

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych UAM
Komitet Badań Czwartorzędu PAN
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich



Przewodnik
Terenowych Warsztatów Sedymentologicznych
pod hasłem

**„Sedymentologia i rozwój strukturalny osadów rzecznych
i lodowcowych kenozoiku Polski środkowej”**



Termin: 11–15 września 2023 roku

Miejsce warsztatów:

Ośrodek Szkoleniowo-Wypoczynkowy Gwarek
ul. Leśna 5, Ślesin k. Konina

Patronat Honorowy:
Jej Magnificencja
Prof. dr hab. Bogumiła Kaniewska
Rektor Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Przewodnik Terenowych Warsztatów Sedymologicznych
poświęconych jubileuszowi 70. urodzin
prof. dra hab. Tomasza Zielińskiego

SEDYMENTOLOGIA I ROZWÓJ STRUKTURALNY OSADÓW
RZECZNYCH I LODOWCOWYCH KENOZOIKU
POLSKI ŚRODKOWEJ

SEDIMENTOLOGY AND STRUCTURAL DEVELOPMENT OF FLUVIAL
AND GLACIAL SEDIMENTS OF THE CENOZOIC
OF CENTRAL POLAND

Ślesin, 11–15 września 2023 roku

Redakcja naukowa:
Marek Widera, Piotr Hermanowski

Instytut Geologii, Poznań 2023

Komitet Naukowy

Prof. dr hab. Mirosław Błaszkiwicz (PAN, Toruń)
Prof. dr hab. Zdzisław Jary (UWr, Wrocław)
Prof. PAN dr hab. inż. Piotr Krzywiec (PAN, Warszawa)
Prof. dr hab. Grzegorz Rachlewicz (UAM, Poznań)
Prof. UMCS dr hab. Sławomir Terpiłowski (UMCS, Lublin)
Prof. UMK dr hab. Piotr Weckwerth (UMK, Toruń)
Prof. dr hab. Anna Wysocka (UW, Warszawa)
Prof. dr hab. Wojciech Wysota (UMK, Toruń)

Komitet Organizacyjny

Prof. UAM dr hab. Wojciech Włodarski
Lic. Julia Gandecka
Dr Beata Gruszka
Prof. UAM dr hab. Piotr Hermanowski
Dr Ewelina Lipka
Lic. Kamil Niezgodzki
Prof. UAM dr hab. Dominik Pawłowski
Prof. UAM dr hab. Kamilla Pawłowska
Prof. UAM dr hab. Marek Widera

Prowadzący wycieczki terenowe

Prof. UAM dr hab. Julita Biernacka (UAM, Poznań)
Dr Małgorzata Frydrych (UŁ, Łódź)
Dr Beata Gruszka (UAM, Poznań)
Prof. UAM dr hab. Piotr Hermanowski (UAM, Poznań)
Mgr Jakub Klęsk (UAM, Poznań)
Dr hab. Radosław Mieszkowski (UW, Warszawa)
Dr Anna Orłowska (UMCS, Lublin)
Dr Piotr Papiernik (Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne, Łódź)
Prof. UŁ dr hab. Zbigniew Rdzany (UŁ, Łódź)
Dr Radosław Wasiluk (PIG-PIB, Warszawa)
Prof. UAM dr hab. Marek Widera (UAM, Poznań)
Prof. UAM dr hab. Wojciech Włodarski (UAM, Poznań)

Patronat Honorowy

JM Rektor UAM prof. dr hab. Bogumiła Kaniewska

Patronat

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Komitet Badań Czwartorzędu

Sponsorzy



GAMBIT Centrum Oprogramowania
i Szkoleń Sp. z o.o.

Organizator

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu



Ten utwór jest dostępny na licencji Creative Commons
Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Na tych samych
warunkach 4.0 Międzynarodowe

Słowo wstępne

Terenowe Warsztaty Sedymentologiczne nie odbywały się przez kilka ostatnich lat, między innymi ze względów pandemicznych, dlatego postanowiliśmy je reaktywować. Okazja ku temu nadarzyła się nie byle jaka, gdyż pomysł ich zorganizowania zbiegł się z 70. urodzinami prof. dra hab. Tomasza Zielińskiego – wybitnego sedymentologa, zwłaszcza badacza osadów klastycznych czwartorzędu, neogenu i triasu, a przede wszystkim autora podręcznika „Sedymentologia. Osady rzek i jezior” (2014). Był On nie tylko aktywnym uczestnikiem, ale też przez wiele lat koordynował organizację wspomnianych warsztatów. Dlatego uważamy, że tak jak nam również Państwu miło będzie spotkać się z Jubilatem tam, gdzie czuje się On najlepiej, czyli w terenie.

Organizacja warsztatów nie byłaby możliwa bez życzliwości i wsparcia władz Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych oraz Instytutu Geologii. Rektor UAM, prof. Bogumile Kaniewskiej, Dziekanowi WNGiG, prof. Grzegorzowi Rachlewiczowi, i firmie GAMBIT Sp. z o.o. wyrażamy wdzięczność za finansowe zasilenie warsztatów, przez co koszty uczestnictwa w nich są nieco mniejsze. Należy też wspomnieć o osobach spoza UAM, które aktywnie uczestniczyły zarówno w przygotowaniu i omawianiu stanowisk terenowych, jak i wygłosiły referaty oraz zaprezentowały postery w czasie warsztatów. Wszystkim razem i każdemu z osobna bardzo uprzejmie dziękujemy.

Mamy głęboko uzasadnioną nadzieję, że spotkanie sedymentologów, geomorfologów, geologów strukturalnych i tektoników będzie dobrą i bardzo pożyteczną okazją do wymiany poglądów między naukowcami reprezentującymi różne ośrodki badawcze w Polsce. Zgodnie z hasłem przewodnim warsztatów pragniemy zakres omawianych i dyskutowanych problemów ograniczyć do kenozoicznych środowisk rzecznych i lodowcowych w zapisie sedymentologicznym i strukturalnym. Zaprezentujemy w terenie osady kenozoiczne z okolic Konina, Turku i Łęczycy, licząc że Państwo w swoich referatach i na posterach przedstawicie wyniki swoich najnowszych badań osadów tego wieku z innych części Polski.

Jako organizatorzy pragniemy, żeby nasze spotkanie przyniosło ogrom satysfakcji każdemu z uczestników, a nade wszystko naszemu Jubilatowi, prof. Tomaszowi Zielińskiemu. Tak więc, życzymy Państwu udanego udziału, wielu interesujących obserwacji, nawiązanych znajomości i miłych wspomnień po Terenowych Warsztatach Sedymentologicznych w Ślesinie.

Komitety Organizacyjny

Spis treści

Program warsztatów	7
Wprowadzenie do geologii obszaru warsztatów	9
Szkic tektoniczno-geologiczny kenozoiku w okolicach Konina – M. Widera	10
Wycieczki terenowe	19
Miocenne środowiska rzeczne: tektonika i sedimentologia – M. Widera, J. Klęsk	20
Stanowisko Jóźwin IIB – M. Widera, J. Klęsk	28
Stanowisko Tomisławice – M. Widera, J. Klęsk	30
Rola sedimentacji synfaldowej w rozwoju strukturalnym moreny pchniętej podczas recesji zlodowacenia warty – W. Włodarski, B. Gruszka, M. Frydrych, Z. Rdzany, J. Biernacka	32
Stanowisko Siedlątków – W. Włodarski, B. Gruszka, M. Frydrych, Z. Rdzany, J. Biernacka	41
Geneza Pagórków Żłotogórskich w ciągu moren czołowych maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia – M. Widera	49
Stanowiska Gołąbki – M. Widera	56
Geometria i rozwój wałów lodowo-morenowych na obszarze moreny kutnowskiej – W. Włodarski, A. Orłowska, R. Wasiluk, R. Mieszkowski	58
Stanowisko Daszyna – W. Włodarski, A. Orłowska, R. Wasiluk	66
Stanowisko Rudniki – W. Włodarski, A. Orłowska, R. Mieszkowski, R. Wasiluk	73
Budowa geologiczna wysoczyzny północnokonińskiej – procesy oraz osady glacjalne i fluwioglacjalne – P. Hermanowski, W. Włodarski, M. Widera	78
Stanowisko Maliniec – P. Hermanowski, W. Włodarski, M. Widera	86
Streszczenia referatów	90
Pradolina Warszawsko-Berlińska między Łowiczem i Kołem oraz litologia utworów jej wypełnienia – J. Forysiak, A. Majecka, L. Marks, Ł. Bujak	91
Osady wczesopermskich rzek okresowych basenu śródsudeckiego (SW Polska) – przykład formacji z Krajanowa – A. Kowalski, M. Furca	92
Tektonika versus sedimentacja w kenozoiku na Nizinie Polskiej – perspektywa sejsmiczna – P. Krzywiec	93
Rekonstrukcje zmian poziomu wody w starorzeczach w oparciu o wyniki analizy wioślarek – D. Pawłowski	94
Aspekty paleogeografii czwartorzędu w badaniach prowadzonych w odkrywkach KWB Adamów – J. Petera-Zganiacz, J. Forysiak	95

Osady stromej delty gilbertowskiej w środowisku kemowym – przykład z Wysoczyzny Kolneńskiej – T. Salamon, T. Zieliński	96
Zróźnicowanie facjalne osadów miocenu w klifach Pomorza Gdańskiego – R.J. Sokołowski	97
Modelowanie scenariuszy trzęsień ziemi i tsunami we wschodniej części Morza Śródziemnego – archeologiczno-geologiczne studium przypadku dla stanowiska Porphyreon (Liban) – R. Staniszewski, A. Wysocka, A. Filipek, A. Kotarba, U. Wicenciak, T. Waliszewski	98
Ku obiektywizacji analiz kształtu ziaren kwarcu – parametry morfometryczne Morphologi G3SE ziaren EL i RM (metoda Cailleux) – J. Szymańda, K. Witkowski, J. Forsyjak, J. Petera-Zganiacz, D. Dzieduszyńska	99
Osuwisko jako czynnik kształtujący system anastomozujący na przykładzie Drwinki w Krakowie – K. Witkowski, J. Szymańda	100
Sandr suwalski – ponowne spojrzenie na osady i warunki sedimentacji – P. Weckwerth, W. Wysota, E. Kalińska, J.A. Piotrowski, H. Alexanderson, A. Krawiec, M. Chabowski, J. Martewicz, M.K. Suwiński, W. Marcinkowska	101
Wyrwane karty z kalendarza poznańskiej sedimentologii – J. Wojewoda	103
Streszczenia posterów	105
Zapis późnoplejstocенskich trzęsień ziemi w nieskonsolidowanych osadach glacialimnicznych na Półwyspie Gnit (Wyspa Uznam, NE Niemcy) – Sz. Belzyt, M. Pisarska-Jamroz, A. Börner, G. Hoffmann, M. Kenzler, H. Rother, H. Steffen, R. Steffen	106
Zapis paleośrodowiska w osadach plenivistulianu stanowiska Warena – D. Brzozowicz, J. Petera-Zganiacz	107
R2-D2* w odślonięciu – czyli jak zaprząć nowe technologie do prac terenowych – W. Danel, K. Majewski	108
Zmiany klimatu zapisane we właściwościach granulometrycznych sekwencji lessowo-glebowych w Polsce – M. Krawczyk, Z. Jary, M. Łopuch	109
Glacimarginalny stożek powstały podczas deglacjacji zlodowacenia odrzańskiego na stanowisku w Mokreszowie na Przedgórzu Sudeckim, SW Polska – D. Krzyszkowski, L. Wachecka-Kotkowska, J. Skurzyński	110
Osady stożków pośrednich na północnych stokach Pasma Bielińskiego (Góry Świętokrzyskie) zapisem zmian warunków klimatycznych MIS8-MIS2 – M. Ludwikowska-Kędzia, D. Michczyńska	111
Zapis powodzi lodowcowych w wybranych cechach teksturalnych osadów północno-wschodniej Polski – W. Marcinkowska, P. Weckwerth	113
Cechy morfologiczne ziaren kwarcu osadów powodzi glacialnych Suwalszczyzny – J. Martewicz, E. Kalińska, P. Weckwerth	114
Środowiska depozycji szczątków nosorożca włochatego i mamuta włochatego w Polsce – K. Pawłowska	115
Wskaźniki kierunku ruchu ostatniego lądolodu skandynawskiego na obszarze centralnej i północnej Polski – M. Roman	116
Zapis historycznego hutnictwa żelaza w rzeźbie terenu i w osadach wybranych zlewni rzecznych – P. Rutkiewicz	117
Zmiany klimatu i środowiska w okresie środkowy-późny plejstocen rejestrowane w paleojeziorach północnego Mazowsza – J. Rychel, D. Sieradz, J. Mirosław-Grabowska, B. Massalska	118

