniwo b), które powstały przy udziale rzeki o charakterze roztokowej. Miąższość ich jest silnie zróżnicowana.

Profil litostratygraficzny kończą utwory glacialne - gliny lodowcowe (ogniwo a). Są one silnie zaburzone i zalegają w postaci mniej lub bardziej miąższych soczew (5-25 m).

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, 19-35.
- BRODZKOWSKI, 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.
- JUNGE, F.W., BÖTTGER, T., 1994. Lacustrine lake sediment as indicators of paleoenvironment. *Isotopenpraxis Environ. Health Stud.*, 30, 9-21.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1990. Litostratygrafia osadów czwartorzędowych w rowie Kleszczowa. *Geologia*, 16, 1,111-137.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1991. Saalian sediments of the Bełchatów outcrop, central Poland, *Boreas*, 20, 29-46.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Czwartorzęd Rowu Kleszczowa: litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywce KWB „Bełchatów”, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1252, *Studia Geograficzne*, 54, 1-158.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1993. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation in a tectonically active zone, Kleszczów Graben, Central Poland, *Sedimentology*, 40, 623-644.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1995. Odranian glaciolacustrine sedimentation in the Kleszczów Graben, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 64, 1-14.

Sesje terenowe

KRZYSZKOWSKI, D., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., JUNGE, F.W., 2011. Cechy sedymentologiczne i geochemiczne osadów glacialimnicznych formacji Ławki, rów Kleszczowa w odkrywce Bełchatów. W: XVIII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa Stratygrafia plejstocenu Polski "Rozwój i zanik lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły na Pomorzu Wschodnim (Kociewie)". Stara Kiszewa, 5-9.09.2011 r., 54-56.

FORMACJA ROGOWIEC W ODKRYWCE BELCHATÓW

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Dariusz WIECZOREK², Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA³

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyszkowski@uwr.edu.pl
²dariusz.a.wieczorek@gmail.com

³Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

W ujęciu litostratygraficznym utwory formacji Rogowiec obejmują gliny zwałowe oraz rozdzielające je piaski lub piaski i żwiry fluwioglacjalne, a w mniejszym stopniu ily warwowe i mułki zastoiskowe, glacialimniczne (por. Krzyszkowski 1988, 1990, 1992).

Poniżej omawianej formacji zalegają serie utworów formacji Chojny (rzeczne) i Ławki (lodowcowe, wodnolodowcowe, limnoglacjalne) - granica sedimentacyjna, oraz formacji Rokity (lodowcowe, wodnolodowcowe), Czyżów (rzeczne, jeziorne) i Kuców (lodowcowe, wodnolodowcowe, limnoglacjalne) - granica erozyjna.

Powyżej omawianej formacji występują utwory formacji Aleksandrów (jeziorne i organiczne), formacji Piaski (głównie rzeczne), Widawka (rzeczne) i formacji Szerokie (organogeniczne). Badania palinologiczne utworów formacji Aleksandrów wskazały ich eemski wiek. Stąd ustalono, iż utwory formacji Rogowiec związane są z pobytem lądolodu skandynawskiego w Polsce Środkowej w czasie stadiału warty w kompleksie środkowopolskim.

Osady formacji Rogowiec występują też subpowierzchniowo - w obrębie wysoczyzny morenowej. Miejscami są one porozcinane młodszymi dolinami dopływów Widawki. Wysoczyznę urozmaicają charakterystyczne dla strefy glacialmarginalnej pagóry moren czołowych i kemów, ozy, wytopiska, czy depresje końcowe.

Utwory tej formacji zazwyczaj zalegają subhoryzontalnie, jednak miejscami obserwowano wyraźne, szerokopromienne ugięcia wchodzących w ich skład serii 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 miejscami tylko 3–10 m.

Badania geologiczne przeprowadzone w obrębie odkrywki belchatowskiej wskazały na istnienie trzech poziomów glin lodowcowych (por. Krzyszkowski 1992; Allen, i Krzyszkowski 2008). Formację podzielono więc na trzy główne człony (A, B, C), powiązane właśnie z poziomami glin. Ogniwo A - najmłodsze (gлина T7), ogniwo B (gлина T6), ogniwo C - najstarsze (gлина T5). Ogniwo C opisuje niepełny cykl glacialny, obejmujący osady limnoglacjalne 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.

Zawartość skał lokalnych w glinach zwałowych tej formacji 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÷1,19; K/W=1,08÷1,24; A/B=0,64÷0,83. Wskaźnik Dp/Wp waha się w granicach 0,08÷0,12. W poszczególnych poziomach zmienność współczynników jest nieduża. Orientacja gładzików z frakcji żwirowej w glinach (*till-fabrics*) wykazała, iż gliny dolna i górna mają niemal identyczne ułożenie gładzików, a średni azymut A wynosi 315° (Krzyszkowski 1994). Dla gliny środkowej średni azymut A=350°. 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 warciańskiego, który w stosunkowo niewielkiej odległości od obszaru badań osiągnął swój maksymalny zasięg. Jednak duży stopień zwietrzenia (odwapnienie) stropowych partii glin zwałowych T5 i T6 oraz względne wzbogacenie we frakcję pyłową i drobnych piasków, a także zachowanie śladów procesów glejowych? zdają się przeczyć

temu. Zwierzenie wskazywałoby raczej na dłuższe przerwy pomiędzy odłożeniem poszczególnych poziomów glin. Z drugiej strony na zapleczu strefy marginalnej lobu Widawki występuje tylko jeden poziom glin warciańskich (por. Baraniecka 1971; Klatkowa 1972; Rdzany 2009).

Dotychczasowe badania glin lodowcowych w odkrywce Szczerców potwierdziły jak się wydaje na razie jedynie poziom, T7 (Krzyszkowski i in., w *tym tomie*).

Otwarty pozostaje więc problem trzech horyzontów glin (T5, T6 i T7) w odkrywce Bełchatowskiej, należących do warciańskiego epizodu glacialnego (obecnie widzianego jako stadiał).

Literatura:

ALLEN, P., KRZYSZKOWSKI, D., 2008. Till base deformation and fabric variation in Lower Rogowiec (Wartanian, Younger Saalian) Till, Bełchatow 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. Uniw. 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.

KRZYSZKOWSKI i in., w *tym tomie* - Stratygrafia glin w odkrywce Szczerców

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.

**UTWORY FORMACJI PIASKI W ODKRYWCE BELCHATÓW I SZCZERCÓW,
POLSKA ŚRODKOWA**

Dariusz KRZYSZKOWSKI¹, Dariusz WIECZOREK², Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA³

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1
dariusz.krzyszkowski@uwr.edu.pl
²dariusz.a.wieczorek@gmail.com

³Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

W dolinach mniejszych cieków (m.in. Świętojanka, dopływ Widawki) w rejonie odkrywki Belchatów rozpoznano dość mięszsze serie utworów mułkowych i piaszczystych (Baraniecka 1980, 1982; Hałuszczak 1982; Krzyszkowski 1990, 1991, 1992; Manikowska 1992, 1996; Goździk i Zieliński 1996), należące do formacji Piaski (Krzyszkowski 1990, 1992). Miąższość tych serii osiągała 20-30 m, a miejscami dochodziła do 35 m. Warto wspomnieć, że w dolinie Widawki stwierdzono, iż profil litostratygraficzny tej formacji jest zubożony.

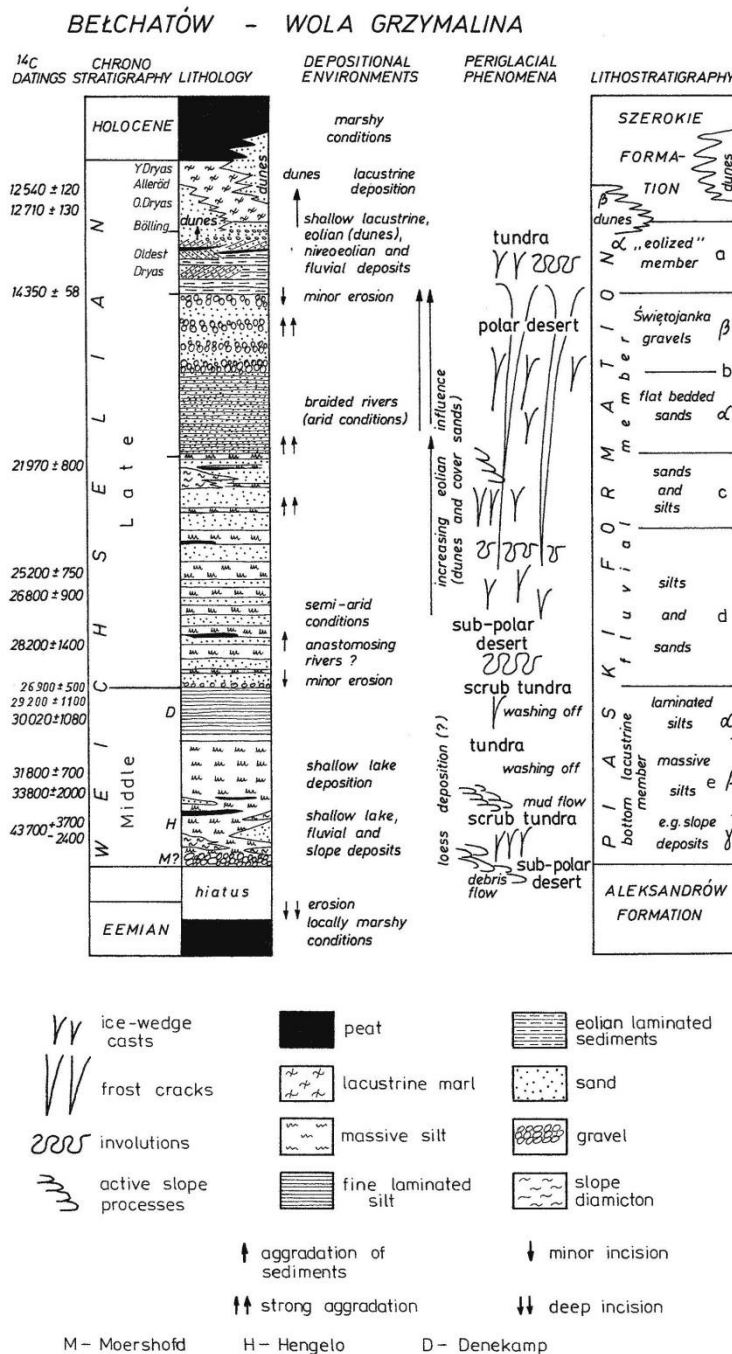
Tabela 1. Charakterystyka litostratygraficzna dla profilu utworów formacji Piaski w obrębie odkrywki Belchatów

Ogniwo i warstwa	Facja; kod litofacjalny	Litogeneza
Aβ	C ₁ ; S(F)m, S(F)p	środowisko sedymentacji eolicznej; fację tę można interpretować, jako osad wydmowy
Aα	C/D; S(F)m, S(F)rc, S(F)r	środowisko sedymentacji eolicznej; rytm następstwa lamin piasku i mułku sugeruje, że osad odkładał się w zbiorniku wodnym, gdzie warstwy mułku sedymentowały z zawiesiny; kontakt z warstwą aβ - sedymentacyjny
Bβ	A/B ₂ ; Sh, S(G)h, Gh	środowisko rzeki roztokowej; kontakt z ogniwem a - erozyjny
Bα	B ₂ , B ₁ ; Sh, Sp, St	sedymentacja w warunkach silnych przepływów (górnny reżim - warstwowania płaskiego dna; lokalnie antydiuny); kontakt z warstwą bβ - sedymentacyjny
C	B/D, B+D, G ₁ ; Sp, Sh, DSs, DSGs	sedymentacja w warunkach agradacji rzeki, w brzeźnych partiach dolin obserwowano utwory stokowe; kontakt z warstwą b sedymentacyjny
D	B, D (D ₁ , D ₃ , D ₄), B/D; Sp, St, Sh, Sr, F(S), Fm, F(S)h, Fm, Fh, C, Sp, Sh	sedymentacja rzeczna, koryto meandrujące - charakterystyczna jest alternacja zespołów facji B i D; obserwowano szereg cykli o różnej miąższości poszczególnych zestawów; stropowe granice cykli mają charakter erozyjny; facje B (piaszczyste) - osady korytowe; facje B/D - osady wału brzegowego; facje D (mułki) - równia zalewowa; kontakt z ogniwem c sedymentacyjny
Eα	D ₂ ; F(S), Fm, Fw, Sm, Sp	środowisko sedymentacji głębokowodnej (osad turbidytowy); dużo humusu na wtórnym złożu
Eβ	G/D;	osad stokowy powstały w obrębie płytkiego zbiornika wodnego z okresowo odkładającymi się torfami
Eγ	G/D;	osad stokowy namywany do zbiornika wodnego w strefie przybrzeżnej; naprzemianległe warstwy mułu jeziornego i glin

Na podstawie: Krzyszkowski (1992)

Formacja Piaski (Krzyszkowski 1990, 1991) obejmuje 5 ogniw powstałych w środowiskach: stokowym i jeziornym (ogniwo e), rzeczonym (ogniwa: d, c, b) oraz eolicznym (ogniwo a) - tab. 1. Z uwagi na wyniki datowań ¹⁴C (Baraniecka i Pazdur 1980; Butrym i in. 1982; Krzyszkowski 1990, 1991, 1998; Kasse i in. 1998) utwory te powiązано ze środkowym i późnym vistulianem. Uznawano,

że pomiędzy eemskimi utworami formacji Aleksandrów, które w sensie stratygraficznym podścielają je, a spągami utworów stokowych i jeziornych - czyli co najmniej w dolnym vistulianie - występuje przerwa sedymentacyjna (rys. 1).



Rys. 1. Profil utworów formacji Piaski w odkrywce Bełchatowskiej
Na podstawie: Krzyszkowski (1998)

Istotną cechą tych osadów jest obecność w ich obrębie struktur peryglacialnych w trzech horyzontach - w środkowym plenivistulianie, plenivisulianie i późnym vistulianie (rys. 1). Przy czym najlepiej wykształcone struktury peryglacialne występują w osadach piaszczystych plenivistuliańskich powstałych w warunkach klimatycznych zbliżonych do tundry arktycznej.

Badania prowadzone w odkrywce Szczerców również doprowadziły do rozpoznania utworów formacji Piaski (Wachecka-Kotkowska i in. 2014), a na stanowisku „Parchliny 2014” prawdopodobnie istnieje zapis sedymentacji od eemu po środkowy vistulian (por. Wachecka-Kotkowska i in. 2016), czyli obejmujący okres, którego nie ma w odkrywce bełchatowskiej (tab. 2).

Tabela 2. Charakterystyka litostratygraficzna dla profilu utworów formacji Piaski w obrębie odkrywki Szczerców

Ogniwo i warstwa	Kod litofacjalny	Litogeneza
aa	piaski	środowisko sedymentacji eolicznej
ba	piaski	środowisko sedymentacji rzecznej
c	piaski	środowisko sedymentacji rzecznej
d	piaski	środowisko sedymentacji rzecznej
ea eβ	mułki	środowisko sedymentacji jeziornej
-	-	hiatus?
f	mułki i piaski; gytie i mułki	środowisko sedymentacji jeziornej; [EV]

Na podstawie: Wachecka-Kotkowska i in. (2014, 2016); EV - wczesny vistulian;

Literatura:

- BARANIECKA, M.D., 1980. Osady stadiału Warty i młodsze osady plejstoceniowe w odsłonięciu kopalni węgla brunatnego Bełchatów. *Kwartalnik Geologiczny*, 24, 4, 841-856.
- BARANIECKA, M.D., 1982. Stanowiska osadów środkowego vistulianu w rejonie Bełchatowa. W: *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum*. Wyd. Geologiczne, Wrocław-Warszawa, 243-247.
- BARANIECKA, M.D., PAZDUR, M.F., 1980. Datowanie metodą C-14 wieku bezwzględnego osadów jeziorno-bagiennych z odsłonięcia kop. Bełchatów. *Przegląd Geologiczny*, 7, 416.
- BUTRYM, J., BARANIECKA, M.D., KASZA, L., BRODZIKOWSKI, K., HAŁUSZCZAK, A., GOTOWAŁA, R., JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1982. Datowanie bezwzględne osadów czwartorzędowych górnego pietra strukturalnego w strefach Piaski - Buczyzna - Chojny odkrywki bełchatowskiej. W: *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum*. Wyd. Geologiczne, Wrocław-Warszawa, 150-157.
- GOŹDZIK, J. S., ZIELIŃSKI, T., 1996. Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykłady z kopalni Bełchatów. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373, 67-77.
- HAŁUSZCZAK, A., 1982. Zarys budowy geologicznej czwartorzędu w rejonach Piaski oraz Buchyna-Chojny. W: *Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Sympozjum*. Wyd. Geologiczne, Wrocław-Warszawa, 14-35.
- KASSE, C., HUIJZER, A.S., KRZYSZKOWSKI, D., BOHNCKE, S.J.P., COOPE, G.R., 1998. Weichselian Late Pleniglacial and Late-glacial depositional environments, Coleoptera and periglacial climatic records from central Poland (Bełchatów). *Journal of Quaternary Science*, 13, 5, 455-469.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas*, 19, 333-350.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1991. Vistulian fluvial sedimentation near Bełchatów, Central Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39, 311-329.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1992. Czwartorzęd rowu Kleszczowa - litostratygrafia i tektonika. Wyd. Uniw. Wrocławskiego.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1998. Stratigraphy and sedimentology of Weichselian deposits at Folwark, Bełchatów outcrop, central Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 15, 3-25.
- MANIKOWSKA, B., 1992. Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Universitatis Lodzianae, Folia Geographica*, 15, 115-130.
- MANIKOWSKA, B., 1996. Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas vistulianu. *Biuletyn PIG*, 373, 97-106.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., KLACZAK, K., KRÓL, E., 2014. Middle Weichselian Pleniglacial sedimentation in the Krasówka river palaeovalley, central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84, 323-340.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., KRZYSZKOWSKI, D., MALKIEWICZ, M., MIROSLAW-GRABOWSKA, J., NISKA, M., KRZYMIŃSKA, J., MYŚKOW, E., RACZYK, J., WIECZOREK, D., STOIŃSKI, A., RZODKIEWICZ, M., 2016. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the “Parchliny 2014” section, central Poland. *Quaternary International* (in press), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.013>

STANOWISKO MIEJSKIE POLA
PAGÓREK MORENY CZOŁOWEJ CZY PAGÓREK KEMOWY?
WARCIAŃSKA FORMA MARGINALNA W OTOCZENIU WZGÓRZ OSTAŃCOWYCH
PASMA PRZEDBORSKO-MĄŁOGOSKIEGO

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA¹, Bartosz STĘPIEŃ¹, Maria GÓRSKA-ZABIELSKA², Elżbieta KRÓL³

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Instytut Geografii
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
maria.gorska-zabielska@ujk.edu.pl

³Polska Akademia Nauk, Instytut Geofizyki,
ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa

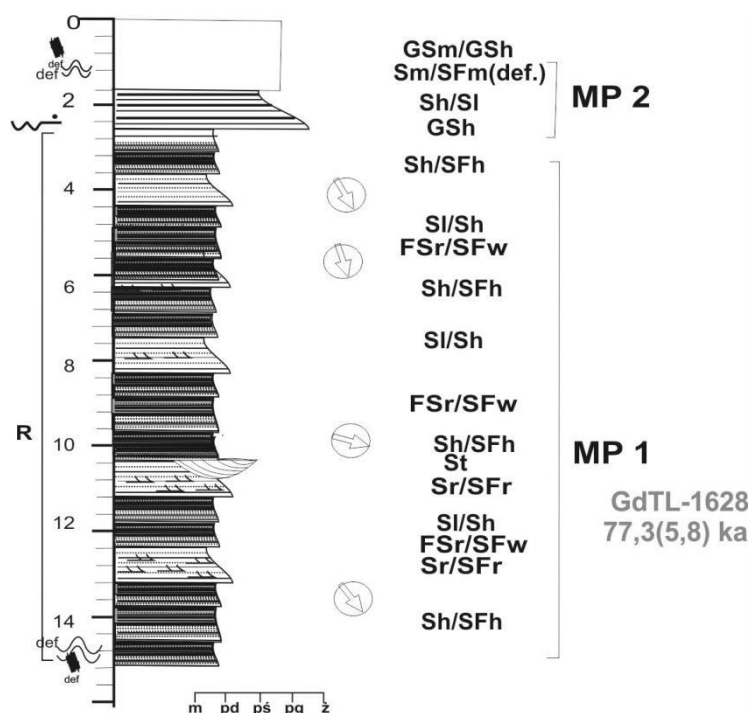
Lokalizacja stanowiska. Na wschód od doliny Pilicy, 2,5 km na wschód od Przedborza, występują rozciągnięte równoleżnikowo pojedyncze wzgórza i pagórki, zaznaczone na SMGP w skali 1 : 50 000 jako pagórki moreny czołowej (Kwapisz 1983) glacyfazy wieniawy zlodowacenia odry (Radomki). Wymieniony wycinek jest wschodnim skrzydłem zróżnicowanej genetycznie strefy marginalnej ciągnącej się od Radomska poprzez Masłowice i Miejskie Pola (Wachecka-Kotkowska 2013).

Monoklinalne Pasma Przedborsko-Małogoskie w okolicach Przedborza ma kierunek NW-SE, ale przebieg strefy marginalnej to lokalny wycinek lobu zorientowanego NE-SW, czyli prostopadle do pasma monoklinalnego (por. mapa wprowadzająca). Dalej na E największą formą glacialną jest wydłużone, elipsoidalne wzgórze położone na wschód od Miejskich Pól. Ten południkowy wał o wysokości około 25 m (239,3 m n.p.m.), długości około 600 m i szerokości 250 m jest otoczony, a raczej „osaczony” z trzech stron [od zachodu (800 m na W – 247,24 m n.p.m.), od południa (500 m na S – 250,1 m n.p.m.) i od południowego wschodu (około 1,2 km na SE – 245,3 m n.p.m.)] wzgórzami ostańcowymi Pasma Przedborsko-Małogoskiego. Obniżają się one do wysokości 230 m n.p.m., ostro schodząc ku dolinie Pilicy i powierzchni wysoczyzny morenowej płaskiej (Wachecka-Kotkowska 2015).

Litologia i cechy strukturalne. Osady glacialne, podobnie jak w strefie zachodniej, leżą bezpośrednio na skałach podłoża mezozoicznego lub na rumoszu skalnym. Piaski i żwiry oraz gliny tworzą kilku/kilkunastometrową pokrywę osadów plejstoceńskich (Wachecka-Kotkowska 2013). We wzgórzu o wysokości względnej około 20 m występuje ogromna piaskownia, wypełniona częściowo wyeksploatowanymi osadami. Odślaniają się w jej ścianach głównie osady drobnopiaszczyste. Wyróżniono dwie główne jednostki osadowe MP1 (dolną) i MP2 (górną) (rys. 1). Glinę i pojedyncze głazy spotkać można jedynie u podstawy pagórka. Dominują w nim litofacje piaszczyste i piaszczysto-mułkowe Sh, SFh, w postaci kilkudziesięciometrowego rytmu o dużej rozciągłości. Na południu osady jednostki dolnej, MP1, są lekko nachylone ku południowi, w centrum zalegają prawie horyzontalnie. Powszechnie są również litofacje Sr/Src. W centrum formy ujawniono deformacje, w tym przypadku jest to wyciśnięte jądro o wysokości 1,5 m zbudowane z drobnych piasków, otulone piaskami różnoziarnistymi postawionymi wertykalnie i zbudowane z tych samych osadów co forma. Na lekko nachylonych powierzchniach Sh/SFh/Sr/Src w strefie o miąższości 2–3 m widać w dolnej części (MP2) struktury deformacyjne – *soft deformation* – w postaci fałdów futerałowych (Pisarska-Jamroży, Wekwerth 2013). W szczycie pagóra (niepokrytego diamiktonem) widoczna jest metrowa kieszeń osadów grubszych warstwowanych horyzontalnie i o strukturze masywnej (SGh/SGm), pocięta zestawem uskoku normalnych, kompensacyjnych. Na jego stokach zaobserwowano osady drobnoziarniste.

Litogeneza. Całą formę buduje olbrzymi kompleks osadów piaszczysto-mułkowych dokumentujący środowisko lokalnego stożka glacideltowego (limnicznego) z litofacjami Sl→Sh→Sr→SFr→SFw→FSh→FSr→FSw. Kierunek odpływu odbywał się generalnie w kierunku południowym i południowo-wschodnim (rys. 1).

Sesje terenowe



Rys. 1. Miejskie Pola. Cechy strukturalne osadów budujących pagór glacialmarginalny warty położony pomiędzy wzgórzami Pasma Przedborsko-Małogoskiego

Cechy teksturalne. Osad grubszy, żwir piaszczysty GSm/GSh ($Mz=0,06 \text{ phi}$; $\delta_1 = 1,59$; $Sk_1=0,08$; $Kg=0,47$), zalega w partiach szczytowych, w obrębie zestawu uskoku normalnych. W centralnej części pagórka znajduje się jądro piaszczyste z zaburzeniami postsedymentacyjnymi Sm/SFm (def). Średnia średnica ziaren (Mz) waha się w granicach 1,83–6,16 phi. Występuje tu cała gama osadów drobnoziarnistych, co może świadczyć o dużej i zróżnicowanej dynamice środowiska sedymentacji w warunkach słabego przepływu. Wniosek ten potwierdzają wskaźniki wysortowania, (tj. δ_1 od 0,7 do 2,25). Średnioziarnisty mułek oraz piasek drobnoziarnisty z domieszką średnioziarnistego są bardzo słabo wysortowane ($\delta_1 = 2,25$) i wzbogacone we frakcje drobniejsze ($Sk_1=0,07-0,75$).

Diagram C/M pokazuje, że po 36,6% próbek reprezentują I i V segment, a segmenty - II, VI, VII po 9,09%. To wskazuje na złożone procesy transportu klastów – toczenie i saltację osadów grubszych znajdujących się w stropie formy oraz unoszenie w zawieszynie osadów drobnoziarnistych budujących trzon pagóra. Przeważają tutaj unimodalne wykresy krzywych częstości charakteryzujące osady bardziej drobnoziarniste w spągu, bimodalne układy pojawiają się sporadycznie i tylko w serii piaszczysto-żwirowej ($Mz=0 \text{ phi}$) na głębokości 3,2 m.

Zawartość węgla wapnia jest zróżnicowana (0,5-7,2%), w spągu i w części centralnej są strefy odwapnienia związane z działaniem wód roztopowych, natomiast w stropie występuje strefa działania wód gruntowych.

Ziarna pośrednie EM dominują w osadzie (34% w spągu; do 57% w stropie). Ziarna zaokrąglone, błyszczące EL są równie liczne (45% w spągu; 21% w stropie). Natomiast mniejszość stanowią ziarna zmatowione, okrągłe RM (15-31%). To świadczyć może o stabilnych warunkach sedymentacji w środowisku wód glacialnych, gdzie nie było dostawy z zewnątrz zeolizowanych klastów lub nie dochodziło do rozmywania starszego podłoża czwartorzędowego. W próbkach występuje mało ziaren pękniętych C (0-3%) oraz pojedyncze ziarna nieobrobione NU (0-1,9%).

Wyniki analizy petrograficznej dla żwirów fluwioglacjalnych we frakcji 4–10 mm we wschodniej części strefy marginalnej, w stanowiskach Jabłonna, Miejskie Pola i Ludwików, są prawie identyczne jak w tych położonych na zachód od Przedborza – w Ochotniku, Masłowicach i Kalinkach, a zatem te same masy (strumień) lądolodu kształtowały strefę marginalną na wschód i na zachód od Przedborza (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2015).

Okolo 50% w osadach wodnolodowcowych stanowią białe wapienie paleozoiczne przyniesione z dna Bałtyku, 34–36% to skandynawskie skały krystaliczne i 4–11% piaskowce. Zawartość skał lokalnych to tylko 0,3–2%. Kwarce i krzemienie stanowią nieistotną część próbek.

W Miejskich Polach, w jednostce MP1 przeprowadzono badania AMS w piaskach warstwowych przekątnie – riplemarkach wstępujących Src. Na stereogramie zwraca uwagę bardzo dobre zgrupowanie osi minimalnych wartości podatności magnetycznej k_{\min} w centrum siatki stereograficznej, z wysoką wartością ich średniej inklinacji $I = 83,9^\circ$, co świadczy o niemal poziomym zaleganiu warstw piaszczysto-mułkowych utworów, nie zmienionych postsedymentacyjnie. Kierunki osi maksymalnej i pośredniej podatności poszczególnych próbek tworzą opaskę w odległości 90° od kierunków podatności minimalnej, na obwodzie stereogramu. Jest to rozkład położenia osi głównych charakterystyczny dla elipsoidy średniej o spłaszczonym kształcie. Średnie położenie maksymalnej podatności magnetycznej k_{sr} o deklinacji $D = 24,5^\circ$ i $I = 2,4^\circ$ jest bliskie zmierzonym kątom biegu i upadu tej formacji piasków ($320^\circ/18^\circ$). A zatem kierunek dany kątami $D: 26,5^\circ-206,5^\circ/2,4^\circ$ może opisywać średni kierunek transportu wodnego tych osadów, z rozrzutem $\pm 30^\circ$ (Król, Wachecka-Kotkowska 2015).

Wyniki analizy petrograficznej dla żwirów fluwioglacjalnych we frakcji 4–10 mm w stanowiskach Jabłonna, Miejskie Pola i Ludwików są prawie identyczne jak w tych położonych na zachód od Przedborza – w Ochotniku, Masłowicach i Kalinkach, a zatem te same masy (strumień) łądolodu kształtowały strefę marginalną na wschód i na zachód od Przedborza. Okolo 50% w osadach wodnolodowcowych stanowią białe wapienie paleozoiczne przyniesione z dna Bałtyku, 34–36% to skandynawskie skały krystaliczne i 4–11% piaskowce. Zawartość skał lokalnych to tylko 0,3–2%. Kwarce i krzemienie stanowią nieistotną część próbek.