Nowe stanowisko interglacjatu eemskiego w Białych Błotach (Polska centralna) – wyniki analiz multi-proxy – D. Sieradz, J. Rychel, J. Mirosław-Grabowska, B. Massalska	119
Typy morfometryczne form akumulacji powodzi lodowcowych oraz rekonstrukcja ich środowiska depozycyjnego w północno-wschodniej Polsce – M.K. Suwiński, P. Weckwerth	120
Cechy sedymentacyjne i wiek gliny lodowcowej w stanowisku Gronowo Polskie (krawędź Doliny Dolnej Wisły) – K. Tylmann, Ł. Elwirski, A. Jobska, P. Moska, D. Moskalewicz, O. Reutt, P.P. Woźniak	121
Czy obiekty zawierające osady kenozoiczne mogą być atrakcyjne dla geoturystyki? Przykłady geostanowisk Świętokrzyskiego Światowego Geoparku UNESCO – W. Wesółowski	122
Wybrane zagadnienia geoturystyczne południowej części Pałuk – J. Wojewoda	124
Stanowisko Złotoryja-Rokitki po 30 latach – nowe dane do jednej z ostatnich polemik naukowych w polskiej literaturze geologicznej – J. Wojewoda, D. Kasza, D. Sokalski	124

Program warsztatów

Poniedziałek, 11 września 2023 r.

Rejestracja uczestników do godz. 12.00

12.00–12.15 Powitanie uczestników

12.15–14.15 Sesja jubileuszowa z okazji 70. urodzin prof. dr. hab. Tomasza Zielińskiego

14.15–15.30 Przerwa obiadowa

15.30–17.00 Sesja referatowa (5 referatów po 15 min. plus 5 min. dyskusja)

17.00–17.15 Przerwa kawowa

17.15–18.45 Sesja referatowa (5 referatów po 15 min. plus 5 min. dyskusja)

19.00–... Kolacja i spotkanie towarzyskie

Wtorek, 12 września 2023 r.

8.00–8.45 Śniadanie

9.00–15.30 Wycieczka terenowa (MAREK WIDERA, JAKUB KLĘSK)

Temat przewodni: Miocenne środowiska rzeczne: tektonika i sedymentologia

Stanowiska: odkrywki Kopalni Węgla Brunatnego Konin (Józwin IIB, Tomiszewice)

Problematyka: odkrywka Józwin IIB – litostratygrafia kenozoiku na obszarze złoża „Pątnów IV”, paleogene i neogene środowiska sedymentacyjne; tektoniczne i paleośrodowiskowe uwarunkowania rozwoju torfowisk mioceńskich; deformacje pokładu węglowego; „ity poznańskie”, a rzeki anastomozujące; odkrywka Tomiszewice – litostratygrafia kenozoiku na obszarze złoża „Tomiszewice”; makropetrografia, depozycja i kompaktacja pokładu węglowego; międzywęglowe osady klastyczne jako sedymentologiczny zapis paleopowodzi na obszarze mioceńskich torfowisk (stożki krewasowe i jeziora)

16.00–17.00 Przerwa obiadowa

17.30–19.00 Sesja referatowa/posterowa

19.00–... Kolacja

Środa, 13 września 2023 r.

8.00–8.45 Śniadanie

9.00–14.00 Wycieczka terenowa (WOJCIECH WŁODARSKI, BEATA GRUSZKA, MAŁGORZATA FRYDRYCH, ZBIGNIEW RDZANY, JULITA BIERNACKA)

Temat przewodni: Rola sedymentacji synfałdowej w rozwoju strukturalnym moreny pchniętej podczas regresji zlodowacenia warty

Stanowisko: Siedlątków, klif zbiornika Jezioro

Problematyka: geometria i kinematyka fałdów glaciektonicznych w świetle interpretacji uskoku akomodujących fałdowanie; zróżnicowanie litologiczne, zmiany miąższości oraz kontakty stratygraficzne w obrębie sfałdowanych osadów; geneza gruboklastycznych osadów typu jökulhlaup; wpływ deformacji glaciektonicznych na migrację wód porowych i cementację węglanową.

14.00–15.00 Przerwa obiadowa

15.00–18.30 Wycieczka terenowa (MAREK WIDERA)

Temat przewodni: Geneza Pagórków Złotogórskich w ciągu moren czołowych maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia

Stanowiska: Gołębki

Problematyka: rozwój poglądów na temat genezy i wieku Pagórków Złotogórskich; analiza morfometryczna; sedymentologia osadów w odstąpieniach; model konceptualny powstania Pagórków Złotogórskich

19.00–... Kolacja

Czwartek, 14 września 2023 r.

8.00–8.45 Śniadanie

9.00–15.00 Wycieczka terenowa (WOJCIECH WŁODARSKI, ANNA ORŁOWSKA, RADOSŁAW WASILUK, RADOSŁAW MIESZKOWSKI)

Temat przewodni: Geometria i rozwój wałów lodowo-morenowych na obszarze moreny kutnowskiej

Stanowiska: Daszyna, Rudniki

Problematyka: geometria i kinematyka struktur kolapsyjnych w świetle interpretacji uskoków normalnych i odwróconych; zapis sedymencji synfaldowej w osadach supraglacialnych; trójkątne pryzmy glin lodowcowych; rekonstrukcja paleotopografii wałów lodowo-morenowych na podstawie geometrii struktur kolapsyjnych; wpływ tektoniki/glacitektoniki na ruch kompresyjny lądolodu warciańskiego i wykształcenie regularnych asymetrycznych wałów lodowo-morenowych

15.00–16.00 Przerwa obiadowa

17.00–18.30 Wietrzychowice: megality – krajobraz kulturowy „polskich piramid”

19.00–... Ognisko

Piątek, 15 września 2023 r.

8.00–8.45 Śniadanie

9.00–13.30 Wycieczka terenowa (PIOTR HERMANOWSKI, WOJCIECH WŁODARSKI, MAREK WIDERA)

Temat przewodni: Budowa geologiczna wysoczyzny północnokonińskiej – procesy i osady glacialne i fluwioglacialne

Stanowisko: Maliniec, klif zbiornika Gostawickiego

Problematyka: litofacje i chronostratygrafia osadów w stanowisku Maliniec, zróżnicowanie genetyczne glin lodowcowych, wyznaczanie współczynnika kompaktacji torfu – eksperyment terenowy

14.00–15.00 Obiad

15.30 Zakończenie warsztatów

Wprowadzenie do geologii obszaru warsztatów

Szkic tektoniczno-geologiczny kenozoiku w okolicach Konina

Tectonic-geological sketch of the Cenozoic in the vicinity of Konin

Marek Widera

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; widera@amu.edu.pl

Streszczenie

Obszar okolic Konina charakteryzuje się wysoko wyniesionym podłożem mezozoicznym, choć bardzo zróżnicowanym morfologicznie. Jest to głównie skutek kenozoicznej aktywności solnej w głębokim podłożu. Dlatego obszar ten nazywany jest elewacją konińską. Na jej powierzchni występują obniżenia o charakterze rowów tektonicznych, w których występuje najpełniejsza, i o największej miąższości, sekwencja osadów paleogeńskich, a przede wszystkim neogeńskich, w tym produktywne pokłady węgla brunatnego. Rozwój wspomnianych rowów zachodził diachronicznie, chociaż można wskazać etapy ich przyspieszonej aktywności. Niektóre z nich podlegały zwiększonej subsydencji w późnym oligocenie, wczesnym miocenie i środkowej części środkowego miocenu. Należy też pamiętać o kompaktacji, która doprowadziła do znacznego zmniejszenia miąższości torfu przy przejściu w węgiel brunatny.

Słowa kluczowe: elewacja konińska, strop mezozoiku, litostratygrafia, tektonika

Abstract

The vicinity of Konin is characterised by a highly elevated Mesozoic substratum, although morphologically it is very diverse. This is the consequence of the Cenozoic salt activity in the deep bottom layers. Therefore, this area is called the Konin Elevation. On its surface there are depressions in the form of tectonic grabens. They contain the most complete and the thickest sequence of the Paleogene and especially Neogene deposits, including productive lignite layers. The development of these grabens was diachronic, although stages of their intensive activity can be indicated. Some of them underwent increased subsidence in the late Oligocene, Early Miocene and middle part of the Middle Miocene. The process of compaction should also be kept in mind as it led to a significant reduction in peat thickness during transformation into lignite.