W stanowisku Jabłonna, 1 km na południu od stanowiska Miejskie Pola, w obrębie tej samej formy w wyznaczono TGZ na $58,4^\circ\text{N } 17^\circ\text{E}$ na podstawie analiz petrograficznych żwirów fluwioglacjalnych frakcji 10–20 mm. Po drugiej stronie strefy marginalnej w Ludwikowie TGZ jest zbliżone i wynosi $58,7^\circ\text{N } 16,8^\circ\text{E}$. Eratyki w obu przypadkach stanowią 17,5% próbek (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2015). Dominującymi skałami są granity Småland oraz szare i czerwone granity Växjö. Z wychodni na Wyspach Ålandzkich pochodzą liczne ålandzkie porfiry kwarcowe. Kilka skał pochodzi z Dalarna. W próbce w Jabłonie udało się także zidentyfikować dwa klasty granitu Stockholm z Uppland (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2015).

Skład minerałów ciężkich dla dwóch próbek pobranych z różnych głębokości i z różnych jednostek osadowych MP1 i MP2 jest nieco zróżnicowany. Dwie z nich mają niemal identyczny skład mineralny, co świadczy o ich dużym podobieństwie genetycznym. Dominują minerały nieprzezroczyste, stanowiące od 58,5 do 59,4%. Wśród minerałów przezroczystych najliczniejsze są odmiany mało odporne, zwłaszcza amfibole – grupa 3 i epidoty – grupa 2. Stosunkowo często pojawiają się odmiany minerałów bardzo odpornych na czynniki niszczące – w tym cyrkon, rutil, staurolit i turmalin. Nieliczne są łyszczyki i chloryty – grupa 5, nie odnotowano w ogóle węglanów, co świadczy o braku dostawy materiału lokalnego z podłoża Pasma Przedborsko-Małegooskiego.

Geneza. Za wzniesieniem morenowym przemawiają jedynie jego cechy morfometryczne, zwłaszcza wysokość dochodząca do 20 m. W morfologii (w strefie marginalnej) nie widać klasycznego sandru proglacjalnego ze względu na barierę w postaci elewacji podłoża. To wysokie położenie podłoża mezozoicznego na południu, lokalizacja formy w bliskim sąsiedztwie wzniesienia ostańcowego (245,8 m n.p.m.), w lokalnym zagłębieniu podłoża, rodzaj zaburzeń osadu w centrum formy oraz cechy strukturalne wskazujące na spokojną sedymentację glacialimniczną pozwalają wysnuć wniosek, że opisywana forma powstała w obrębie zamierającego płata lodu, który w wyniku nacisków statycznych spowodował deformacje w spągu i stropie pagórka. Prawdopodobnie jest to kem glacialimiczny, w obrębie którego powstawał lokalny stożek glacideltowy (Wachecka-Kotkowska 2013, 2015). Budowa wewnętrzna olbrzymiego pagóra w Miejskich Polach o charakterze kemu limnoglacialnego z deformacjami typu *soft deformation* wskazuje na zaawansowaną deglacjację arealną, związaną z istnieniem lokalnego zbiornika w zagłębieniu podłoża mezozoicznego. Doszło tutaj do wypełniania rozległej przetajny lodowej.

Literatura:

GÓRSKA-ZABIELSKA, M., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Petrografia żwirów i eratyki przewodnie w osadach wodnolodowcowych jako przesłanki wnioskowania na temat źródeł i

kierunków transportu materiału w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103, 57-78.

KRÓL, E., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Anizotropia podatności magnetycznej jako potencjalne narzędzie wyznaczania kierunków paleoprądów w osadach glacialnych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103, 79-98.

KWAPISZ B., 1983. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Przedbórz. Wyd. Geol., W-wa.

PISARSKA-JAMROŻY, M., WEKWERTH, P., 2012. Soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine delta and their implications for the recognition of subenvironments in delta deposits. *Sedimentology* 60, 3, 637–665. doi: 10.1111/j.1365-3991.2012.013554.x

WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2013. Budowa geologiczna form glacialnych na Wyżynie Przedborskiej – studia przykładowe. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 454, 103-120.

WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. *Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego*, 128 ss.

STANOWISKA OCHOTNIK I MASŁOWICE
PRZEKSZTAŁCENIA PERYGLACJALNE GLIN WARCIAŃSKICH NA POŁUDNIOWYM STOKU
BAKOWEJ GÓRY

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA¹, Piotr CZUBLA², Joanna RYCHEL³, Marcin MORAWSKI³, Maria GÓRSKA-ZABIELSKA⁵, Elżbieta KRÓL⁶

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
piotr.czubla@geo.uni.lodz.pl

³Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy
00-975 Warszawa, ul. Rakowiecka 4

⁵Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Instytut Geografii
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
maria.gorska-zabielska@ujk.edu.pl

⁶Polska Akademia Nauk, Instytut Geofizyki
ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa

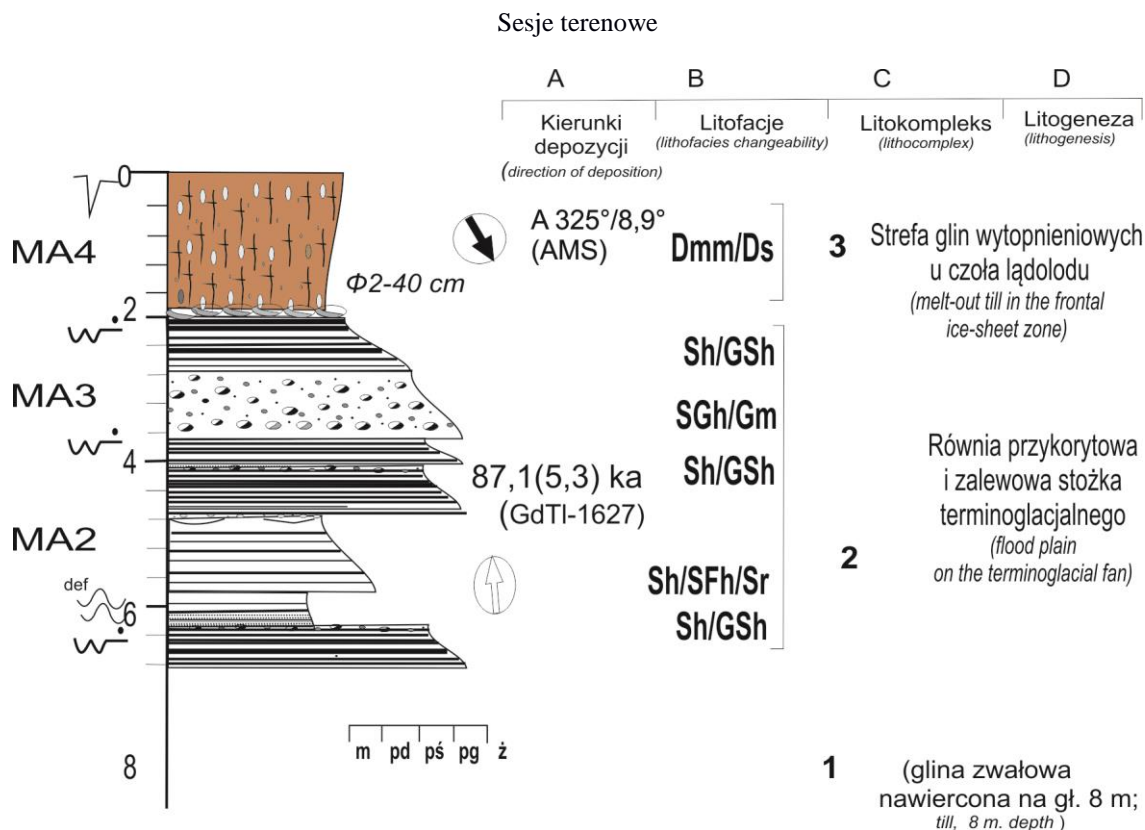
Lokalizacja stanowisk. Pomiędzy miejscowościami Granice – Masłowice – Przedbórz, na wschód od doliny Pilicy, w rzeźbie terenu manifestują się pagórki oznaczone na SMGP jako pagórki moreny czołowej (Kwapisz 1983). W centralnej części znajduje się najwyższy z nich – Kokosia Góra (245 m n.p.m.), podłużny wał zorientowany N–S. Szczyty pagórków glacialnych, osiągające średnio wysokość 238 m n.p.m., są położone na północno-wschodnich częściach zbocza Góry Chełmo (323), od północy ogranicza je Bąkowa Góra (287) i od północnego wschodu – Majowa Góra (245,3). Analizie poddano następujące stanowiska: Masłowice w części kulminacyjnej wzgórz, w obrębie strefy glacialmarginalnej Wzgórz Radomszczańskich/Pasma Przedborsko-Małoskiego. Ochotnik położony 3 km na północ, na zapleczu form marginalnych Masłowic (Wachecka-Kotkowska, 2013).

Litologia, główne warstwy/jednostki osadowe. Na linii o kierunku W–E, tj. Rzejowice–Jaskółki, wapienie jurajskie, na których występują wywierzyska, stanowią fragment Pasma Przedborsko-Małoskiego. Na podłożu jurajskim i kredowym zalegają osady plejstocenyjskie o miąższości ocenianej na 0–30 m (Wachecka-Kotkowska, 2004). W trakcie badań (do głębokości 6–10 m) nawiercono poziom glin lub rumosze wapienne (jednostka osadowa MA1) z zalegającymi osadami piaszczysto-żwirowymi składającymi się z dwóch części oddzielonych od siebie granicą erozyjną – jednostki dolnej o drobniejszej granulacji (MA2) i jednostki górnej, bardziej gruboziarnistej (MA3). Cały kompleks glacialny przykrywa glina brązowa z gładzami (MA4), opisana jako glina zwałowa w stanowisku Ochotnik, a w Masłowicach – jako wytopnieniowa. Na samej powierzchni występują również osady piaszczyste, lekko żażelazone o nieglacialnej genezie oraz prze-obrażone pokrywy diamiktonowe (jednostka osadowa MA5).

Cechy strukturalne. Jednostkę sedymentacyjną MA1 stanowi rumoszcz wapienny lub glina podścielająca osady piaszczysto-żwirowe. Trudno je opisać ze względu na nikły dostęp do osadu. Natomiast pozostałe jednostki MA2–MA5 są dość dobrze poznane (rys. 1, 2).

Jednostkę MA2 o miąższości 2–4 m budują osady drobnopiaszczyste o warstwowaniu poziomym Sh oraz piaski o przekątnej laminacji riplemarkowej. Miejscami występują tu–drobne warstwy mułku piaszczystego laminowanego poziomo SFh i 2–3-centymetrowe pakiety piasku żwirowego warstwowanego poziomo SGh/GSh. We wszystkich stanowiskach udało się ustalić, że odpływ odbywał się z S na N/NNE (10–31°).

Na erozyjnie ściętej jednostce piaszczystej MA2 zalegają osady z widocznymi strukturami wyso-koenergetycznych warstwowań poziomych i struktur masywnych – żwiry piaszczyste i piaski żwirowate GSh i GSm/SGm (MA3), poprzedzielane w cyklach 2–5-centymetrowymi piaskami gruboziarnistymi warstwowanymi horyzontalnie Sh/SGh. Kierunek paleoprądów określono jako zbliżony do południowego (S/SWS/SES). W stropie osadów cyklicznie warstwowanych obserwuje się zmniejszenie ziarna i struktury o mniejszej energetyce przepływu – piaski drobniejsze o warstwowaniu horyzontalnym Sh.



Rys. 1. Masłowice. Cechy strukturalne osadów budujących pagórki w strefie glaciomarginalnej warty (wg. Wacheckiej-Kotkowskiej, 2015a)

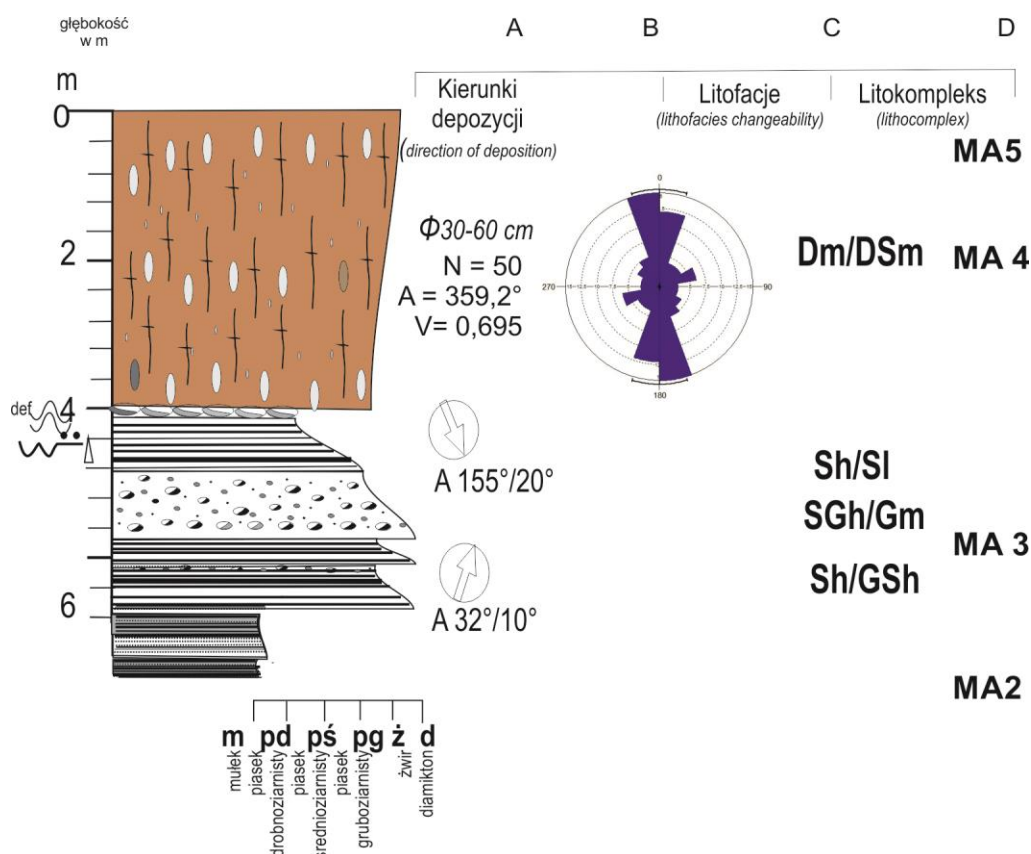
Jednostkę MA4 reprezentują gliny rozpoczynające się ostrym kontaktem z osadami podścielającymi. W stanowiskach Ochotnik i Masłowice w spągu brak warstwy deformacyjnej. Widać ślady depozycji typu *lodgement*, czego dowodzą zlicowane klasty i bruki glazowe wielkości 15–20 cm. Powyżej 15–20 cm od spągu znajdują się rozwleczone wkładki piaszczyste (*sand stringers*), świadczące o możliwościach odspojenia gliny. W pierwszych 60 cm od spągu jednostki MA4 widoczna jest akrecja gliny w kilku epizodach *lodgement* i powszechne złupkowacenie części spągowej. Cały osad diamiktonowy w części spągowej burzy z kwasem solnym.

Jest to diamikton masywny Dm z soczewkami piaszczystymi. Spękania mają układ wertykalny. Być może to dowód spokojnego wytapiania ze stopy lądolodu (?). Powyżej 60 cm od spągu występuje diamikton brązowy Dm, przechodzący w diamikton piaszczysty DSm w Masłowicach i piaszczysto-pyłowy, miejscami piaszczysty o małej zawartości klastów, rozproszonym szkielecie ziarnowym DmSF(m₁) lub DmF(m₁) w Ochotniku. Klasty te mają położenie wertykalne, a zatem musiały ulec wtórnemu przemieszczeniu. W części stropowej diamiktonu widać plamiste odbarwienia. W matriksie brązowym występują szare smugi towarzyszące soczewkom piaszczystym. Smugowanie i odbarwienia w diamiktonie mogą świadczyć albo o wtórnej migracji wód i wietrzeniu miejscowym gliny w warunkach peryglacjalnych, albo zmianie osadów przez holocenijskie procesy glebowe (MA5). Potwierdzają to wyniki zawartości węgla wapnia. Jest to osad typu melanz – piasek pylasty lub mułek ilasty, diamiktonopodobny różowo-brązowy o oddzielności łupkowatej, zailony, spękany w układzie marmurkowym. Materiał ten nie okrywa w całości stoku. W Ochotniku na ścianie południowej na stromo nachylonym stoku południowym występują w glinie nieckowate obniżenia o głębokości 1–1,5 m, które zostały zapełnione osadami jednostki MA5.

Osady jednostki MA5 w Ochotniku łagodnie przechodzą z diamiktonu piaszczystego w piasek diamiktonowy i piasek o laminacji smużystej SFw oraz zaburzonej Sd/SDd.

Cechy teksturalne. Analizy uziarnienia wykonane dla jednostek osadowych MA2–MA5 ujawniły zróżnicowanie granulometryczne. Jednostkę dolną, MA2 rozpoczyna bruk erozyjny (Mz = -

Sesje terenowe



Rys. 2. Ochotnik. Cechy strukturalne osadów budujących powierzchnię wysoczyzny morenowej na południowym stoku Bąkowej Góry (wg. Wacheckiej-Kotkowskiej, 2015a)

1,2 phi). Zasadniczo MA2 budują piaski różno-ziarniste z przewagą drobnych ($M_z = 0-4 \text{ phi}$), o zróżnicowanym wysortowaniu ($\delta_1 = 0,5-1,1$) i ($Sk_1 = -0,2-0,6$).

Jednostka górna (MA3), piaszczysto-żwirowa, nie jest jednorodna, między ławicami piasku gruboziarnistego ($M_z = -0,8 \text{ phi}$) występują ławice piasku drobniejszego ($M_z = 0-3,5 \text{ phi}$; 6.F). Gлина (MA4, $M_z = 0,95 \text{ phi}$) jest osadem słabo wysortowanym ($\delta_1 = 1,28$) o dodatniej skośności ($Sk_1 = 0,48$). Całość kompleksu (MA2–MA4) przykrywa piasek drobnoziarnisty (MA5) ($M_z = 1,3 \text{ phi}$) o wybitnie dobrym wysortowaniu ($\delta_1 \text{ ok. } 0,3$) i rozkładzie prawie normalnym ($Sk_1 = \pm 0$).

Wyniki uzyskane z analiz morfoskopowych wykazały względną jednorodność i równowagę pomiędzy różnymi typami ziaren. Suma zawartości ziaren okrągłych matowych RM i zmatowionych pośrednich EM/RM wynosi od 33% do przeszło 50%, przy czym w MA2 widać największe zróżnicowanie.

Zawartość węglanów jest zróżnicowana. Średnia zawartość węglanów w jej części spągowej wynosi 4–5%, ku górze, dla jednostki MA3 wzrasta do 7,5% w Ochotniku i 10% w Kalinkach. W obrębie glin dla ich części spągowej (MA4) zawartość ta wynosi 2–3% w Ochotniku i ok. 6% w Masłowicach. Wahania zawartości węglanów nie są czymś nadzwyczajnym, wynikają ze zróżnicowanej, cyklicznej sedymentacji osadów i być może przerw sedymentacyjnych oraz cyklicznego wmywania lub wymywania węglanów.

Występują horyzonty odwapnienia osadu na różnych głębokościach, mimo że w składzie petrograficznym występują skały węglanowe paleozoiczne. Świadczy to prawdopodobnie o procesach postsedymentacyjnych, powodujących wyługowanie CaCO_3 . Być może w tych miejscach istnieje granica warstwy czynnej, na co wskazuje silna korelacja pomiędzy zerową lub prawie zerową zawartością węglanów a nadreprezentacją ziaren zeolizowanych w osadzie (powyżej 50% ziarn RM i EM/RM).

Analiza minerałów ciężkich wykonana w Ochotniku dla jednostki sedymentacyjnej MA3 wskazała przede wszystkim dominację minerałów przezroczystych (bardzo odpornych i odpornych na czynniki wietrzeniowe) pochodzących prawdopodobnie ze zwietrzelin skał

magmowych i metamorficznych. Jest to cyrkon, rutil, staurolit i turmalin (38,8%). Dość liczne są też odmiany mało i średnio odporne (grupa 2 – epidoty i turmalin, grupa 3 – amfi-bole), a nawet zupełnie nieodporne, np. glaukonit (1,1%). Niezbyt liczne są łyszczyki i chloryty z grupy 5. Taki skład mineralny frakcji ciężkiej to dowód, że materiał skandy-nawski był przerabiany i osadzany przez lodowiec i jego wody, a także o redepozycji starszych utworów osadowych pochodzących z grupy 1 i 2I pochodzących ze zwietrzelin okruchowych skał starszych, paleozoicznych, co potwierdziła analiza petrograficzna wyko-nana dla żwirów fluwioglacjalnych we wszystkich badanych stanowiskach. Analiza ta we frakcji 4–10 mm w jednostkach MA2 i MA3 w stanowiskach Ochotnik i Masłowice wykazała, że były one złożone w tym samym epizodzie glacialnym (Górska-Zabielska i Wachecka-Kotkowska, 2015; Wachecka-Kotkowska, 2015a). Dominują białe wapienie paleozoiczne pochodzące z obszaru wychodni znajdujących się we wschodniej części dna Bałtyku (51,4% w Ochotniku). Drugą grupę stanowią skandynawskie skały krystaliczne. Ich udział procentowy wynosi 37,54% w Ochotniku. W próbkach ujawniono jeszcze piaskowce (od 4 do 12%). Zawartość skał lokalnych obliczono na 0,28–0,85%, czyli w próbce zawierającej ok. 300 klastów występowały 1–3 klasty lokalnych skał węglanowych. Kwarce i krzemienie stanowiły nieistotną część.

Inny skład petrograficzny wykazuje glina zbadana w Masłowicach (MA4) [o cechach wskazujących warciański wiek (Czubla i Wachecka-Kotkowska, 2009, Czubla, 2015a, b)] przykrywająca kompleks osadów piaszczysto--żwirowych MA2-MA3. Dominują w niej skały krystaliczne (89,34%), w niewielkiej ilości ujawniono piaskowce (8,19%) i krzemienie (2,45%).

Za warciańskim wiekiem osadów przemawiają nie tylko poziomy glin (Wachecka-Kotkowska, 2015b), ale kierunek oznaczony dla gładzików – ok. 330° , a także kierunek $329^\circ/8,9^\circ$ obliczony z badań AMS (Król i Wachecka-Kotkowska, 2015). Położenie średniego kierunku osi głównej k_{max} o deklinacji 331° prawie pokrywa się ze zmierzonym średnim biegiem w tym stanowisku (345°). A zatem uzyskane wyniki pozwalają wysunąć wniosek, że kierunek paleotransportu osadów gliny w tym pagórku przebiegał z północnego zachodu na południowy wschód. Akumulacja glin mogła zachodzić na lekko pochylonym podłożu, gdyż kąt inklinacji położenia średniego osi minimalnej k_{min} wynosi $69,4^\circ$ czyli jest o 20° odchyłony od pionu na południowy wschód.

Geneza, warunki depozycji. Aktywność depozycyjna lodowca w Masłowicach była prawdopodobnie duża, więc wał moreny czołowej zdołał się tutaj usypać. Widoczna jest również brama morenowa (?) pomiędzy izolowanymi pagórami morenowymi, wykorzystywana obecnie przez Strugę, płynącą na południe ku Pilicy. W Ochotniku być może była to strefa kontaktu lodowego, gdyż nie ma zaburzeń osadów podległych, jakich można by się spodziewać przy przekraczaniu formy. Na północy w Ochotniku w czasie postępującej recesji mogło być mało wód roztopowych i na dużej powierzchni. Po południowym stoku Bąkowej Góry prawdopodobnie schodziły spływy gruzowo-błotne, a bliskość podłoża skrasowiałego pomagała w drenażu subglacialnym. W konsekwencji łądolód utworzył coś w rodzaju wysoczyzny morenowej falistej, ale powstałej w strefie marginalnej. łądolód przykrył stożki złożone w okresie przed transgresją, stąd powstała glina bazalna typu *lodgement*. W Ochotniku (359°) łądolód przekroczył strefę z kierunku północnego ($3^\circ N$), o czym świadczą powierzchnie ścięć oraz uskoków komplementarnych pod gliną (Wachecka-Kotkowska 2015a, b).

Depozycja gliny podczas deglacjacji łądolodu zachodziła spokojnie. Powstała wtedy glina typu *flow till* z gładzikami stojącymi pionowo, co sugerowałoby słabnący przepływ i spływy świeżego błotnistego diamiktonu z ostro nachylonych stoków Bąkowej Góry ku południowi. Później gliny te na powierzchni zostały przekształcone przez procesy mrozowe.

Biorąc pod uwagę kryterium morfologiczne, a także duże zróżnicowanie cech strukturalnych i teksturalnych osadów, obecność gładzowisk, brak deformacji glacitektonicznych należy potwierdzić obserwacje autora *SMGP 1: 50 000 arkusz Przedbórz* (Kwapisz 1983), że w stanowisku Masłowice wykształcił się pagórek moreny czołowej akumulacyjnej. Początek jego tworzenia mógł być związany z nasunięciem łądolodu środkowopolskiego, o czym świadczy obecność dolnej gliny (litokompleks 1). Następnie, w wyniku topnienia wód na elewacji podłoża, w warunkach podparcia, powstała na jego bliskim przedpolu równia przykorytowa i zalewowa stożka terminoglacjalnego. Ostatni epizod należy wiązać awansem (oscylacją) łądolodu. U jego czoła powstała strefa glin wytopnieniowych, uznana za warciańską (Czubla i Wachecka-Kotkowska, 2009; Czubla, 20015a,b; Górska-Zabielska i Wachecka-Kotkowska, 2015).

Mając na uwadze morfologię terenu, cechy strukturalne i teksturalne osadu można powiedzieć, że badana forma to wysoczyzna morenowa falista, która powstała w bardzo zróżnicowanych warunkach i środowiskach sedymentacyjnych.

Spągowa część osadów w odsłonięciu może wskazywać na epizod akumulacyjnej działalności wód lodowca warciańskiego. W środowisku równi przykorytowej i lub płytkich koryt rozutki na proksymalnym stożku terminoglacjalnym powstawały osady piaszczysto-żwirowe. Odpyływ wód odbywał się na północ (A 350°), zgodnie z nachyleniem terenu. Kolejne nasunięcie/oscylacja lądolodu warciańskiego spowodowała całkowite pokrycie terenu. Lądolód dotarł 2-3 km na południe (st. Masłowice), natomiast na jego zapleczu w okolicach Ochotnika, w bazalnej części lądolodu następowało wytapianie gliny i głązów, które uległy silnym przekształceniom. W warunkach peryglacjalnych, w vistulianie dochodziło do przemieszczenia się na stoku resztek osadów gliniastych (w dalszym ciągu spływy gruzowo-błotne). Przemawia za tym obecność gliny spływowej na powierzchni, przykrywającej dwudzielne osady sandrowe, mimo że w spągu jest cienka glina typu *lodgement*.

Literatura:

- CZUBLA, P., 2015a. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- CZUBLA, P., 2015b. Analizy eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego oraz przebiegu morfogenezy w obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103, 25-44.
- CZUBLA, P., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2009. Pozycja stratygraficzna glin lodowcowych w Masłowicach (Wyżyna Przedborska) w świetle badań petrograficznych. [W:] M. Żarski, S. Lisicki (red.) - XVI Konferencja "Stratygrafia Plejstocenu Polski" nt. "Strefa marginalna zlodowacenia warty i pojezierza plejstoceńskie na południowym Podlasiu", Zimna Woda k. Łukowa 31.08-04.09.2009. *PIG*, Warszawa, 56-57.
- GÓRSKA-ZABIELSKA, M., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Petrografia żwirów i eratyki przewodnie w osadach wodnolodowcowych jako przesłanki wniosku na temat źródeł i kierunków transportu materiału w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103, 57-78.
- KRÓL, E., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Anizotropia podatności magnetycznej jako potencjalne narzędzie wyznaczania kierunków paleoprądów w osadach glacialnych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103, 79-98.
- KWAPISZ, B., 1983. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Przedbórz. *Wyd. Geol., W-wa*.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2013. Budowa geologiczna form glacialnych na Wyżynie Przedborskiej – studia przykładowe. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 454, 103-120.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015a. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. *Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego*, 128 ss.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015b. Badania ułożenia klastów w glinach morenowych jako element rekonstrukcji kierunków transportu lodowego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103, 99-111.

STANOWISKO DANISZEWICE
WAŁ WARCIAŃSKIEJ MORENY RECESYJNEJ I JEGO PRZEKSZTAŁCENIA W VISTULIANIE

Lucyna WACHECKA-KOTKOWSKA¹, Piotr CZUBLA², Maria GÓRSKA-ZABIELSKA³, Elżbieta KRÓL⁴

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
piotr.czubla@geo.uni.lodz.pl

³Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Instytut Geografii
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
maria.gorska-zabielska@ujk.edu.pl

⁴Polska Akademia Nauk, Instytut Geofizyki
ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa

Lokalizacja stanowiska. Obszar położony na wschód od Gorzkowic to zwarty ciąg wzniesień, zwanych zwyczajowo Wzgórzami Dobryszyczkimi (Kurkowski, Popielski 1991, Wachecka-Kotkowska 2004), rozcięty przez Luciążę (lewostronny dopływ Pilicy). Na południu leży w obrębie Wzgórz Radomszczańskich, a na północy i wschodzie na Równinie Piotrkowskiej. Od wschodu wzgórze zaczynają się bramą morenową Prudki (199 m n.p.m.), lewostronnego dopływu Luciąży, a kończą w Trzepnicy. W morfologii widoczna jest jeszcze jedna brama morenowa (205 m n.p.m.), wykorzystana obecnie przez Luciążę. Pomiędzy obiema rysuje się zwarty, ale wąski (2–3 km) wał o długości 8 km. Najwyższe partie wzgórz występują na wschodzie i osiągają rzędną 238 m n.p.m. (średnia wysokość wynosi 236 m n.p.m.). W ich partiach szczytowych rysują się niewielkie zagłębienia. Różnice względne pomiędzy ciągiem a otoczeniem wynoszą około 30 m, natomiast w obrębie wału zaledwie 5–7 m. Stanowisko Daniszewice ($\lambda = 19^{\circ}33'46''E$, $\varphi = 51^{\circ}13'29''N$) położone jest na wysokości 220,4 m n.p.m., w partii szczytowej wału (rys. 1).