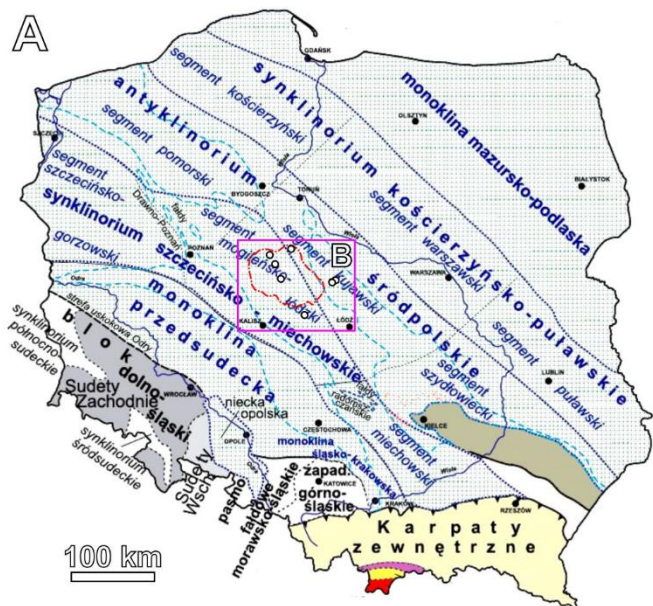
Key words: Konin Elevation, Mesozoic top, lithostratigraphy, tectonics

Wstęp

Przeważająca część warsztatów, w tym prezentacje terenowe w czterech stanowiskach, odbędzie się na obszarze elewacji konińskiej. Pozostałe trzy stanowiska zlokalizowane są w jej bliskim sąsiedztwie (ryc. 1.1, 1.2). Dlatego geologia stropu mezozoiku oraz paleogenu i neogenu, a także tektoniczna ewolucja omawianego obszaru zostaną scharakteryzowane na podstawie danych z okolic Konina.

Należy jednak zacząć od zdefiniowania elewacji konińskiej, która jest nieformalną jednostką w podziale tektonicznym Polski (ryc. 1.1A). Pojęcie elewacji konińskiej wprowadził Krygowski (1952) dla najbliższego otoczenia Konina, gdzie osady mezozoiku występują na głębokości od kilku do kilkunastu metrów. Natomiast w odległości 10–30 km od Konina,

zwłaszcza w kierunkach zachodnim, północnym i wschodnim, powierzchnia mezozoiczna obniża się o co najmniej kilkadziesiąt metrów. W pierwszych opracowaniach dotyczących tego obszaru nie określono zasięgu elewacji konińskiej, ani nie podano jej genezy, tj. nie podjęto próby wyjaśnienia wysokiej pozycji hipsometrycznej mezozoiku (Krygowski, 1952).



Ryc. 1.1. Zasięg elewacji konińskiej (linia przerywana) oraz lokalizacja stanowisk terenowych. A – na mapie tektonicznej Polski (Żelaźniewicz i in., 2011); B – mapie geologicznej Polski bez czwartorzędu (Dadlez i in. red., 2000)

Fig. 1.1. Extent of the Konin Elevation (dotted line) and location of the field sites. A – on tectonic map of Poland (Żelaźniewicz et al., 2011); B – on geological map of Poland without the Quaternary deposits (Dadlez et al. ed., 2000)

Dopiero pod koniec XX w. wyznaczono zarysy tej paleoformy, a jej genezę powiązano z występowaniem struktur solnych (poduszek i diapirów) w podmezozoicznym, czyli cechsztyńskim podłożu (Widera, 1998). Zasięg i ukształtowanie stropu mezozoiku elewacji konińskiej zaktualizowano w ostatnim czasie (ryc. 2.2; Widera, 2022).

Lokalizacja tektoniczna

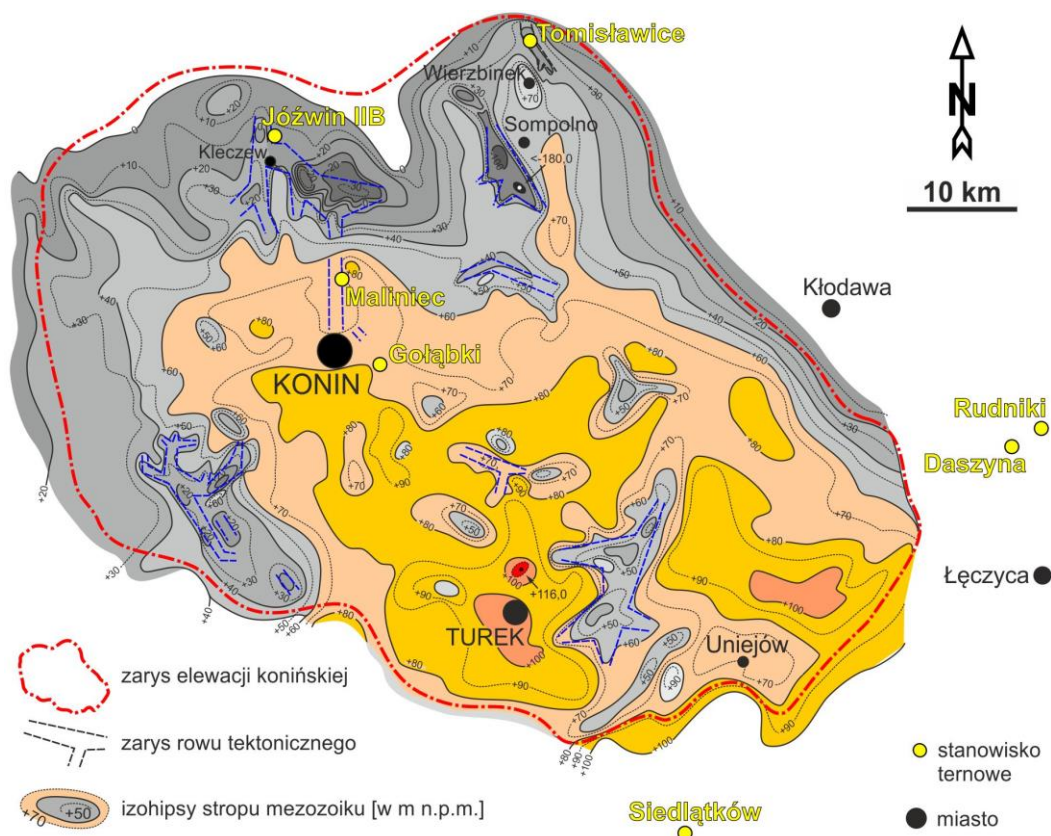
Stanowiska położone na obszarze elewacji konińskiej (Józwin IIB, Tomisławice, Gołąbki, Maliniec) i stanowisko położone na południe od niej (Siedlątkowo) należą do synklinorium szczecińsko-miechowskiego, a dokładniej do segmentu mogileńskiego-tódzkiego. Z kolei

stanowiska znajdujące się na wschód od elewacji konińskiej (Daszyna, Rudniki) należą do segmentu kujawskiego antyklinorium śródpolskiego (ryc. 1.1A; Żelaźniewicz i in., 2011). Warto zauważyć, że przez wschodnie tereny elewacji konińskiej przebiega jedna z głównych stref uskokowych na Niżu Polskim, tj. strefa uskokowa Gopło–Ponętów–Pabianice, w obrębie której występują diapiry solne Gopła, Ponętowa i Wartkowic (ryc. 1.1B).

W środkowej Polsce granicę między wspomnianymi głównymi jednostkami tektonicznymi pierwszego i drugiego rzędu prowadzi się po wychodniach górnej jury i dolnej kredy. Dlatego w stropie mezozoiku segmentu mogileńsko-tódzkiego występują przede wszystkim skały górnej kredy, a na obszarze segmentu kujawskiego są to głównie skały środkowo- i górnójurajskie (ryc. 1.1B; Dadlez i in. red., 2000).

Strop elewacji konińskiej

Powierzchnia elewacji konińskiej zbudowana jest ze skał różnych pięter kredy górnej. W strefie osiowej, na przeważającym obszarze są to skały dolnego mastrychtu, co zostało udokumentowane paleontologicznie w niewielkich kamieniołomach w okolicy Uniejowa (Pożaryski, 1952). Należy dodać, że litologicznie przeważają skały z pogranicza margli i gezy, ale możliwe są wśród nich również opoki i wapienie. Zatem reprezentują one różne środowiska morskie, tzn. gezy i wapienie bliżej brzegu, a margle i opoki powstawały w głębszych partiach zbiornika.



Ryc. 1.2. Mapa hipsometryczna stropu mezozoiku elewacji konińskiej z rowami tektonicznymi na jej powierzchni (Widera, 1998, 2022). Zwróć uwagę na lokalizację stanowisk terenowych

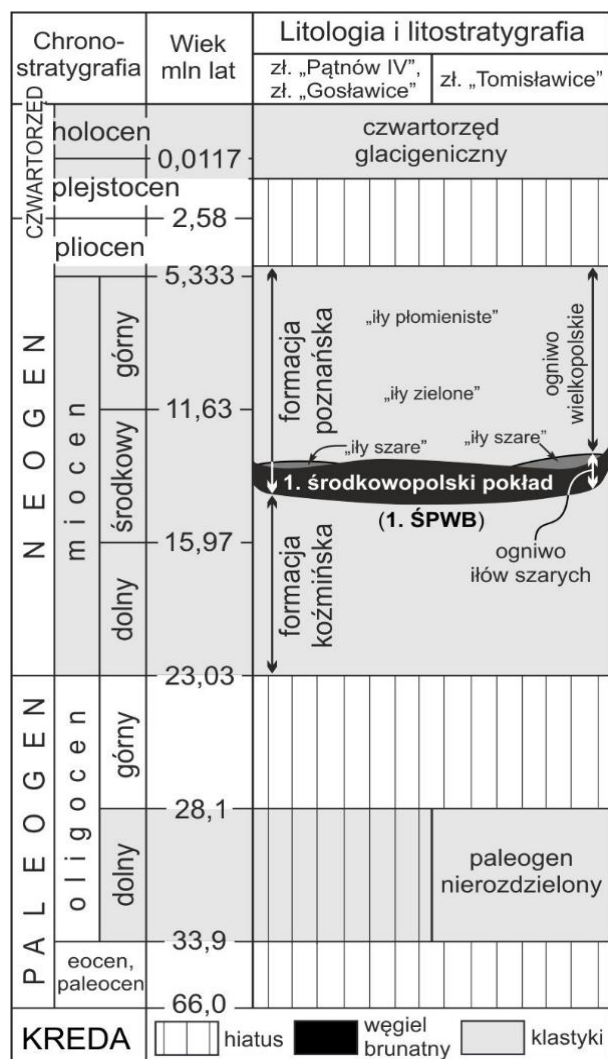
Fig. 1.2. Hypsometric map of the Mesozoic top of the Konin elevation with tectonic grabens on its surface (Widera, 1998, 2022). Note the location of the field sites

Omawiana paleopowierzchnia charakteryzuje się znacznymi deniwelacjami od rzędnej 116 m n.p.m. w okolicy Turku do rzędnej <180 m p.p.m. w okolicy Sompolna. Łatwo można dostrzec obniżenia, które otoczone są znacznie wyżej zalegającymi skałami kredowymi. Ich głębokość sięga od kilkunastu do >240 m i w większości przypadków są to rowy tektoniczne, w których zalegają pokłady węgla o miąższości od kilku do >90 m w okolicy Sompolna – rów Lubstowa, złoża Lubstów. Nazwy rowów tektonicznych pochodzą od nazw złóż węgla brunatnego, np.: rów Kleczewa – stanowisko Józwin II B, rów Tomislawic – stanowisko Tomislawice, rów Niestusza–Gostawic – stanowisko Maliniec itd. (ryc. 1.2).