Litologia, główne warstwy/jednostki osadowe. Wyróżniono cztery jednostki osadowe. Pierwsza z nich, DA1 widoczna jest w spągu na głębokości 4–10 m. Tworzą ją piaski drobno- i średnioziarniste miejscami z dużymi klastami. Zalegają na niej erozyjnie osady nieco grubsze, DA2–piaski różnoziarniste ze żwirami na głębokości 2–4 m p.p.t. Ponad nimi, na głębokości 1,5–2 m, znajduje się brązowa lub glina zwałowa, DA3. W Daniszewicach i wyróżniono jeszcze jednostkę leżącą na glinie – bardzo drobnoziarnisty piasek z mułkiem piaszczystym (DA4); jej maksymalna miąższość wynosi od 0,5 m do 3 m.

Cechy strukturalne. W spągu, poniżej 4,5 m p.p.t. występują struktury riplemarkowe Sr/FSr. Litofacje główne to Sh i Sr, a towarzyszące Sw, SGt, St i SGm. Kierunek paleoprądów określono na 165° . Najciekawszymi elementami, poza dobrą obróbką ziarna w tej jednostce, są gładkie krawędzie klastów można je traktować jako bruk zwieńczający w stropie DA1. Obecność toczeńców i graniaków to dowód, że osad powstawał w warunkach przemarzania.

Na głębokości 4–4,5 m osady jednostki DA2 rozpoczynają się brukiem erozyjnym. Jest to jednostka fluwioglacjalna – piaski o przekątnym warstwowaniu rynnowym i małokątowym St i Sl, w których występują domieszki żwirów do 10 cm średnicy. Rynny są rozległe oraz płytkie (10–230 cm), tworzą struktury megariplemarkowe St średniej skali i o normalnym uziarnieniu frakcyjnym. Litofacjom głównym St i Sl towarzyszą litofacje Sh, SGm (piaski warstwowane horyzontalnie i o strukturze masywnej). Kierunki paleoprądów odpowiadają odpływowi skierowanemu ku SSW (197°). W Daniszewicach w partii środkowej widoczny jest uskok. Na tym etapie badań trudno jednoznacznie określić genezę omawianych struktur deformacyjnych. Górną część zwieńcza warstwa osadów o strukturze horyzontalnej Sh. W stropie górnego fluwioglacjału zaobserwowano nieciągłość wykształconą w postaci klinów z wtórnym wypełnieniem gliniastym pochodzącym z nadległej warstwy gliny brązowej.

Piaszczysty i ilasty diamikton (DA3) o strukturze masywnej DSm/DFm zalega na głębokości 2 m, w najbliższym zapleczu wału, w partii kulminacyjnej tego wału, na głębokości 2–3,75 m p.p.t, gdzie zaczyna się ostrym kontaktem z osadami podścielającymi. W jego podłożu występuje bruk

Wyniki analiz morfoskopowych w tych stanowiskach pozwoliły rozróżnić jednostki osadowe DA1–DA4. Te w DA1 posiadają cechy dość zróżnicowanej, ale wyraźnej eolizacji. Zawartość ziarn RM i RM/EM wynosi od 42 do 60%. Ziarna błyszczące EL i pośrednie EL/EM stanowią mniejszą grupę. W stanowisku Teklin I w części spągowej występuje rekordowa zawartość ziarn matowych RM i pośrednich o zmatowionej powierzchni RM/EM – 40–77%. Ziarna błyszczące EL i EL/EM występują w wyraźnej mniejszości 10–58%, nie znaleziono pękniętych C ani nieobrobionych NU. Wykresy górnej jednostki piaszczystej DA2 ujawniają, że mają zróżnicowaną obróbkę, charakterystyczną dla osadów wodnolodowcowych. Widać na nich też względną równowagę pomiędzy ziarnami o matowej (RM, RM/EM) i błyszczącej (EL, EL/EM) powierzchni oraz dość duży procent ziaren pękniętych C (do 10%).

Obecność węglanów w osadach jest zróżnicowana (np. w jednostce DA1 waha się od 0 do 11%). W jednostce DA2 te wahania są większe. Na granicy DA1 i DA2 ta ilość wynosi zero, a zatem być może doszło tu do wymywania CaCO_3 , drenażu subglacialnego albo obecności wieloletniej zmarzliny i zaznaczenia się warstwy czynnej. Poziom CaCO_3 w glinie (DA3) jest nieznaczny (1–1,25%). Mułki piaszczyste (DA4) zalegające na glinie w Daniszewicach są pozbawione węglanów. Spektrum minerałów ciężkich w osadach DA1–DA4 jest zróżnicowane. W osadach jednostki DA1 (próbka 710) dominują minerały z grupy 2 (odporne na czynniki wietrzeniowe w mniejszym stopniu niż apatyt, epidoty, granaty, sillimanit) – od 30 do 51% oraz minerały z grupy 3 (mało odporne na czynniki wietrzeniowe, zwłaszcza fizyczne, łatwo ulegające rozkruszaniu ze względu na predyspozycje krystalograficzne wyrażone doskonałą kilkukierunkową łupliwością: amfibole, pirokseny). Minerały z grupy 1, odporne na wietrzenie, np. granaty, epidoty (gr. 2) i amfibole (gr. 3) to około 30%, a poziom piroksenów osiąga wartość 10%. Nieliczne są natomiast łuszczyki i chloryty (grupa 5). Niewiele jest odmian minerałów bardzo odpornych na czynniki niszczące, nie znaleziono węglanów. Minerałów nieprzezroczystych jest od 77 do 100%.

W jednostce DA2 spektrum minerałów jest podobne (próbka 712), co może świadczyć o ich podobnej proveniencji. Najwięcej jest minerałów z grupy III i II (od 25 do 30%), jednak pojawiają się też z grupy 5 – chloryty (9%) i łuszczyki (do 15%). Brak węglanów, a zawartość minerałów nieprzezroczystych wynosi od 51,1 do 100%. W glinie (DA3) najwięcej występuje amfiboli (30%), epidotów (13%), granatów (11%) i cyrkonu (8,1%). Nie ma węglanów, a zawartość minerałów nieprzezroczystych to zaledwie 37%.

W jednostce mułkowo-piaszczystej (DA4) skład petrograficzny jest prawie identyczny jak w leżącej pod nimi glinie. Udział procentowy amfiboli wynosi 29,3%, epidotów 18%, granatów 15,7%, a cyrkonu 4,3%. Nie ma w niej też węglanów, a zawartość minerałów nieprzezroczystych określono na 31,7%. Dwie jednostki DA3 i DA4 mają podobny skład mineralny, co dowodzi ich podobieństwa genetycznego.

Analizy petrograficzne osadów glacioluwialnych 4–10 mm dla jednostek DA1 i DA2 wykazały jednorodność (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2015). Dominują w nich wapienie paleozoiczne. W spągu, w jednostce DA1, jest ich więcej niż w górnej (DA2) części fluwioglacjału. Na przykład zawartość wapieni paleozoicznych w jednostce DA1 to 39–41%, podczas gdy w stropie, w DA2 zaledwie 34,5%. Udział procentowy skał krystalicznych wzrasta ku stropowi i waha się od 35,2% (DA1) do 53,14% (DA2).

Brak morenowy w Daniszewicach, w jednostce DA3 ma inny skład petrograficzny niż w leżących niżej DA1 i DA2. Dominują w nim osady krystaliczne 72,5%, piaskowce to 14,24%, a wapienie paleozoiczne, kwarcy i krzemienie po 4%. Powyższy zakres petrograficzny jest podobny do opisywanego w strefie I moren w okolicach Masłowic.

W stanowisku Daniszewice ponadto wykonano badania petrograficzne glin. Skały fennoskandzkie stanowiły 92,46% całkowitej liczby eratyków w przeanalizowanej próbce. Dominują skały z Dalarna oraz z Wysp Alandzkich. Wschodni charakter analizowanego zespołu potwierdzają porfiry bałtyckie i zachowane tylko w szczątkowej liczbie skały węglanowe. Teoretyczny ośrodek głazowy wyznaczony dla gliny w Daniszewicach ma współrzędne geograficzne $\varphi = 59,527^\circ \text{ N}$ i $\lambda = 17,476^\circ \text{ E}$ (Czubla, 2015a,b).

Całkiem wysokie wartości podatności magnetycznej obliczono dla osadów mułkowo-piaszczystych jednostki DA4 w stanowisku Daniszewice. Średni stopień anizotropii podatności magnetycznej wynosi tutaj $\text{PJ} = 5,8\%$. Foliacja (F) znacznie przeważa nad lineacją (L), a parametr kształtu średniej podatności magnetycznej T ma najwyższą wartość ($T = 0,864$) wśród wszystkich

stanowisk i świadczy o silnym spłaszczeniu średniej elipsoidy AMS. Nieco niższe wyniki uzyskano w stanowiskach o dużych spadkach terenu – w Jabłonie, Masłowicach i Miejskich Polach. Skoro kąt średniej inklinacji magnetycznej położenia osi k_{\min} wynosi 74° (z dobrym przedziałem ufności 95%), to prawdopodobnie osady piaszczysto-mułkowe osadziły się na dnie odchylonym od płaszczyzny horyzontalnej o średnio 16° w kierunku SW–NE ($D = 238^\circ$). Kierunek paleoprądów wodnych transportu tych osadów należy wiązać z kierunkiem osi maksymalnej podatności magnetycznej wyznaczonej elipsoidy AMS (Król i Wachecka-Kotkowska, 2015).

Geneza, warunki depozycji. Trzon wzgórz tworzą osady starsze niż warciańskie, co potwierdzają struktury peryglacialne, silna eolizacja osadów, obecność graniaków oraz inne cechy petrograficzne. Wzgórza Dobryszczyckie być może powstały z oscylacji lądolodu warciańskiego, który wycofał się kilkanaście kilometrów na północ od Linii Kodrąb-Przedbórz. Lądolód napłynął prawdopodobnie z kierunku północnego, czego świadectwem są wyniki pomiarów ułożenia osi dłuższych głazików w pobliskim stanowisku Szczepanowice (Wachecka-Kotkowska 2015b). W wyniku dłuższego postoju nastąpiła deglacjacja frontalna. Na linii Gorzkowice-Daniszewice-Teklin-Trzepnica uformował się wał o strukturze *end moraines*. Efektem tego powstał zwarty wał moreny akumulacyjnej. Lądolód warciański pozostawił po sobie gliny zwałowe górne. Stanowią one główny poziom litostratygraficzny na obszarze badań. Gliny te budują wysoczyznę morenową płaską i falistą. W vistulianie, około 20 ka, w częściach kulminacyjnych wzgórz nastąpiły zmiany w rzeźbie. Obniżenia w partii kulminacyjnej uległo wypełnieniu, osadami rytmicznie warstwowanymi w warunkach peryglacialnych.

Literatura:

- CZUBLA, P., 2015a. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- CZUBLA, P., 2015b. Analizy eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego oraz przebiegu morfogenezy w obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Acta Geographica Lodziensia 103, 25-44.
- GÓRSKA-ZABIELSKA, M., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Petrografia żwirów i eratyki przewodnie w osadach wodnolodowcowych jako przesłanki wniosku na temat źródeł i kierunków transportu materiału w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Acta Geographica Lodziensia 103, 57-78.
- KRÓL, E., WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015. Anizotropia podatności magnetycznej jako potencjalne narzędzie wyznaczania kierunków paleoprądów w osadach glacialnych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Acta Geographica Lodziensia 103, 79-98.
- KURKOWSKI, S., POPIELSKI, W., 1991. Objąszenia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Gorzkowice. Wyd. Geol., W-wa.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2004. Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. Acta Geographica Lodziensia, nr 86, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, 1-161.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015a. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, 128 ss.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2015b. Badania ułożenia klastów w glinach morenowych jako element rekonstrukcji kierunków transportu lodowego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Acta Geographica Lodziensia 103, 99-111.

STANOWISKO ROZPRZA
BUDOWA I EWOLUCJA DOLINY LUCIAŻY W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ
GEOARCHEOLOGICZNYCH W ROZPRZY NA RÓWNIENIE PIOTRKOWSKIEJ

Piotr KITTEL¹, Jerzy SIKORA², Olga ANTCZAK³, Mateusz PŁÓCIENNIK³

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Łódzki, Wydział Filozoficzno-Historyczny, Instytut Archeologii,
ul. Narutowicza 65, 90-131 Łódź

³Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Katedra Zoologii Bezkręgowców i
Hydrobiologii,
ul. Banacha 12/16, 90-237 Łódź

Wprowadzenie. Grodzisko w Rozprzy (gm. Rozprza, pow. piotrkowski, woj. łódzkie) położone jest w dnie doliny Luciaży, dopływu Pilicy, należącego do zlewni Wisły. We współczesnej morfologii terenu dobrze widoczne są zarysy pierwotnego zasięgu wschodniej części stożkowego nasypu oraz przyległego obniżenia dookolnej fosy o szerokości dochodzącej do 21 m. Opisane struktury zajmują powierzchnię wyniesienia w centralnej części dna doliny Luciaży o wysokości względnej około 0,5 m, które ma charakter ostańca terasy plenivistuliańskiej (Goździk 1982, Kittel i in., 2015). Otoczenie nasypu stożka grodziska wykorzystywane jest obecnie jako łąki i pastwiska lub stanowi nieużytki.

Badania geomorfologiczne Goździka (1982) i Wacheckiej-Kotkowskiej (2004a, 2004b) udokumentowały występowanie w dolinie Luciaży koło Rozprzy fluwioglacjalnej terasy warciańskiej oraz dwu vistuliańskich teras rzecznych. Od zachodu do doliny przylega warciańska wysoczyzna morenowa, a od wschodu równina wodnolodowcowa (Wachecka-Kotkowska 2004a). Dno doliny ulega wyraźnemu rozszerzeniu w rejonie Rozprzy (Goździk 1982). Wykorzystują je współcześnie dwa ciekі - Luciaża i Rajska – które płyną w obrębie uregulowanych, sztucznych kanałów.

Metody badań. W latach 2013-14 przeprowadzone zostało kompleksowe rozpoznanie otoczenia grodziska za pomocą metod geofizycznych, zdjęć lotniczych, rozpoznania oraz archeologicznych badań powierzchniowych. Łącznie metodą magnetyczną przebadano obszar o powierzchni 7,2 ha, zaś metodą elektrooporową około 1,5 ha, a na powierzchni 1250 m², wykonano serię równoległych profili georadarowych. Ważnym elementem badań było kartowanie geomorfologiczne powiązane ze szczegółowym rozpoznanie powierzchniowej budowy geologicznej.