Litostratygrafia

Przy ubóstwie poziomów korelacyjnych (chrono-, biostratygraficznych) podział osadów paleogenu i neogenu na Niżu Polskim, w tym w okolicach Konina, oparto głównie na kry-

teriach litologicznych. Innymi słowy, w profilach geologicznych wydzielono jednostki (warstwy, serie, ogniwa, formacje) różniące się od siebie rodzajem skał, a następnie skorelowano je między sobą na większych obszarach. Ciągłe jednak podział litostratygraficzny paleogenu i neogenu w środkowej Polsce ma charakter nieformalny. Z drugiej strony, szeroko rozpowszechnione pokłady węgla brunatnego uznano za główne poziomy korelacyjne na względnie rozległych terenach. Pomimo, że od powstania pierwszych schematów litostratygraficznych minęło >50 lat, to z niewielkimi zmianami są one wciąż aktualne (ryc. 1.3; Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995; Widera, 2007, 2021).



Ryc. 1.3. Uproszczony schemat litostratygraficzny paleogenu i neogenu na obszarze złóż „Pałnów IV” – stanowisko Józwin IIB, „Gostawice” – stanowisko Maliniec, „Tomistawice” – stanowisko Tomistawice

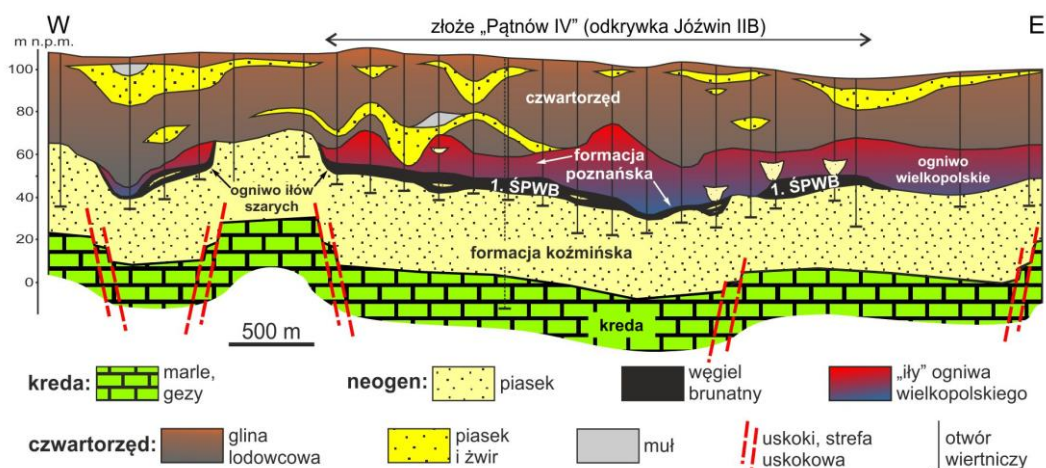
Fig. 1.3. Simplified lithostratigraphic scheme of the Paleogene and Neogene in the area of the deposits „Pałnów IV” – Józwin IIB site, „Gostawice” – Maliniec site, „Tomistawice” – Tomistawice site

Profil kenozoiku w środkowej Polsce jest niekompletny stratygraficznie i zawiera co najmniej trzy długotrwałe luki, tj. hiatusy (ryc. 1.3). Na obszarze warsztatów osady paleogeńskie nie występują ciągłą warstwą. Można je zidentyfikować wyłącznie w profilach wierceń usytuowanych w niektórych obniżeniach stropu mezozoiku, np. na obszarze złoża „Tomistawice”. Są to najczęściej morskie piaski glaukonitowe barwy zielonkawej. Reprezentują one formację mosińską dolną lub górną, ale najczęściej są wydzielane jako paleogen nierozdzielony wieku wczesnooligocenckiego. Paleogenu nie stwierdzono dotychczas na obszarze złóż „Gostawice” i „Józwin IIB” (ryc. 1.3).

Neogen występuje na znacznie większym terenie. Osady neogeńskie obejmują dwie formacje litostratygraficzne, czyli koźmińską i poznańską. Formacja koźmińska zbudowana jest z piasków podwęglowych, często zawęglonych i cienkich (<1 m) soczew węglowych. Natomiast formacja poznańska tradycyjnie dzieli się na ogniwa iłów szarych i ogniwo wielkopolskie (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995). Na obszarze elewacji konińskiej ogniwo iłów szarych, wbrew swojej nazwie, składa się prawie w całości z pierwszego środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego (1. ŚPWB) o maksymalnej miąższości do kilkunastu metrów (średnio <10 m), będącego przedmiotem eksploatacji górniczej w KWB Konin. „Iły szare” występują sporadycznie w stropie tego pokładu. Z kolei ogniwo wielkopolskie obejmuje łącznie „iły zielone” i „iły płomieniste” (ryc. 1.3). Cechują się one różnobarwnością i znajdują zastosowanie w produkcji czerwonej ceramiki budowlanej. Warto dodać, że wszystkie trzy wydzielenia „iłów” są tradycyjnie nazywane „iłami poznańskimi”.

Budowa geologiczna

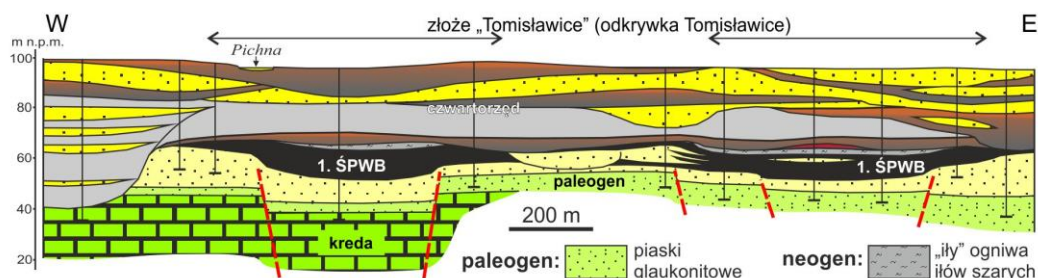
Geologia wybranych fragmentów elewacji konińskiej, odpowiadających lokalizacji stanowisk terenowych, zostanie scharakteryzowana na podstawie przekrojów geologicznych przez obszary złóż „Józwin IIB” i „Tomisławice” (ryc. 1.4, 1.5; Widera, 2014, 2021, 2022). Przekrój równoleżnikowy przez południową część złoża „Józwin IIB” pokazuje, że wypełnia ono płytki rów tektoniczny o wyraźnie zaznaczonych, występujących strefowo deniwelacjach stropu kredy (ryc. 1.4). Bezpośrednio na osadach mezozoiku zalega neogeńska formacja koźmińska o średniej miąższości około 40 m. Wyżej zalega formacja poznańska w postaci ogniwa łtów szarych, głównie 1. ŚPWB o miąższości 3–13 m (średnio 6,6 m), oraz ogniwa wielkopolskiego, obejmującego „łty zielone” i „łty płomieniste”, które łącznie mają miąższość >30 m. Powyżej utworów neogenu występują osady czwartorzędu o zróżnicowanej miąższości (40–70 m) i dominacji glin lodowcowych nad piaskami, żwirami i mułami glacyogenicznymi razem wziętymi (ryc. 1.4). Granica pomiędzy utworami neogenu i czwartorzędu ma charakter wyraźnie erozyjny.



Ryc. 1.4. Przekrój geologiczny przez złożo „Pątnów IV”, stanowisko Józwin IIB

Fig. 1.4. Geological cross-section through the „Pątnów IV” deposit, Józwin IIB site

Działalność tektoniczna na obszarze złoża „Tomisławice” jest słabo wyrażona, a wyinterpretowane deniwelacje między otworami wiertniczymi rzadko przekraczają 10 m (ryc. 1.5). Na kredowym podłożu zalegają paleogeńskie (dolny oligocen, patrz ryc. 1.3) piaski glaukonitowe, których maksymalna miąższość sięga kilkunastu metrów. Neogen litostratygraficznie wykształcony jest tak samo jak w przypadku Józwin IIB, ale różni się pod względem



Ryc. 1.5. Przekrój geologiczny przez złożo „Tomisławice”, stanowisko Tomisławice. Inne objaśnienia jak na rycinie 1.4

Fig. 1.5. Geological cross-section through the „Tomisławice” deposit, Tomisławice site. Other explanations as in Figure 1.4

rozprzestrzeniania i miąższości poszczególnych wydzieli. Przykładowo, w Tomisławicach więcej jest „iłów” ogniwa iłów szarych, a zdecydowanie mniej „iłów” ogniwa wielkopolskiego, które występują w formie reliktywnej na obszarze złoża „Tomisławice”. Z kolei czwartorzęd jest bardziej zróżnicowany litologicznie, a proporcje między glinami, piaskami i żwirami oraz mułami są bardzo zbliżone (ryc. 1.5).

Rozwój tektoniczny

Kenozoiczny rozwój elewacji konińskiej został zapoczątkowany już na przelocie mezozoiku i kenozoiku. Świadczy o tym zredukowana miąższość, a nawet brak osadów najwyższej kredy (mastrychtu górnego) oraz luka stratygraficzna obejmująca paleocen i eocen (patrz ryc. 1.3–1.5). Pierwszy etap rozwoju tektonicznego niektórych rowów (np. Tomisławic) zaznaczył się we wczesnym oligocenie w postaci nagromadzenia osadów tego wieku, czyli piasków glaukonitowych (ryc. 1.5).



Ryc. 1.6. Spękania w pokładzie węgla brunatnego w odkrywcę Józwin IIB

Fig. 1.6. Fractures in the lignite seam in the Józwin IIB open-cast mine

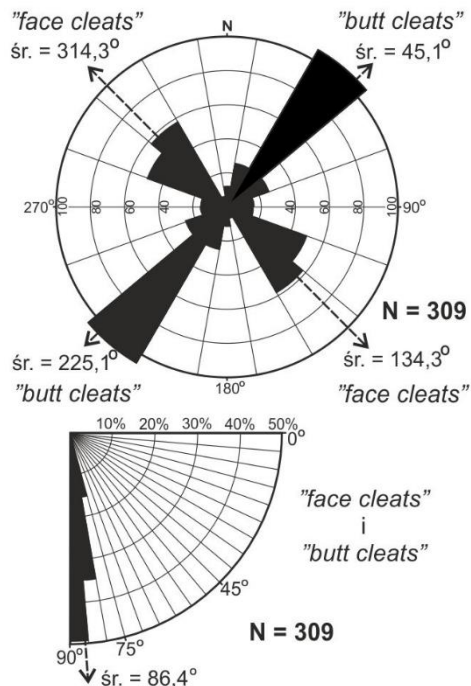
Po późnooligocenieśnym wyniesieniu obszaru Niżu Polskiego (kolejna luka stratygraficzna) rozpoczęła się neogeńska (wczesny miocen) depozycja osadów podwęglowych formacji koźmińskiej. W warunkach regionalnej subsydencji lokalne ruchy tektoniczne nie były zbyt intensywne. Niemniej jednak można wska-

zać przykłady z obszaru konińskiego, gdzie w strefach osiowych rowów miąższość wzmiankowanych osadów jest znacznie większa niż na ich skrzydłach (Widera, 1998, 2007). W takiej sytuacji można mówić o drugim etapie rozwoju tektonicznego, czego niestety nie dokumentują prezentowane wyżej przekroje (ryc. 1.4, 1.5).