W 2015 i 2016 r., w ramach interdyscyplinarnego projektu badawczego finansowanego przez NCN, wyeksplorowanych zostało sześć wykopów badawczych w obrębie nasypu kopca, fosy i wału grodziska oraz trzech paleokoryt. Ponadto odczyszczone, a następnie przebadane zostały ściany rowów melioracyjnych, co pozwoliło na uzyskanie ponad 100-metrowego przekroju otoczenia nasypu grodziska, usytuowanego na linii NE-SW. Większość urobku, w ramach wykopów badawczych, poddawana była przesiewaniu lub przepłukiwaniu na sitach o rozmiarach oczek 4 × 4 mm. Podczas badań terenowych stosowana była dokumentacja fotogrametryczna.

Ponad 31 tys. pozyskanych w trakcie badań zabytków archeologicznych (z czego 29553 fragm. ceramiki naczyniowej) poddanych zostało wszechstronnej analizie formalnej, typologicznej i chronologicznej. Na dużą skalę zastosowano metody niezależnego datowania bezwzględne. Około 50 fragmentów drewna wydатовanych zostało metodą dendrochronologiczną. Wykonanych zostało ponad 60 datowań radiowęglowych, zarówno metodą scyntylacyjną, jak i akceleratorową (AMS), próbek osadów i szczątków organicznych pochodzących z wypełnienia fos, paleokoryt oraz z warstw kulturowych. Niemal 1,5 tys. pozyskanych szczątków kostnych przebadanych zostało metodami archeozoologicznymi. Prawie 300 fragmentów szczątków i elementów drewnianych poddanych zostało analizie dendrologicznej. Analizami archeobotanicznymi, teksturalnymi i geochemicznymi objęte zostało pięć profili badawczych obejmujących średniowieczne warstwy kulturowe. Szczegółowe badania paleoekologiczne o dużej rozdzielczości wykonano dotychczas dla trzech profili

osadów organicznych pochodzących z wypełnień fosy i paleokoryta. Dalsze profile będą sukcesywnie opracowywane.

Wyniki badań. W ramach programu badań nieinwazyjnych ustalono m.in., że grodzisko wzniesiono na jednym, rozległym ostańcu terasowym. Zidentyfikowano ponadto dodatkową fosę południową. Ustalono także, że łączna rozległość założenia obronnego wynosiła około 1,3 ha. Niewielki gródek, utrwalony stożkowym nasypem stanowił tylko część większego, wieloczęściowego obiektu (Kittel i in. 2015; Sikora i in. 2015a, 2015b).

Przeprowadzone archeologiczne badania wykopaliskowe oraz zastosowanie metod archeologii środowiskowej pozwoliły na istotne uzupełnienie oraz częściową reinterpretację starszych wyników badań. Początków średniowiecznego osadnictwa należy dopatrywać się raczej w drugiej połowie X lub wręcz w początkach XI w. Związana jest z nim akumulacja miększej warstwy kulturowej o bardzo ciemnej barwie, będącej efektem znacznej domieszki frakcji próchnicznej oraz zwęglonych szczątków roślin. Warstwa ta ma cechy gleby typu „dark earth”. Do budowy pierwszego grodu doszło nie wcześniej niż w XI stuleciu. Wystawiony wówczas wał tworzył piaszczysty nasyp, licowany kostkami darni. Nie jesteśmy obecnie w stanie zrekonstruować rozległości tego wczesnośredniowiecznego założenia. Datowania bezwzględne oraz klasyczne analizy archeologiczne dowodzą, że około 1330 r. powstała rezydencja na kopcu w typie motte z szeroką fosą, a od XV w. także z dodatkowymi fosami południową i północną. Gródek w Rozprzy stanowił w XIV-XV w. centrum klucza z rozwiniętą działalnością gospodarczą i produkcyjną, opartą o wielokierunkowe rolnictwo. W dolinie w otoczeniu obiektu zarejestrowano liczne ślady obiektów antropogenicznych, w tym: kanałów, grobli, dróg, sztucznych zbiorników wodnych.

Zasadnicze wypełnienie fos stanowią mułki organiczne, torfy i gytie, zawierające liczne fragmenty drewna oraz późnośredniowieczne artefakty i ekofakty. Główna fosa osiągała maksymalną szerokość około 21 m, jej przekrój był trapezowaty, z przegłębieniem od strony wewnętrznej, a głębokość sięgała około 0,5 - 1,1 m. Na skłonach fosy dochodziło do akumulacji osadów stokowych. Ze ścian wykopów, pobrane zostały trzy profile osadów do badań paleoekologicznych, w tym do analiz: palinologicznej, karpologicznej, diatomologicznej oraz paleozoologicznych i geochemicznej. Ich celem było określenie zmian roślinności w obrębie i w otoczeniu fosy oraz rekonstrukcja ewolucji zbiornika od momentu jego powstania około 1330 r. wieku aż do 1944 r. Szczegółowe analizy paleoekologiczne rdzenia osadów wypełnienia fosy dowodzą trzech zasadniczych faz funkcjonowania zbiornika: limnicznej (ok. 1330–1500 r.), telmatycznej (ok. 1500-1700 r.) i terestrycznej (po ok. 1700 r.). W I fazie fosa mogła być przepłukiwana wodą z rzeki przy zastosowaniu zasilania systemem kanałów(?). W otoczeniu gródka i na jego obszarze prowadzona była okresami intensywne działalność gospodarcza, w tym przede wszystkim: uprawy polowe, wypas zwierząt, łaskarstwo, moczenie lnu i konopi (Kittel i in. 2017b).

W obrębie paleokoryta, zlokalizowanego na wschód od grodziska, odsłonięto drewniane konstrukcje, które interpretować należy jako relikty mostu (przeprawy) z połowy XIV w. oraz moczdyła z przełomu późnego średniowiecza i nowożytności. Samo koryto było czynne jeszcze w późnym średniowieczu, czego dowodzą fragmenty ceramiki naczyniowej w osadach odsypów meandrowych. Relikty kolejnego moczdyła, datowanego na XIV w., odkryto w innym paleokorycie ograniczającym od wschodu ostatnie terasowe zajęte przez grodzisko. W stropie wypełnienia obu paleokoryt występuje seria piaszczysto-mułkowych osadów pozakorytowych, których akumulacja miała miejsce w okresie nowożytnym, najwcześniej w XVIII w. Taki wiek wzmożenia aktywności powodziowej Luciąży potwierdzają również wyniki badań wypełnienia fos (Kittel i in., 2017a).

Na zachód od reliktyw grodziska zarejestrowano w wynikach prospekcji geofizycznej zarys dużego paleokoryta. Jego obecność potwierdzono sondowaniami geologicznymi, a wypełnienie zbadano w ramach odkrywki geologicznej. Odsłonięto w niej pełen przekrój wypełnienia paleokoryta, który tworzą gytia grubodetrytusowa przechodząca w torf. Seria ta podścielona jest przez odsypy meandrowe, dla których uzyskano datę ^{14}C 12720±80 BP. Dla spągu gytii uzyskano zaś datę 11070±80 BP, co dowodzi alleroëdzkiego wieku paleokoryta. Jego stopniowe zapełnianie osadami biogenicznymi trwało co najmniej do 3270±40 BP (data stropu torfu). Od około 2230±50 BP zbiornik funkcjonował raczej jako basen popowodziowy.

Należy podkreślić, że początek małej epoki lodowej nie zapisał się wzmożeniem wezbrań w dolinie Luciąży w Rozprzy, dopiero na XVIII lub XIX w. datować należy intensyfikację powodzi, skutkujących akumulacją aluwów pozakorytowych (Kittel i in., 2017a).

Podsumowanie. W Rozprze, dzięki ścisłej współpracy interdyscyplinarnej, analizy nawarstwień archeologicznych dokonywano bezpośrednio na stanowisku z wykorzystaniem warsztatu specjalistów nauk o Ziemi, a następnie uzupełniono o specjalistyczne analizy archeobotaniczne, geochemiczne i sedymentologiczne. Zakres badań objął elementy morfologiczne dna dolin Luciąży w bezpośrednim otoczeniu obiektu, a odkrywki geologiczne eksplorowane były z wykorzystaniem metodyki archeologicznej. Wiele obserwacji i analiz paleośrodowiskowych wykonywano bezpośrednio w obrębie wykopów archeologicznych. Artefakty, obok metod datowań bezwzględnych, stanowiły istotny wyznacznik wieku badanych warstw geologicznych. Stan zachowania obiektów archeologicznych oraz elementów morfologicznych doliny pozwolił na przeprowadzenie szczegółowych badań paleogeograficznych opartych o wyniki analiz paleoekologicznych o dużej rozdzielczości. W ramach projektu wykonana została rekonstrukcja warunków środowiskowych lokalizacji i funkcjonowania wczesnośredniowiecznego ośrodka grodowego na tle paleogeografii doliny Luciąży.

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2013/11/B/HS3/03785. Badania nieinwazyjne wykonano częściowo w ramach priorytetu „Ochrona zabytków archeologicznych”, dofinansowanego przez Ministerstwo Kultury i Dziedzictwa Narodowego - zadanie nr 01619/13.

Literatura:

- GOŹDZIK, J., 1982. Środowisko przyrodnicze osadnictwa średniowiecznego okolic Rozprzy, *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi - Seria Archeologiczna*, 29, 138-151.
- KITTEL, P., SIKORA J., WRONIECKI, P., 2015. The morphology of the Luciąża River valley floor in the vicinity of the Rozprza medieval ring-fort in light of geophysical survey. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 8, 95-106. doi:<http://dx.doi.org/10.2478/7033>.
- KITTEL, P., SIKORA, J., WRONIECKI, P., 2017 (w druku). A Late Medieval motte in the landscape of a small lowland river valley: a case study of Rozprza (Central Poland). *Geoarchaeology*.
- KITTEL, P., ANTCZAK, O., BROOKS, S.J., ELIAS, S.A., KRAPIEC, M., LUOTO, T.P., OKUPNY, D., PAWŁOWSKI, D., PŁOCIENNIK, M., RZODKIEWICZ, M., SIKORA, J., STACHOWICZ-RYBKA, R., WACNIK, A., 2017b. The palaeoecological development and functioning of the Late Medieval moat - multiproxy research at Rozprza, Central Poland, praca w przygotowaniu.
- SIKORA, J., KITTEL, P. WRONIECKI, P., 2015a. Nieinwazyjne badania grodzisk wczesnośredniowiecznych Polski Centralnej i ich zaplecza osadniczego: Chełmo, Rękoraj, Rozprza, Stare Skoszewy, Szydłów, "Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Seria Archeologiczna", 46, 257-300.
- SIKORA, J., KITTEL, P. WRONIECKI, P., 2015b. From a point on the map to a shape in the landscape. Non-invasive verification of medieval ring-forts in Central Poland: Rozprza case study, *Archaeologia Polona*, 53, 510-514.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2004a. Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczna a lokalne, *Acta Geographica Lodziensia*, 86, 1-161.
- WACHECKA-KOTKOWSKA, L., 2004b. Zmiany środowiska doliny dolnej Luciąży w holocenie. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica*, 6, 47–70.

STANOWISKO WIERZCHOWIEC
WARUNKI GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNE I HYDROLOGICZNE TORFOWISK W
KOTLINIE SZCZERCOWSKIEJ I ICH ANTROPOGENICZNE PRZEKSZTAŁCENIA

Jacek FORYSIAK¹, Daniel OKUPNY², Maciej ZIULKIEWICZ³, Dominik KOPEĆ⁴

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90–139 Łódź, ul. Narutowicza 88
jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii,
Zakład Ekorozwoju i Kształtowania Środowiska Geograficznego
30-084 Kraków, ul. Podchorążych 2

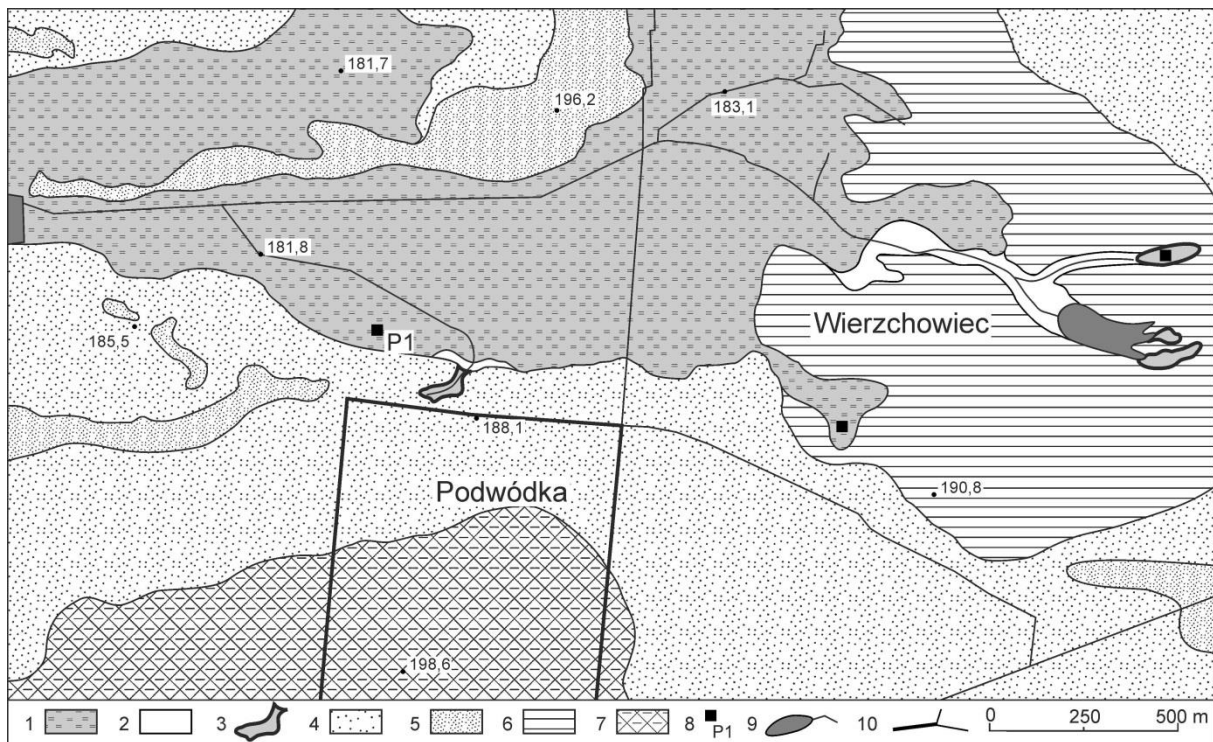
³Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii
90–139 Łódź, ul. Narutowicza 88

⁴Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Ochrony Środowiska,
Katedra Geobotaniki i Ekologii Roślin
90-237 Łódź, ul. Banacha 12/16

Przysiółek o nazwie Wierzchowiec położony jest 6 km na zachód od Bełchatowa, w obrębie stoku Wysoczyzny Bełchatowskiej, przechodzącej w Kotlinę Szczercowską. Dalej w kierunku zachodnim znajduje się rozległe, kotlinowate obniżenie genezy glacialnej, zamknięte wyraźnymi krawędziami, przemodelowanymi w warunkach zimnego klimatu w vistulianie. Wysoczyzna Bełchatowska zbudowana jest w tej części z piasków i żwirów wodnolodowcowych i glin zwałowych zlodowacenia warty, przykrytych polami piasków eolicznych z wydmiami. Powierzchnia terenu wysoczyzny osiąga rzędne do 215 m n.p.m., zaś dno prezentowanego obniżenia położone jest około 180-182 m n.p.m. Zajmuje je stosunkowo rozległe torfowisko Podwódka, w środkowej części tego zatorfionego obniżenia znajduje się wydma. Miąższość pokrywy osadów biogenicznych jest zmienna, w południowej części obniżenia wynosi od 1,0 m do około 2,3 m, na północ od wydmy osiąga 3 metry (średnio nie przekracza jednak 1,5 metra). Maksymalną miąższość osadów biogenicznych - 4,7 m, stwierdzono przy południowej krawędzi w Podwódce w profilu P-1. W stanowisku Wierzchowiec, położonym również w południowej części tego rozległego torfowiska, miąższość pokrywy torfowej wynosi około 1,5 m, którą tworzy torf niski i przejściowy. W tym obszarze złoża wypełnia niewielkie kopalne rozcięcia krawędzi wspomnianego obniżenia, dlatego miąższość osadów jest zmienna, a linia zasięgu złoża nieregularna.