Trzeci etap rozwoju większości obszarów węglonośnych miał miejsce w środkowej części środkowego miocenu. W warunkach długotrwałej, powolnej, ale ciągłej subsydencji podłoża powstały pokłady torfu o względnie dużych miąższościach (do 40 m). W wyniku ich transformacji (bio- i geochemicznej) powstał obecnie eksploatowany 1. ŚPWB. Jednym z dowodów na synsedymencyjne ruchy tektoniczne w tym czasie są między innymi rzuty osadów paleogeńskich (np. w złożu „Tomisławice”) i współkształtność stropu kredy i spągu wspomnianego pokładu węglowego (ryc. 1.4, 1.5). Zwiększona miąższość osadów nadwęglowych i ich późniejsze deformacje należy łączyć raczej z procesem kompaktacji węgla niż z tektoniką.

Przejawem kenozoicznej tektoniki mogą też być, ale nie muszą, spękania w węglu brunatnym (ryc. 1.6). W 1. ŚPWB okolic Konina były one szczególnie dobrze wykształcone.

Na podstawie >300 pomiarów podstawowych parametrów tych spękań stwierdzono, że są one generalnie prostopadłe do siebie i do warstwowania węgla (ryc. 1.6).



Ryc. 1.7. Diagramy rozetowe biegu i kątów upadu spękań w pokładzie węgla brunatnego w odkrywcze Józwin IIB (Widera, 2014)

Fig. 1.7. Rose diagrams of the strikes and dip angles of fractures in the lignite seam in the Józwin IIB opencast mine (Widera, 2014)

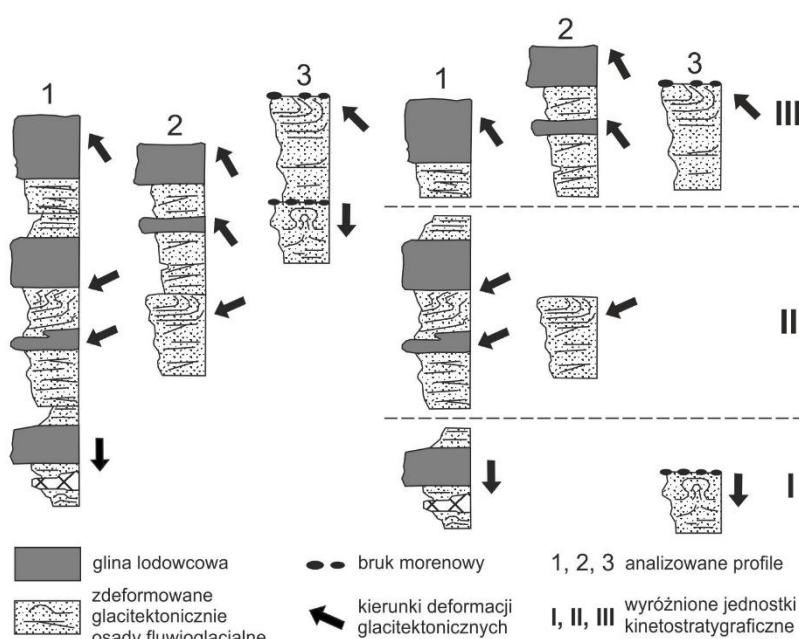
Zgodnie ze starą amerykańską terminologią górniczą system spękań dłuższych (widzianych w planie) nazywa się "*face cleats*", podczas gdy system spękań krótszych i prostopadłych do poprzedniego nazywa się "*butt cleats*". Pierwszy z tych systemów ma przebieg NW-SE, a drugi SE-SW. Natomiast kąty upadu tych spękań są prawie pionowe (ryc. 1.6, 1.7). Pozostaje do omówienia geneza scharakteryzowanych spękań w węglu, w tej kwestii nie ma zgodności wśród badaczy. Dlatego ten problem zostanie przedyskutowany w terenie.

Głacitektonika

Występowanie różnych form i struktur glacitektonicznych jest powszechne w prezentowanych odkrywkach kopalnianych. W tym miejscu zostaną one jednak omówione ze względu na ich przydatność dla stratygrafii czwartorzędu. Do analiz przyjęto metodykę taką samą jak w badaniach tektonicznych. Innymi słowy, przy pomocy kompasu geologicznego mierzy się, a następnie poddaje analizie wszelkie struktury kierunkowe utworzone w procesach glacitektonicznych (ryc. 1.8). W ten sposób można wyróżnić tzw. jednostki kinetostratygraficzne (Berthelsen, 1978).

Jednostki kinetostratygraficzne to sekwencje osadów i struktur glacitektonicznych powstałe w czasie transgresji lądolodu. Granice takich jednostek najczęściej nie pokrywają się z granicami innych jednostek, takich jak: lito-, bio- i chronostratygraficznych. Z drugiej strony stosuje się założenie, że każda transgresja lądolodu ma swoje odzwierciedlenie w postaci określonego zespołu struktur glacitektonicznych w osadach starszych oraz w obrębie równowiekowej gliny bazalnej. Jeśli kolejne lądolody transgredowały z różnych kierunków, każda jednostka kinetostratygraficzna powinna różnić się orientacją struktur glacitektonicznych (Berthelsen, 1978).

Metodę kinetostratygraficzną stosuje się jako metodę komplementarną lub wtedy, gdy nie można wykorzystać innych metod, np.: paleontologicznej, palinologicznej, petrograficznej itd. W ten sposób można korelować ze sobą wydzielenia litologiczne występujące w obrębie tego samego lub różnych odśłonięć (ryc. 1.8). Stosując tę metodę uznano, że gliny złodowaczenia odry są najbardziej miąższą jednostką kinetostratygraficzną w okolicy Kleczewa, czyli na północ od Konina. Stwierdzono, że na tym obszarze lądolód transgredował z NNE, co wynika z głównego kierunku deformacji glacitektonicznych w obrębie tej jednostki (Włodarski, 2000).



Ryc. 1.8. Schemat wyróżniania jednostek kinetostratigraficznych w osadach glacyogenicznych wg koncepcji Berthelsena (1978)

Fig. 1.8. Scheme of distinguishing kinetostratigraphic units in glaciogenic sediments acc. to the concept of Berthelsen (1978)

Podsumowanie

Warsztaty odbędą się na obszarze elewacji konińskiej i w jej bliskim otoczeniu. W pierwszym przypadku strop mezozoiku zbudowany jest ze skał kredowych,

a w drugim z jurajskich. Elewacja ta obejmuje względnie wysoko wyniesione podłoże mezozoiczne powstałe w wyniku rozwoju struktur solnych w głębokim podłożu.

Formowaniu elewacji konińskiej towarzyszyło powstawanie na jej powierzchni rowów tektonicznych wypełnionych niekompletną sekwencją osadów kenozoicznych. Paleogen (dolny oligocen) reprezentują piaski glaukonitowe. Natomiast neogen obejmuje podwęglowe osady piaszczyste, węgle brunatne (1. ŚPWB) i nadwęglowe „iły poznańskie”.

W kenozoicznym rozwoju wspomnianych rowów można wyróżnić co najmniej trzy etapy ich tektonicznej aktywności. Obejmują one wczesny oligocen (piaski glaukonitowe), wczesny miocen (piaski podwęglowe) i środkową część środkowego miocenu (1. ŚPWB). Nie można też wykluczyć wpływu tektoniki na powstanie spękań w węglach wspomnianego pokładu.

Wykorzystując metody typowe dla badań tektonicznych wyróżniono najbardziej miąższą jednostkę kinetostratigraficzną czwartorzędu na północ od Konina. Na podstawie wyników pomierzonych kierunków deformacji glacitektonicznych wykazano, że na tym obszarze są one charakterystyczne dla glin zlodowacenia odry.

Literatura

- Berthelsen, A., 1978. The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bulletin Geological Society of Denmark* 27, 25–38.
- Dadlez, R., Marek, S. & Pokorski, J. red., 2000. *Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Krygowski, B., 1952. Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 66, 198–213.
- Piwocki, M. & Ziemińska-Tworzydło, M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny* 43, 916–927.
- Pożarski, W., 1952. Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 55, 26–31.
- Widera, M., 1998. Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos* 3, 55–103.

- Widera, M., 2007. *Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoczeńskiego Wielkopolski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Widera, M., 2014. Lignite cleat studies from the first Middle-Polish (first Lusatian) lignite seam in central Poland. *International Journal of Coal Geology* 131, 227–238.
- Widera, M., 2021. *Geologia polskich złóż węgla brunatnego*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Widera, M., 2022. *Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Włodarski, W., 2000. Odkrywka Józwin: litologia, stratygrafia i glaciekttonika dolnego i środkowego czwartorzędu. [W:] Skoczylas, J., Biernacka, J. (red.), *Przewodnik LXXI Zjazdu PTG*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 112–121.
- Żelaźniewicz, A., Aleksandrowski, P., Buła, Z., Karnkowski, P.H., Konon, A., Oszczytko, N., Ślęczka, A., Żaba, J. & Żytka, K., 2011. *Regionalizacja tektoniczna Polski*. Komitet Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Wrocław.

Wycieczki terenowe

Mioceńskie środowiska rzeczne: tektonika i sedymentologia

The Miocene fluvial environments: tectonics and sedimentology

Marek Widera, Jakub Klęsk

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; widera@amu.edu.pl, jakub.klesk@amu.edu.pl

Streszczenie

Mioceńskie środowiska sedymentacyjne w środkowej Polsce związane są z systemami rzek roztokowych, meandrujących i anastomozujących. Typ rzeki można połączyć z charakterystycznymi facjami lub pośrednio z formami akumulacyjnymi (formacje i ogniwa litostratygraficzne), które powstały w środowisku rzeczonym. Mioceńskie zmiany tych środowisk były dość nagłe. Zainicjowane zostało to głównie przez przebudowę tektoniczną obszaru orogenu alpejsko-karpackiego, a to spowodowało znaczące zmiany klimatyczne na jego przedpolu, czyli na Niżu Polskim. Intensywne globalne i lokalne ruchy tektoniczne oraz fluktuacje klimatyczne mogły odgrywać dodatkową rolę w zmianie typu systemów rzecznych. W efekcie formacja koźmińska (~23–15,1 mln lat BP) powstała w środowisku rzeki roztokowej. Ogniwa itów szarych (~15,1–13,8 mln lat BP), z 1. środkowopolskim pokładem węgla brunatnego, było deponowane przez rzeki meandrujące i/lub anastomozujące. Natomiast osady ogniwa wielkopolskiego (~13,8–5 mln lat BP) są typowe dla systemu rzeki anastomozującej.

Słowa kluczowe: Niż Polski, system rzeczny, facje i formy rzeczne, subsydencja tektoniczna, subsydencja kompakcyjna

Abstract

The Miocene sedimentary environments in central Poland are associated with braided, meandering and anastomosing river systems. The type of river can be connected with characteristic facies or indirectly with accumulation forms (lithostratigraphic units) that develop in the fluvial environment. These environments were a subject of quite abrupt modifications in the Miocene. They were mainly initiated by the tectonic reconstruction of the Alpine-Carpathian orogen area which caused significant climatic changes in its foreland, that is, in the Polish Lowlands. Intensive global and local tectonic movements and climatic fluctuations might have played an extra role in the type of river systems alternation. As a result, the Koźmin Formation (~23–15.1 My BP) was formed in the braided river environment. The Grey Clays Member (~15.1–13.8 My BP), with the 1st Mid-Polish lignite seam, were deposited by meandering and/or anastomosing rivers. On the other hand, the sediments of the Wielkopolska Member (~13.8–5 My BP) represents a typical anastomosing river system.

Key words: Polish Lowlands, river system, fluvial facies and forms, tectonic subsidence, compactional subsidence

1. Wstęp

Informacje na temat mioceńskich środowisk sedymentacyjnych na Niżu Polskim można znaleźć w wielu publikacjach. Niemniej jednak są to powtarzane starsze poglądy, często nieaktualne, bez wnikliwych nowych badań terenowych. Można to tłumaczyć tym, że nie prowadzono systematycznych badań sedymentologicznych tych osadów w odstąpieniach.

Usprawiedliwieniem takiego stanu rzeczy jest fakt, że przez dziesięciolecia badania sedymentologiczne osadów miocenów, np. w kopalniach węgla brunatnego, nie były tak „trendy”, jak badania tektoniczne, mineralogiczne, surowcowe itd. Z drugiej strony większość polskich sedymentologów koncentrowała się na badaniach osadów morskich, rzadziej lądowych, zapadliska przedkarpacciego i Karpat oraz czwartorzędowych osadów glacyogenicznych, rzecznych, jeziornych i eolicznych na obszarze całego kraju.

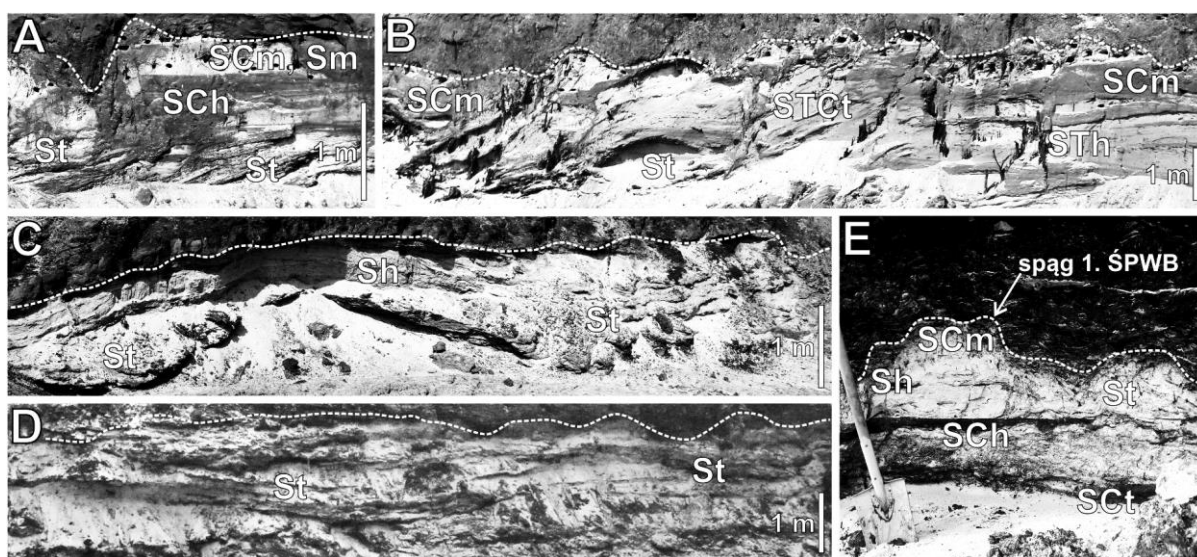
Badania sedymentologiczne miocenów osadów klastycznych na Niżu Polskim przeżywają jednak swój „renesans” w ostatnich kilkunastu latach. To właśnie odkrywki, należące do KWB Konin, stały się głównymi obiektami badawczymi, gdzie wspomniane klastyki dobrze się odstańały. Wszystko zaczęło się w 1. dekadzie XXI wieku od udokumentowania >20 ciał piaszczystych i mułowych w obrębie „iłów poznańskich” najpierw w odkrywkach Kazimierz Północ i Drzewce, a następnie w odkrywce Jóźwin IIB. W połowie 2. dekady XXI wieku, w wyniku prac górniczych, odstańa została z kolei pierwsza duża soczewa piasków w 1. ŚPWB w odkrywce Tomisławice. W kolejnych latach do badań dostępne były kolejne wystąpienia osadów piaszczysto-mułowych w „iłach poznańskich”, jak i piaszczystych w pokładzie węglowym. W tym czasie podjęto też badania osadów podwęglowych, odstańających się w spągu odkrywek kopalnianych. Tak więc, zgromadzony bogaty materiał faktograficzny (archiwalny, terenowy, laboratoryjny) został przedstawiony w kilku przyczynkowych publikacjach poświęconych kolejnym, lokalnym miocenów środowiskom lub środowiskom sedymentacyjnym w środkowej Polsce. Wreszcie pozwoliło to na podsumowanie i przedyskutowanie zmienności (w skali czasu geologicznego nagłej) tych środowisk w kontekście tektoniki regionalnej i wahań klimatycznych (Widera i in., 2021a, b).

Sedymentologia

Osady podwęglowe – formacja koźmińska. Osady miocenów, zalegające poniżej eksploatowanego 1. ŚPWB, są generalnie słabo odstańięte. O ile morfologia ich stropu jest dobrze widoczna, o tyle ich wykształcenie facjalne można obserwować tylko w rowach odwodnieniowych lub przy tzw. „rzapiach”. Niestety, wysokość takich odstańięć rzadko przekracza 1–3 m, zaś maksymalna rozciągłość sięga do kilkunastu lub sporadycznie kilkudziesięciu metrów (ryc. 2.1).

Litologicznie osady podwęglowe to głównie piaski. Można wśród nich spotkać jednak domieszkę frakcji drobniejszej i detrytusu węglowego, a nawet soczew węgla do 1 m miąższości. W odstańiętych partiach przeważają osady warstwowe rynnowo w dużej skali (facje: St, SCt, STCt), rzadziej horyzontalnie (facje: Sh, SCh). Natomiast w stropowych partiach osadów podwęglowych wśród piasków i piasków węglistych dominuje struktura masywna (facje: Sm, SCm). Warto zwrócić też uwagę, że strop omawianych osadów (= spąg 1. ŚPWB) jest nierówny, ale sedymentacyjny (ryc. 2.1). Cechą charakterystyczną najbardziej stropowych partii piasków podwęglowych jest obecność dość licznych, ale drobnych deformacji tektonicznych, w tym uskoków o rzutach do 0,5 m (Widera i in., 2021b).

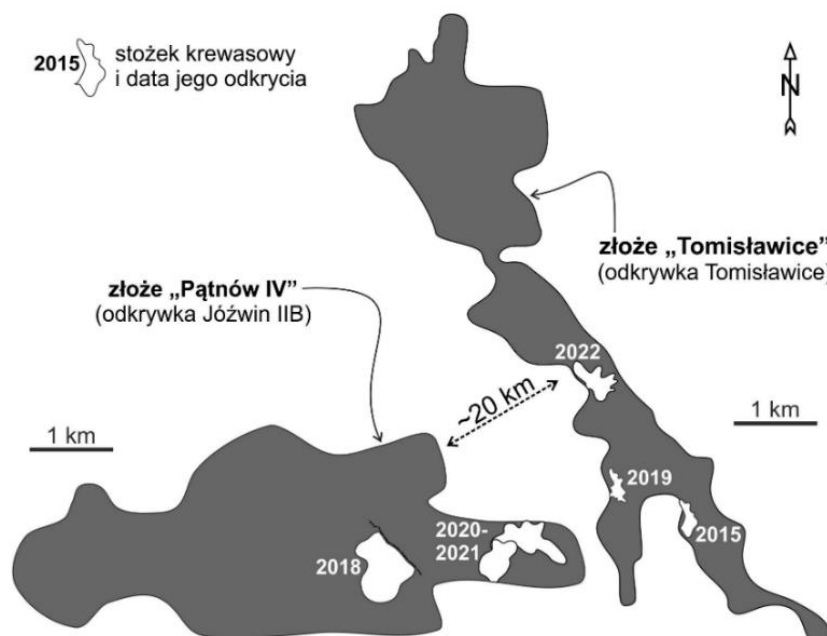
Analiza facji pozwala na zaliczenie osadów podwęglowych do środowiska rzeki roztokowej. Przemawia za tym dominacja wypełnień względnie płytkich i szerokich kanałów. Ponadto obecność zalewów warstwowych oraz brak odsypów korytowych i facji pozakorytowych taką interpretację potwierdzają. Biorąc pod uwagę powyższe informacje oraz paleogeografię (m.in. znaczne nachylenie terenu, wysokie opady) Niżu Polskiego, szczególnie okolic Konina, we wczesnym neogenie można podsumować, że wyinterpretowane rzeki roztokowe płynęły po rozległych równinach aluwialnych w kierunku zachodnim, tj. ku pra-Morzu Północnemu (Piwocki i in., 2004).



Ryc. 2.1. Dominujące facje w osadach podwęglowych w odkrywkach Józwin IIB i Tomistawice

Fig. 2.1. Dominant facies in sub-lignite deposits in the Józwin IIB and Tomistawice opencast mines

Pokład węgla - ogniwo itów szarych, formacja poznańska. Dotychczas nie rozstrzygnięto definitywnie jaki typ morfologiczny rzek dominował w czasie rozwoju torfowisk, z których następnie powstał 1. ŚPWB. Wynika to z prostego faktu, że w żadnej odkrywce kopalnianej nie odsłonięto osadów korytowych ówczesnego systemu rzecznej. Niemniej jednak odkrycie litosomów piaszczystych w 1. ŚPWB pozwoliło pośrednio odnieść się do tego ważnego problemu badawczego (ryc. 2.2, 2.3).