W obrębie krawędzi południowej i wschodniej obniżenia funkcjonują źródła – jedne z najwydajniejszych w regionie łódzkim. W Podwódce znajduje się nisza źródłiskowa, w której odbywa się wypływ wód, dający początek ciekowi spływającemu ku zachodowi do kompleksu stawów. W obrębie wschodniej krawędzi funkcjonuje również kilka źródeł z rozbudowanymi niszami źródłiskowymi (Wierzchowiec, Podwierzchowiec), z których wody odprowadzane są naturalnymi rozcięciami lub rowami na zachód, do sztucznych zbiorników. Jednak w stanowisku Wierzchowiec chemizm wód badanych na torfowisku świadczy o tym, że warunki wodne kształtują się pod wpływem opadów atmosferycznych. Stężenia badanych makroelementów (Ca, Na, SO₄ i Cl) wskazują że ważnym czynnikiem determinującym oblicze hydrochemiczne torfowiska jest proces zateżniania ewaporacyjnego roztworu wód meteorycznych. Poza nim istotne są procesy zachodzące w masie osadów organicznych, m.in. uwalnianie kwasów organicznych, które prowadzi do obniżenia odczynu wyraźnie poniżej wartości właściwych dla opadów atmosferycznych (ze stacji monitoringu IMGW w Sulejowie*) i utlenianie związków siarki przy niskich stanach wody na torfowisku, co przyczynia wodom torfowym ponad trzykrotnie więcej jonu siarczanowego, niż przy stanach przeciętnych i wysokich. Stwierdzony poziom i zakres zmienności badanych elementów hydrochemicznych (pH, PEW, SO₄, Cl, Na, Ca) wskazują, że warunki wodne na powierzchni torfowiska Wierzchowiec są zbliżone do torfowisk wysokich. Jednak szata roślinna w tej części torfowiska ma spektrum gatunków odpowiadających torfowiskom przejściowym.

Wspomniany wcześniej profil osadów biogenicznych z Podwódki (P-1), poddany został analizom pakeoekologicznym: geochemii, makroszczałków roślinnych i Cladocera. W spągowej jego części występują torfy mszyste i turzycowo-mszyste, reprezentujące fazę stałego podtapiania



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny okolic Wierchowca i Podwódki. Objaśnienia: 1 – równiny torfowe, 2 – dna dolin, 3 – nisze źródłiskowe, 4 – pola piasków eolicznych, 5 – wydmy, 6 – równiny rzeczno-peryglacjalne, 7 – równiny wodnolodowcowe, 8 – lokalizacja stanowisk badawczych, 9 – wody powierzchniowe, 10 – drogi

ekosystemu torfotwórczego wodami gruntowymi i są datowane radiowęglowo na 11720 \pm 90 – 9540 \pm 100 lat BP. Osady te cechują się większą średnią zawartością materii mineralnej (11,8%), ale także Fe (10,9 mg/g s.m.), Mn (3,95 μ g/g s.m.) oraz K (0,1 mg/g s.m.). Maksymalne wartości koncentracji wymienionych wyżej pierwiastków kilkakrotnie przekraczają wartości lokalnego tła geochemicznego. Wyżej zalegająca seria holocenijskich torfów szuwarowych i łożowych powstała w warunkach okresowego obniżania się poziomu wody gruntowej (wzrost stopnia rozkładu torfu nawet do 50% oraz wyraźny spadek wskaźnika warunków oksydacyjno-redukcyjnych Fe/Mn). W rozwoju opisywanego torfowiska przejście między vistulianem i holocenem stanowi wyraźną zmianę w składzie chemicznym osadów. Wzrasta koncentracja Na względem K, wskutek dominacji procesów denudacji chemicznej oraz spada wartość wskaźnika erozji zlewni wyrażonego jako suma pierwiastków litofilnych do wapnia (Na+K+Mg/Ca). Natomiast występujący w stropie złoża mursz ziarnisty stanowi zapis przerwania sedimentacji autochtonicznej materii organicznej i rozpoczęcie fazy decesji (ubytku masy torfowej) wskutek działalności gospodarczej. Powierzchnia torfowiska jest przekształcona w wyniku częściowej eksploatacji torfu.

Od 2013 roku na 30 torfowiskach w Kotlinie Szczercowskiej i Wysoczyźnie Bełchatowskiej prowadzony jest monitoring torfowisk. Pomiary i obserwacje obejmują:

- zmiany poziomu wody na torfowiskach, pomiary prowadzone są automatycznie przez divery, które umieszczone są w rurach piezometrycznych, po jednym na każdym z torfowisk; zapis dokonywany jest dwa razy na dobę.
- chemizm wód powierzchniowych na torfowiskach, próbki pobierane są dwa razy do roku
- zmiany pokrywy torfu, stopnia rozkładu oraz antropogeniczne przekształcenia powierzchni terenu otaczającego torfowiska
- zmiany pokrywy roślinnej – roślinności naczyniowej i mszaków, dokonywane na ustalonych powierzchniach badawczych, powtarzane w cyklu rocznym.

Uzyskane w ciągu minionego okresu dane pozwalają stwierdzić silną zależność obserwowanych parametrów od warunków pogodowych, zwłaszcza opadów. Po roku 2014, w którym stan roślinności i położenia lustra wody można określać jako dobry, rok 2015 i 2016 cechowały się niższymi od średniej wieloletniej opadami, zwłaszcza w cieplej połowie roku 2016, co spowodowało

Sesje terenowe

znaczne obniżenie poziomu wody na torfowiskach, zmiany ich składu chemicznego, a przede wszystkim zmiany w składzie botanicznym i silnie zauważalny regres wśród mszaków.

*Dane udostępnione dzięki uprzejmości Głównego Inspektora Ochrony Środowiska w Warszawie

STANOWISKO NAPOLEONÓW
WARUNKI ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO TORFOWISKA NAPOLEONÓW, GENEZA MISY
TORFOWISKA I OSADY WYPEŁNIAJĄCE

Jacek FORYSIAK¹, Daniel OKUPNY², Maciej ZIULKIEWICZ³

¹Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
90–139 Łódź, ul. Narutowicza 88
jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii,
Zakład Ekorozwoju i Kształtowania Środowiska Geograficznego
30-084 Kraków, ul. Podchorążych 2

³Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii
90–139 Łódź, ul. Narutowicza 88

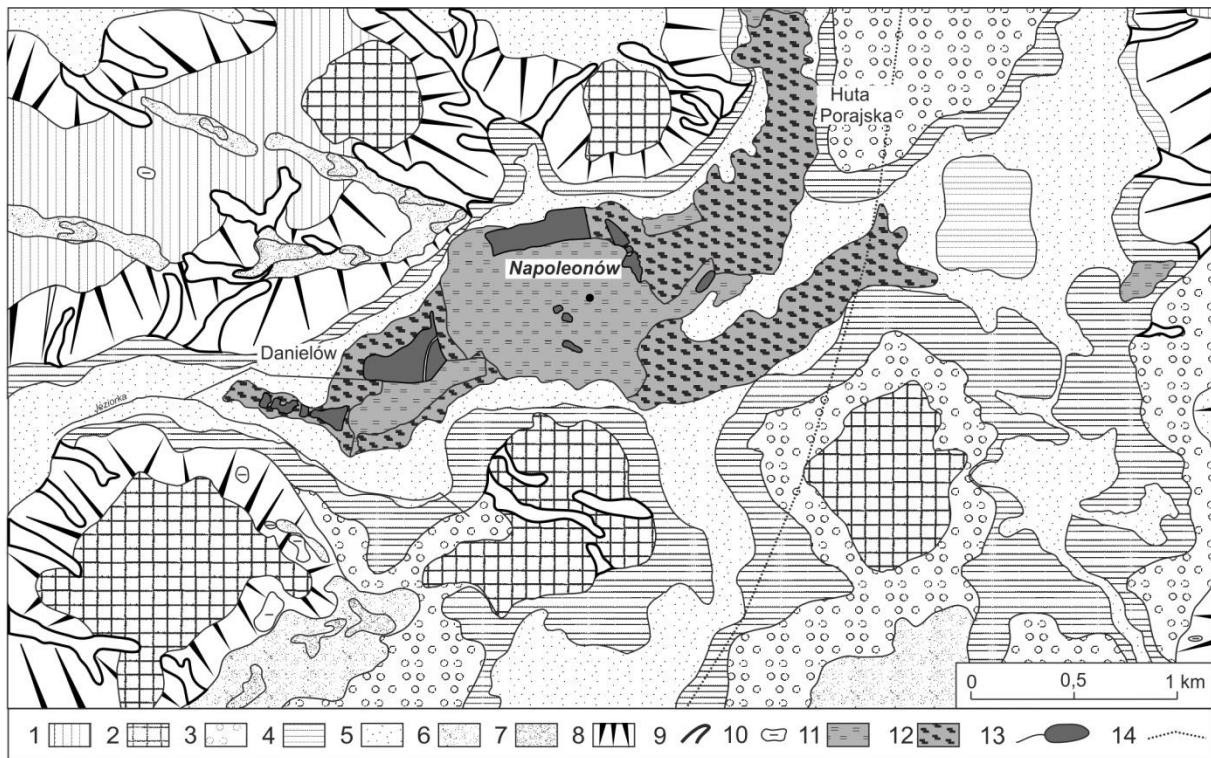
Torfowisko Napoleonów położone jest w obrębie Wysoczyzny Belchatowskiej, pomiędzy Belchatowem a Kamieńskiem. Stanowi ono jedną z części kompleksu mokradeł doliny Jeziorki. Współcześnie dolny odcinek doliny zajmuje zwałowisko zewnętrzne kopalni węgla brunatnego Belchatów (Góra Kamieński), a sztuczne koryto cieków uchodzi do Widawki. Powierzchnia całego kompleksu torfowisk wynosi około 320 ha, a znaczny odsetek w rejonie Napoleonowa stanowią zbiorniki poeksploatacyjne. Współcześnie stosunki wodne na obszarze kompleksu mokradeł są całkowicie przekształcone, wpłynęło na to odwodnienie związane z eksploatacją torfu oraz istnieniem leja depresyjnego w obrębie czwartorzędowych poziomów wodonośnych w otoczeniu odkrywki Belchatów. Bezpośrednio na wschód od opisywanego terenu, przebiega dział wodny między dorzecziami Wisły i Odry.

Torfowisko Napoleonów objęte jest monitoringiem od 2013 roku. Właściwości fizykochemiczne i skład chemiczny wód powierzchniowych w jego obrębie wskazują, że jest to torfowisko niskie. Odczyn wód jest obojętny i słaboalkaliczny, natomiast PEW i stężenia siarczanów rejestrowane były w zakresie wyraźnie podwyższonym względem innych, wcześniej badanych w regionie łódzkim torfowisk, efektywnie zasilanych wodami podziemnymi. Wraz z obserwowanym w ciągu ostatnich dwu sezonów obniżaniem się zwierciadła wód na torfowisku, stwierdzono postępujący wzrost stężeń chlorków i jonu sodowego, czemu towarzyszyło z kolei obniżenie stężeń jonu wapniowego, siarczanowego oraz wartości PEW.

Dolina Jeziorki znajduje się pomiędzy dwoma ciągami moren czołowych zlodowacenia warty. Ich wysokości przekraczają 230 m n.p.m. Stoki są dość krótkie, ale cechują się znacznymi spadkami i porożcinane są dolinami denudacyjnymi. W obrębie stoków, jak i wysoczyzn, występują ciągi wydm o kilkumetrowych wysokościach. Południowe i wschodnie otoczenie stanowią równiny wodnolodowcowe, a rzędne terenu dochodzą tam do 220,0 m n.p.m. Dolina Jeziorki w okresie schyłku zlodowacenia warty stanowiła drogę odpływu wód proglacialnych. W strefie jej dolnego odcinka oraz sąsiedniej dolinie Kamionki udokumentowane zostały osady jeziorne interglacjału eemskiego. Również w podłożu torfowiska Napoleonów występują osady jeziorne i torfowiskowe interglacjału eemskiego i vistulianu (Goździk, 1974). Przykrywają je serie piaszczyste i mułkowe, złożone w warunkach peryglacialnych plenivistulianu, w środkowej części formy osady były deponowane w warunkach basenu o słabym przepływie, na terenie którego w późnym vistulianie powstało mokradło. Przegłębienia w obrębie dna misy mogą potwierdzać sugestie o termokrasowej genezie obniżenia (Goździk, 1974). Torfowisko zajmuje całą szerokość dna doliny. Pierwotna powierzchnia torfowiska była prawdopodobnie płaska (rzędna około 211,0 m n.p.m.) i lekko pochylona ku zachodowi. Do zabagnionego dna doliny przylega piaszczysty poziom plenivistuliański. Nie ma on jednak typowego układu terasy rzecznej, bowiem powstał w wyniku akumulacji w osadów będących efektem denudacji przyległych stoków i wysoczyzn w warunkach klimatu peryglacialnego.

Wykonana w 1958 roku dokumentacja w obrębie złoża Napoleonów (Kędziorek, 1958) obejmowała 30 wierceń geologicznych wraz z pobraniem 18 próbek osadów biogenicznych w dwóch miejscach, opis florystyczny oraz analizy laboratoryjne. Wyniki tych prac wskazują na występowanie ponad pięciometrowej warstwy utworów biogenicznych w środkowej i zachodniej części torfowiska,

głównie torf zielny ora turzycowo-mszysty oraz gytia węglanowa i ilasta. Średnia miąższość osadów biogenicznych określono na 1,04 metra zaś ich zasoby 3702 tys. m³. Niemal na całej powierzchni



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny. Objasnienia: 1 – wysoczyzna morenowa, falista; 2 – pagórki morenowe; 3 – równina wodnolodowcowa; 4 – poziom rzeczno-peryglacjalny; 5 – dna dolin; 6 – pola piasków eolicznych; 7 – wydmy; 8 – stoki; 9 – doliny denudacyjne; 10 – zagłębienia bezodpływowe; 11 – torfowisko; 12 – części torfowiska silnie przekształcone w wyniku eksploatacji; 13 – zbiorniki poeksploatacyjne i ciekii; 14 – drogi

torfowiska wydzielono łąkę turzycowo-mszystą z dominującym udziałem *Carex stallulata*, *Carex rostrata* oraz *Carex fusca*. Jedynie w pasie o szerokości 100-150 metrów wokół zbiornika (jeziora) w środkowej części występował szuwar trzcinowy z *Phragmites communis* i *Equisetum limosum*.