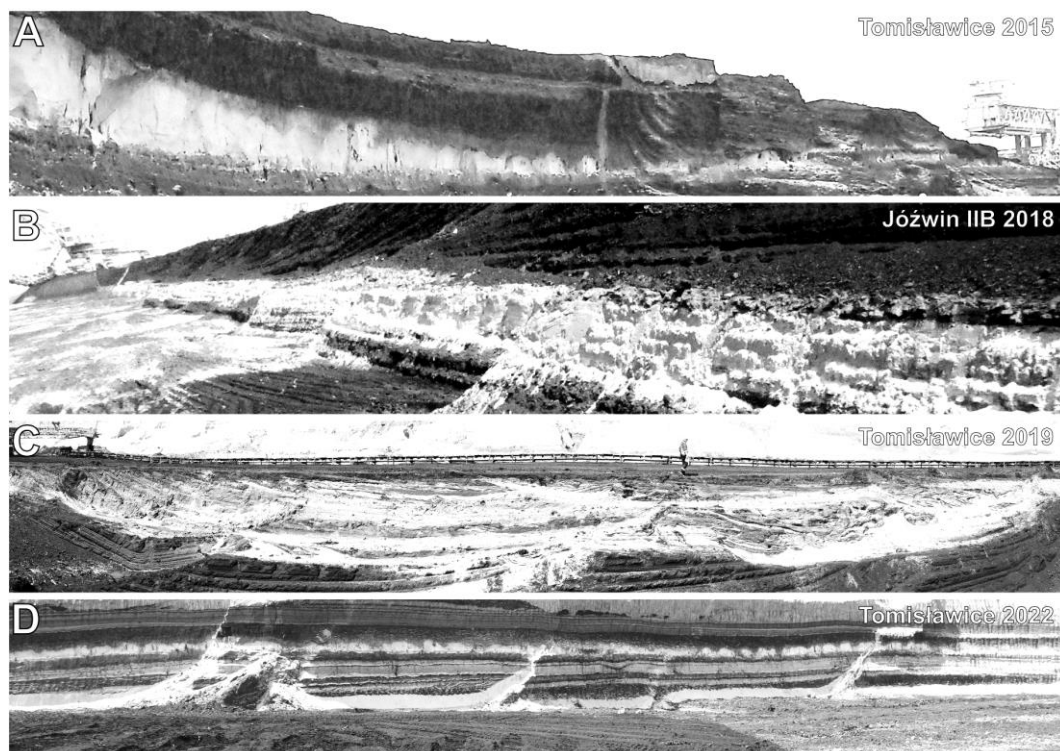


Ryc. 2.2. Lokalizacja stożków krewasowych w odkrywkach Józwin IIB i Tomistawice

Fig. 2.2. Location of the crevasse splays in the Józwin IIB and Tomistawice opencast mines

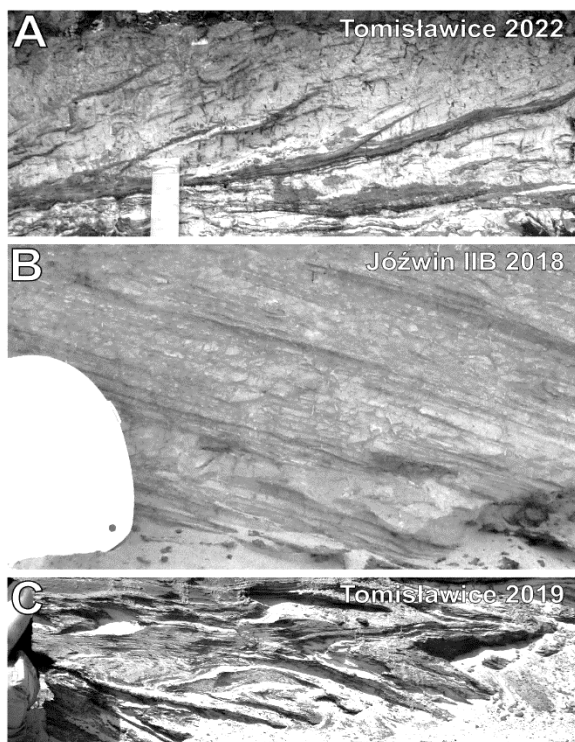
W ostatnich latach w odkrywkach Tomistawice i Józwin IIB odsłonięto do bezpośrednich obserwacji i badań zostały osady, które przypisano kilku stożkom krewasowych. Pierwszy litosom piaszczysty, nie tylko w odkrywkach konińskich, ale

w ogóle w miocenie węglonośnym Polski odkryto w 2015 r. w odkrywce Tomistawice (Widera i in., 2017; Chomiak, 2020). W następnych latach takich ciał piaszczystych, które zinterpretowano jako osady stożków krewasowych, odkryto jeszcze kilka w obu wspomnianych odkrywkach (ryc. 2.2, 2.3).



Ryc. 2.3. Widok ogólny osadów piaszczystych w węglu brunatnym, odkrywki Tomistawice i Józwin IIB
 Fig. 2.3. Broad view of sandy deposits within the lignite, Tomistawice and Józwin IIB opencast mines

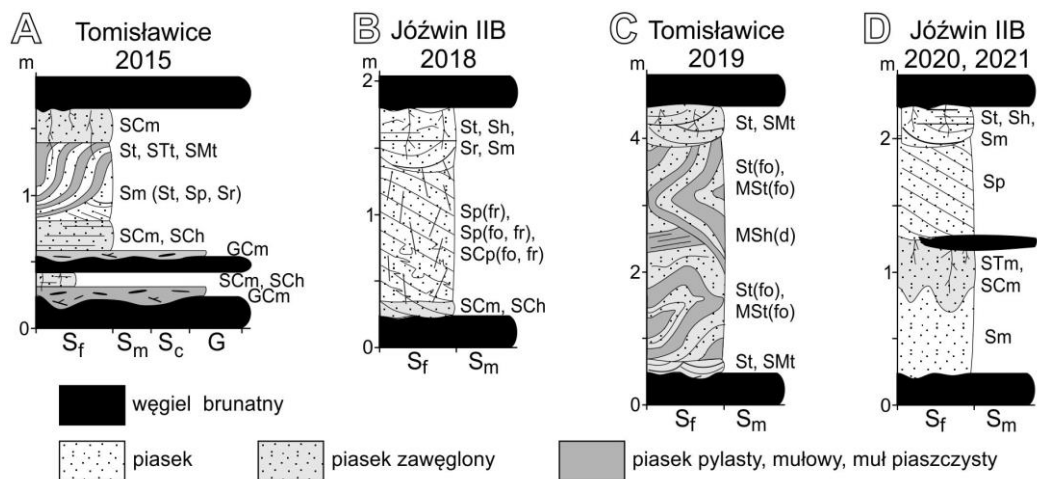
Stożki krewasowe reprezentują różne typy i podtypy genetyczne. Można wyróżnić ich typy subaeralny i subakwalny oraz podtypy niezdeformowany i zdeformowany (Dziamara i in., 2022; Widera i in., 2023a). Wśród nich najciekawsze są te, które tworzyły się w wodzie stojącej (typ subakwalny; ryc. 2.4A), jak i te, które cechują się zdeformowaną strukturą (podtyp zdeformowany; ryc. 2.4B). Pierwsze z nich są wykształcone w formie mikrodelty krewasowej,



Ryc. 2.4. Przykłady facji stożków krewasowych w pokładzie węglowym (1. ŚPWB) z odkrywek Tomistawice i Józwin IIB

Fig. 2.4. Examples of crevasse-splay facies within the lignite seam (MPLS-1) from the Tomistawice and Józwin IIB opencast mines

której osady mogą być też zdeformowane, np. w postaci brekcji (Chomiak i in., 2019). Z kolei wśród drugich wyróżnić należy te, w których deformacje występują w postaci fałdów spływowych (ryc. 2.4C; Widera, 2020). Trzeba też wspomnieć o ostatnio odkrytym stożku krewasowym w środkowej części złoża „Tomistawice” (ryc. 2.2). Cechuje się on najbardziej złożoną budową, gdyż w rzeczywistości jest to kompleks składający się z czterech, a miejscami pięciu stożków, które występują w superpozycji, czyli jeden nad drugim (ryc. 2.3D; Widera i in., 2023b).



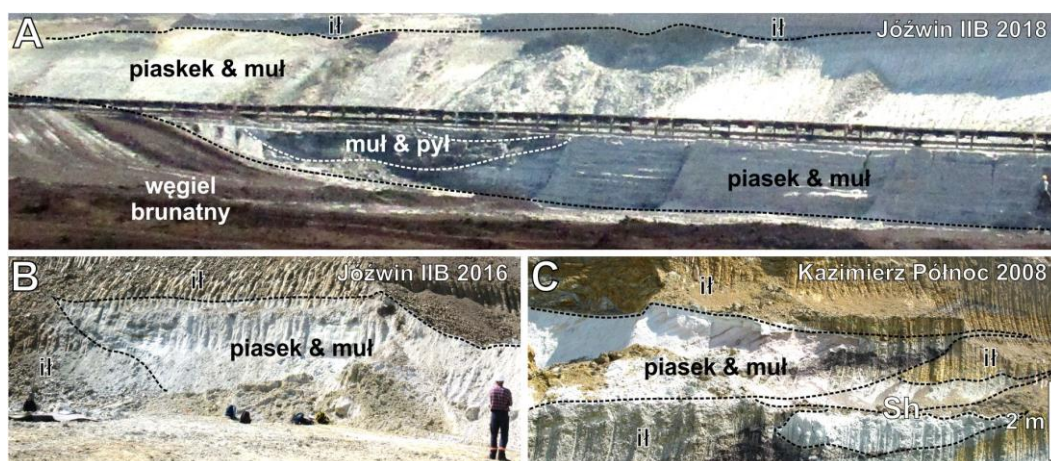
Ryc. 2.5. Zbiorcze profile sedymentologiczne dla osadów wybranych stożków krewasowych z odkrywek Tomistawice i Józwin IIB

Fig. 2.5. Cumulative sedimentological logs for the sediments of selected crevasse from the Tomistawice and Józwin IIB opencast mines

Wspomniane wyżej oraz inne facje zidentyfikowane wśród osadów stożków krewasowych z konińskich odkrywek węgla brunatnego przedstawiono na profilach sedymentologicznych (ryc. 2.5). W tym miejscu warto zwrócić uwagę na fakt, że większość facji cechuje się strukturą masywną. Można to tłumaczyć jako skutek postdepozycyjnej, deformującej i destrukcyjnej roli roślinności torfotwórczej, z której powstały przewarstwienia węglowe, jak i górna tawa węglowa (ryc. 2.3, 2.5).

Występowanie osadów stożków krewasowych w obrębie 1. ŚPWB pozwala stwierdzić, że w ich pobliżu znajdowały się koryta rzeczne. Nie można niestety definitywnie rozstrzygnąć jaki typ morfologiczny rzeki te reprezentowały. Najmniej prawdopodobny jest system roztokowy, gdyż tego typu rzekom stożki krewasowe towarzyszą sporadycznie. Z drugiej strony omawiane pozakorytowe formy akumulacyjne (tj. stożki krewasowe) są typowe zarówno dla rzek meandrujących, jak i anastomozujących. Można więc podsumować, że wzmiankowane stożki krewasowe powstały na środkowomiocenijskich torfowiskach, które znajdowały się między korytami rzek meandrujących i/lub anastomozujących (Widera i in., 2021a, b). Tak więc, eksploatowany pokład węglowy (1. ŚPWB) powstał w tych samych środowiskach rzecznych.