W ramach prac geologicznych prowadzonych w latach siedemdziesiątych pobrany został rdzeń osadów biogenicznych o miąższości nieznacznie przekraczającej 3,0 m (Goździk, 1974; Balwierz, 1980). Analizie pyłkowej poddano rdzeń Napoleonów I (0,22– 3,21 m). Spągową część serii stanowił zapiaszczony torf. Diagram pyłkowy wskazuje znaczny udział roślin zielnych (ponad 20 % turzycowatych), z dominacją sosny wśród drzew, jak i wyraźnym śladem wierzby i jałowca. Odcinek ten jest korelowany z młodszym dryasem. Powyżej, w warstwie rozłożonego torfu, uwidocznił się wzrost sumy pyłku drzew, przy wzrastającym udziale pyłku drzew liściastych (leszczyny, dębu czy wiązu), co pozwoliło na powiązanie go z wczesnym holocenem. Stwierdzony powyżej poziom torfu przypisano do okresu atlantyckiego, zaś spągową warstwę około 80 cm skorelowano z okresami subborealnym i subatlantyckim (Balwierz, 1980).

Przeprowadzone w ostatnim czasie wiercenia ręczne w północnej części złoża, w sąsiedztwie wsi Napoleonów, potwierdziły wyniki dokumentacji z roku 1958. Miąższość osadów biogenicznych przekracza tutaj 4 metry. Pobrany został rdzeń osadów, gdzie na piasku z szczątkami organicznymi zalegającym na głębokości 4,90-4,95 m stwierdzono sekwencję utworów jeziorno-torfowiskowych: w spągu gytie mułkowo-detrytusową, następnie torf mszysty i gytie detrytusową (3,00-4,40 m). Powyżej zalegają torfy mszysto-zielne, zaś stropowy odcinek o miąższości 0,75 m to silnie rozłożony torf i mursz, będący efektem głębokiego odwodnienia złoża.

Literatura:

Sesje terenowe

- BALWIERZ, Z., 1980. Analiza palinologiczna późnoglacialnych i holocenijskich osadów z torfowiska w Napoleonowie. *Acta Universitatis. Lodzensis, Zeszyty Naukowe UŁ, II, 22*, 151-157.
- GOŹDZIK, J., 1974. Osady pełni würmu w zagłębieniu jeziornym w Napoleonowie. Pierwsze krajowe sympozjum paleolimnologiczne we Włocławku. Streszczenia referatów i komunikatów. Warszawa.
- KĘDZIOREK, J., 1958. Dokumentacja geologiczna złoża torfu „Danielów” (podkategoria badań C2). Maszynopis. Zakład Ekologii Roślin, Uniwersytet Warszawski.

Uczestnicy konferencji

mgr **Szymon Belzyt**
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
Instytut Geologii,
Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
szymon.belzyt@amu.edu.pl

prof. dr hab. **Mirosław Blaszkiewicz**
Instytut Geografii PAN,
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
mirek@geopan.torun.pl

dr **Andreas Börner**
State authority for Environment,
Nature Protection and Geology of Mecklenburg-
Western Pomerania
Goldberger Str. 12, 18273 Güstrow, Germany
andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

dr **Eva Břízová**
Czech Geological Survey
Klárov 3/131, 118 21 Prague 1
eva.brizova@geology.cz

mgr **Małgorzata Bronikowska**
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
Instytut Geologii, Poznań
Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
malgorzata.bronikowska@amu.edu.pl

mgr **Dorota Brzozowicz**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
d.brzozowicz@wp.pl

dr hab. **Piotr Czubla**, prof. ndzw. UŁ
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Pracownia Geologii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
piotr.czubla@geo.uni.lodz.pl

dr **Danuta Dzeduszyńska**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
danuta.dzeduszynska@geo.uni.lodz.pl

prof. dr hab. **Stanisław Fedorowicz**
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii
I Geografii, Instytut Geografii, Katedra
Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
geosf@ug.edu.pl

dr hab. **Jacek Forysiak**, prof. ndzw, UŁ
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

mgr **Małgorzata Frydrych**
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk
Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
malgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl

dr hab. **Piotr Gębica**, prof. ndzw.
Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania
w Rzeszowie
ul. Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów
piotrgebica@wp.pl

dr **Jan S. Goździk**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
gozdzik@geo.uni.lodz.pl

prof. dr hab. **Zdzisław Jary**
Uniwersytet Wrocławski,
Wydz. Nauk o Ziemi i Kształtowania Środ.,
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
Zakład Geografii Fizycznej
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
zdzislaw.jary@uwr.edu.pl

dr hab. **Piotr Kittel**, prof. ndzw. UŁ
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

mgr **Sławomir Kowalski**
LBGR Brandenburg
Inselstr. 26,
03046 Cottbus, Germany
slawomir.kowalski@lbr.brandenburg.de

Uczestnicy konferencji

dr **Jarmila Krzymińska**
Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy
Instytut Badawczy,
Oddział Geologii Morza PIG-PIB
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk
jarmila.krzyminska@pgi.gov.pl

mgr inż. **Bolesław Krzyszkowski**
Wrocław

prof. dr hab. **Dariusz Krzyszkowski**
Uniwersytet Wrocławski,
Wydz. Nauk o Ziemi i Kształtowania Środ.,
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
Zakład Geografii Fizycznej
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
dariusz.krzyszkowski@uwr.edu.pl

dr **Tomasz Krzywicki**
Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy
Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tkrz@pgi.gov.pl

dr **Malgorzata Ludwikowska-Kędzia**
Uniwersytet Jana Kochanowskiego,
Instytut Geografii,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406, Kielce
margludwik@gmail.com

mgr inż. **Anna Malka**
ul. Niepodległości 7d/1, 83-110 Tczew
amalk@pgi.gov.pl

prof. dr hab. **Leszek Marks**
Uniwersytet Warszawski,
Instytut Geologii Podstawowej,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
leszek.marks@uw.edu.pl

dr hab. **Adam Michczyński**, prof. ndzw. PŚ
Politechnika Śląska, Instytut Fizyki,
Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-
Dydaktyczne Politechniki Śląskiej
ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice
adam.michczynski@polsl.pl

dr hab. inż. **Danuta J. Michczyńska**
Politechnika Śląska, Instytut Fizyki,
Instytut Fizyki – Centrum Naukowo-
Dydaktyczne Politechniki Śląskiej
ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice
danuta.michczynska@polsl.pl

dr hab. **Joanna Mirosław-Grabowska**
Instytut Nauk Geologicznych PAN,
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
jmirosla@twarda.pan.pl

mgr **Mateusz Mleczak**
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
Instytut Geologii,
Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
mateusz.mleczak@amu.edu.pl

dr hab. **Wojciech Morawski**, prof. ndzw. PIG-
PIB
Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy
Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
Wojciech.morawski@pgi.gov.pl

dr **Przemysław Mroczek**
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Zakład
Geoekologii i Paleogeografii,
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
loess@poczta.umcs.lublin.pl

mgr **Agnieszka Mroczkowska**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
A_Mroczkowska@outlook.com

mgr **Agnieszka Muzińska**
Uniwersytet Warszawski,
Instytut Geologii Podstawowej,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
a.muzinska@uw.edu.pl

dr **Monika Niska**
Akademia Pomorska,
Instytut Geografii i Studiów Regionalnych,
ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk
monikaniska@wp.pl

Uczestnicy konferencji

prof. dr hab. **Jerzy Nitychoruk**
Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana
Pawła II w Białej Podlaskiej
Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska
jerzy.nitychoruk@pswbp.pl

dr **Daniel Okupny**
Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN,
Instytut Geografii,
ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków
daniel.okupny@up.krakow.pl

dr **Anna Orłowska**
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w
Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gosp. Przestrz.
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl

dr hab. **Joanna Petera-Zganiacz**, prof. ndzw. UŁ
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
joanna.petera@geo.uni.lodz.pl

mgr **Wiktor Piech**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
piechwiktor@gmail.com

dr hab. **Małgorzata Pisarska-Jamroży**, prof.
ndzw. UAM
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
Instytut Geologii,
Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
pisanka@amu.edu.pl

dr hab. **Zbigniew Rdzany**, prof. ndzw. UŁ
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk
Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl

dr hab. **Małgorzata Roman**, prof. ndzw. UŁ
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
małgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

dr **Joanna Rychel**
Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy
Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
joanna.rychel@pgi.gov.pl

dr **Tomasz Salamon**
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi,
Katedra Geologii Podstawowej,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
tomasz.salamon@us.edu.pl

dr **Cyprian Seul**
ul. Wiosny Ludów 38/4, 71-471 Szczecin,
seulcyprian@wp.pl,
Cyprian.Seul@zut.edu.pl

mgr **Jacek Skurzyński**
Uniwersytet Wrocławski,
Wydz. Nauk o Ziemi i Kształtowania Środ.,
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
Zakład Geografii Fizycznej
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław
jacek.skurzynski@uwr.edu.pl

dr **Artur Sobczyk**
Uniwersytet Wrocławski,
Wydz. Nauk o Ziemi i Kształtowania Środ.,
Instytut Nauk Geologicznych,
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław
artur.sobczyk@uwr.edu.pl

dr **Robert Sokółowski**
Uniwersytet Gdański,
Instytut Oceanografii,
Al. Marsz. J. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
r.sokolowski@ug.gda.pl

mgr **Bartosz Stępień**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
stepienbart@gmail.com

prof. dr hab. **Krystyna Turkowska**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
kturkow@wp.pl

Uczestnicy konferencji

dr hab. **Juliusz Twardy**, prof. ndzw. UŁ
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
juliusz.twardy@geo.uni.lodz.pl

dr **Karol Tylmann**
Uniwersytet Gdański,
Instytut Oceanografii,
Al. Marsz. J. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
k.tylman@ug.edu.pl

dr **Lucyna Wachecka-Kotkowska**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

mgr **Dariusz Wieczorek**
dariusz.a.wieczorek@gmail.com

dr **Piotr P. Woźniak**
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i
Geografii, Instytut Geografii, Katedra
Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
geopw@ug.edu.pl

dr **Paweł Zieliński**
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w
Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki
Przestrzennej, Zakład Geoekologii i
Paleogeografii
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
pziel@umcs.pl

dr **Maciej Ziulkiewicz**
Uniwersytet Łódzki,
Wydział Nauk Geograficznych,
Pracownia Geologii
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
maciej.ziulkiewicz@geo.uni.lodz.pl

mgr inż. **Bolesław Zwińczak**
Zakład Geotechnika,
Akacjowa 16, 10-179 Olsztyn,
geotechnika@geotechnika.com.pl

dr **Marcin Żarski**
Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy
Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
mzar@pgi.gov.pl

PRACOWNICY DZIAŁU GEOLOGICZNEGO

mgr inż. **Marek W. Jończyk**
mgr inż. **Katarzyna Kowalska**
mgr inż. **Adam Kucia**
mgr inż. **Anna Skórzak**

PGE Górnictwo i Energetyka Konwencjonalna
S.A., Dział Geologiczny, Oddział Kopalnia
Węgla Brunatnego Bełchatów
ul. Św. Barbary 3, 97-400 Rogowiec

STUDENCI WYDZIAŁU NAUK GEOGRAFICZNYCH
UNIwersytetu Łódzkiego

Małgorzata Mielczarek
Marta Rudna

Suplement

REKONSTRUKCJA ZMIAN KONCENTRACJI IZOTOPU WĘGLA ¹⁴C W ATMOSFERZE W OKRESIE PÓŹNEGO GLACJAŁU NA PODSTAWIE ROCZNYCH PRZYROSTÓW SUBFOSYLNICH SOSEN (*PINUS SYLVESTRIS L.*) Z OKOLIC KWIATKOWA

Marek KRĄPIEC¹, Danuta J. MICHCZYŃSKA², Adam MICHCZYŃSKI², Tomasz GOSLAR^{3,4},
Joanna BARNIAK¹, Natalia NAWROCKA¹, Jacek PAWLYTA², Natalia PIOTROWSKA²,
Elżbieta SZYCHOWSKA-KRĄPIEC¹, Bogusława WALISZEWSKA⁵, Magdalena ZBOROWSKA⁵

¹AGH, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
30-059 Kraków, Al. Mickiewicza 30

²Politechnika Śląska, Instytut Fizyki - CND,
44-100 Gliwice, ul. Konarskiego 22B

³Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Wydział Fizyki, Poznań

⁴Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe, Fundacja UAM,
61-612 Poznań, ul. Rubież 46

⁵Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, Wydział Technologii Drewna,
60-637 Poznań, ul. Wojska Polskiego 38/42

Nasz projekt miał na celu skonstruowanie chronologii sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris L.*) dla okresu późnego glaciału oraz zrekonstruowanie zmian koncentracji izotopu ¹⁴C. Miejsce badań - Kwiatków - okazało się bardzo perspektywicznym miejscem, w którym znaleziono drewno z końca Allerødu. Na późno-vistuliańskiej tarasie doliny rzeki Warty napotkano poziom organiczny z tak zwanym "kopalnym lasem".

We wstępnej fazie realizacji projektu przetestowaliśmy kilka metod wstępnej preparatyki chemicznej próbek drewna w trzech laboratoriach (Gliwice, Kraków i Poznań) w celu znalezienia najbardziej stabilnej, powtarzalnej i wiarygodnej. Wyniki metod wstępnej preparatyki testowano przy użyciu spektroskopii FTIR i pomiarów $\delta^{13}\text{C}$. Porównano także wartości dat radiowęglowych AMS otrzymane dla próbek poddanych różnym metodom preparatyki wstępnej. Stwierdziliśmy, że nie ma istotnych różnic między otrzymanymi wiekami radiowęglowymi. Natomiast wyniki pomiarów FTIR oraz $\delta^{13}\text{C}$ wskazały, że dla celów naszych analiz najbardziej stabilną, powtarzalną i wiarygodną metodami wstępnej preparatyki chemicznej jest metoda prowadząca do uzyskania alfa-celulozy z wykorzystaniem kwasu solnego na etapie wybielania. Wybraną metodę można skrótowo opisać jako: Merceryzacja + ABA + wybielanie ($\text{NaClO}_2 + \text{HCl}$) + 10% NaOH + 17% NaOH.

Dendrochronologiczne analizy ponad 267 próbek, przeprowadzone zgodnie z wymaganiami metody, pozwoliły na skonstruowanie chronologii obejmującej prawie 300 lat. Jej datowanie bezwzględne metodą wiggle-matching zakotwicza chronologię do okresu ok. 13817-13557 (± 6) cal BP. Wykonane badania mogą być przyczynkiem do poprawy rozdzielczości krzywej kalibracyjnej IntCal wykorzystywanej do kalibracji dat radiowęglowych.

Prezentowane wyniki uzyskano w ramach realizacji grantu NCN (nr umowy:
UMO-013/09/B/ST/10/02249)