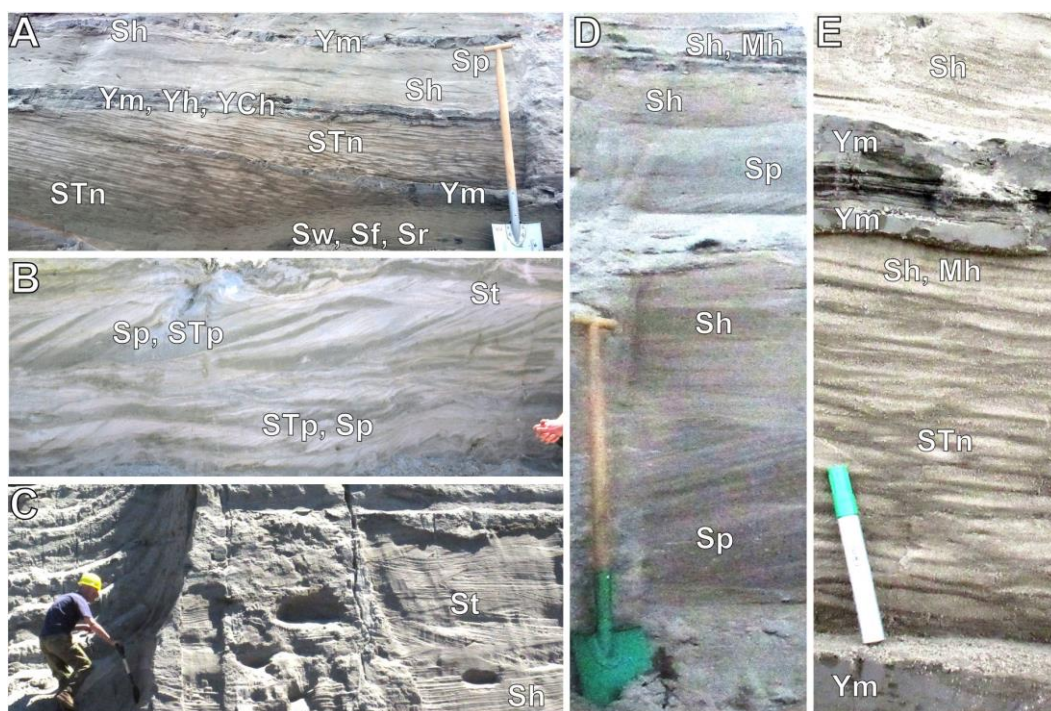
Osady nadwęglowe - ogniwo wielkopolskie, formacja poznańska. Obejmują one dominującą część „iłów poznańskich”, tj. tzw. „iły szare” i „iły płomieniste”. Dotychczas odkryto kilkadziesiąt koryt wypełnionych wyłącznie piaskami lub mułami, ale najczęściej piaskami i mułami (ryc. 2.6). Osady korytowe miały szerokość od kilku do 150 m i miąższość od kilku decymetrów do >12 m. Najczęściej w obrębie większego rozcięcia erozyjnego występowało wiele „włożonych” koryt, naprzemiennie piaszczystych i piaszczysto-mułowych (ryc. 2.6A). Niekiedy były to pojedyncze koryta wypełnione głównie piaskiem, ale udział mułu był zauważalny, podkreślając strukturę osadu (ryc. 2.6B). Zdarzały się też przypadki, kiedy kilka odrębnych koryt erozyjnie kontaktowało się w pionie i/lub w poziomie (ryc. 2.6C). Wreszcie należy zauważyć, że omawiane osady korytowe najczęściej otoczone były przez różnokolorowe osady ilaste. Jednak kilka największych koryt wyraźnie „wcinało” się w niżej leżący pokład węglowy. Największa stwierdzona głębokość erozji stropu 1. ŚPWB przekraczała nawet 4 m (ryc. 2.6A). Poza tym uśredniony stosunek szerokości do miąższości osadów korytowych wynosił <15 (Widera i in., 2019; Zieliński & Widera, 2020).



Ryc. 2.6. Widok ogólny koryt rzecznych w „iłach poznańskich”

Fig. 2.6. Broad view of fluvial channels within the “Poznań Clays”

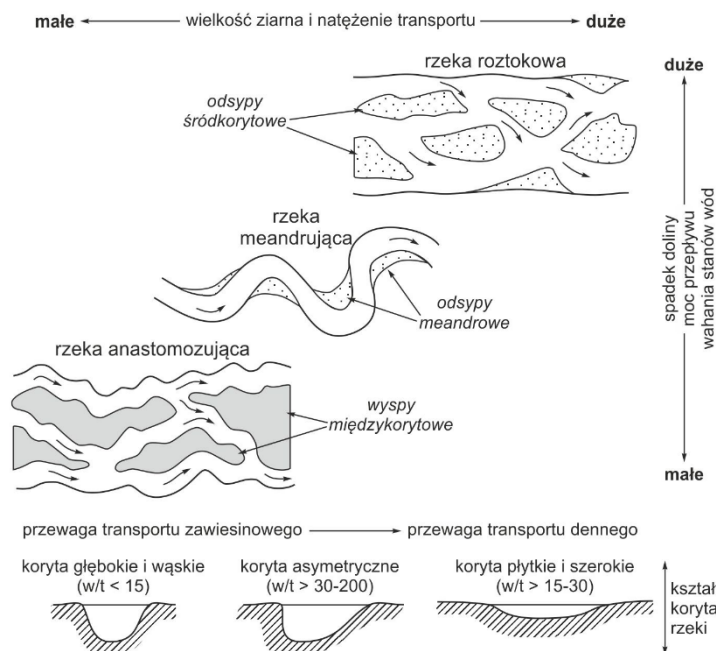
Osady korytowe w obrębie „iłów poznańskich” ogniwa wielkopolskiego (formacja poznańska) cechują się bogactwem struktur sedymentacyjnych (ryc. 2.7). Przeważają warstwowania wielkoskalowe (facje: St, Sp, STp, Sh, Mh). Jednak najbardziej diagnostyczne są warstwy z dominacją frakcji iłowej (facje: Ym, Yh, YCh), a przede wszystkim warstwowanie heterolityczne, tj. laminacja: falista, smużysta i soczewkowa (facje: Sw, Sf, STn; ryc. 2.7A, E). Pamiętać trzeba o wypełnieniach koryt przez same piaski lub muły, które charakteryzują się strukturą masywną, co wynika z bardzo dobrego wysortowania osadu. Współwystępowanie wymienionych facji dowodzi skrajnych warunków przepływu od wysokoenergetycznych do bardzo niskoenergetycznych, a nawet akumulacji w wodzie stojącej (facje ilaste).



Ryc. 2.7. Dominujące facje w osadach korytowych wśród „iłów poznańskich” z odkrywki Józwin IIB

Fig. 2.7. Dominant facies in channel deposits within the “Poznań Clays” from the Józwin IIB opencast mine

Analiza facjalna wyłącznie osadów korytowych nie pozwala jednoznacznie określić typu rzeki. Dlatego w interpretacji genetycznej „iłów poznańskich” pod uwagę trzeba też wziąć osady pozakorytowe, które otaczają wyżej scharakteryzowane osady korytowe. Te bardzo drobnoziarniste osady pozakorytowe w przewodzie reprezentują pyły ilaste, ale warstwy/soczewy iłów, mułów oraz piasków (ilastych, mułowych, pylastych) występują w nich powszechnie. Ich charakterystyczna różnobarwność jest efektem warunków redukcyjno-utleniających w czasie i po ich depozycji (Klęsk i in., 2022), w tym także obecność poziomów gleb kopalnych z cienkimi (<0,3 m) warstwami węgla brunatnego – odkrywka Kazimierz Północ (Maciaszek i in., 2020). W innych częściach Polski są to nawet pokłady węglowe o miąższości >3 m (Piwocki i in., 2004).



Ryc. 2.8. Wzór koryt *versus* dynamika i charakter przepływu dla głównych systemów rzecznych (Zieliński, 2014)

Fig. 2.8. Pattern of channels *versus* flow dynamics and character of the major river systems (Zieliński, 2014)

Dysponując danymi o osadach korytowych i pozakorytowych można zinterpretować genezę „iłów poznańskich”, czyli przyporządkować je do odpowiedniego systemu rzeczno (ryc. 2.8). Z trzech podstawowych typów rzek osady nadwęglowe z konińskich odkrywek najbardziej „pasują” do środowiska rzeki anastomozującej. Przemawia za takim stwierdzeniem co naj-

mniej kilka faktów. Po pierwsze, koryta są względnie wąskie i szerokie, gdyż stosunek szerokości do miąższości ich wypełnień jest <15. Po drugie, brak jest odsypów meandrowych, które są typowe dla rzek meandrujących. Po trzecie, w przewodzie są to osady drobniejsze („ity” pozakorytowe oraz drobne piaski i muły korytowe) w porównaniu z osadami rzek meandrujących, a zwłaszcza roztokowych (ryc. 2.8).

Warto na koniec dodać, że w czasie akumulacji omawianych osadów basen „iłów poznańskich” miał najprawdopodobniej charakter bezodpływowy, o niewielkim nachyleniu terenu. Natomiast klimat stawał się coraz bardziej chłodny i suchy, przy czym jego sezonowość zaznaczała się bardzo wyraźnie. Sprzyjało to krótkotrwałym powodziom, a następnie długotrwałym okresom zamierania przepływu korytowego oraz wietrzenia osadów pozakorytowych – od żółtych po czerwone kolory „iłów poznańskich” (Widera i in., 2021a, b).

Podsumowanie

W miocenie główne środowiska sedymentacyjne na Niziu Polskim zmieniały się dwa razy dość nagle. Spowodowane to było przede wszystkim globalnymi i regionalnymi, a w mniejszym stopniu lokalnymi, fluktuacjami tektonicznymi i klimatycznymi. Na podstawie obserwacji w konińskich odkrywkach węgla brunatnego wyróżniono trzy przedziały czasowe, w których powstały osady neogeńskie łatwe do korelacji z odpowiednimi wydzieleniami litostratigraficznymi.

Osady podwęglowe powstały we wczesnym i częściowo środkowym miocenie (~23–15 mln lat BP). Odpowiadają one formacji koźmińskiej, w swojej masie głównie piaszczystej. W warunkach względnie dużego nachylenia terenu oraz wilgotnego i ciepłego klimatu piaski podwęglowe były deponowane w środowisku rzeki roztokowej.

1. Środkowopolski pokład węgla brunatnego (1. ŚPWB) powstał w środkowym miocenie (~15,1–14,3 mln lat BP, a razem z „iłami szarymi” ~15,1–13,8 mln lat BP). Litostratygraficznie jest to ogniwo iłów szarych, stanowiące dolną część formacji poznańskiej. Klimat wtedy był też wilgotny i ciepły, ale nachylenie terenu niewielkie. Obecność osadów stożków krewasowych w 1. ŚPWB pozwoliło pośrednio stwierdzić, że pokład ten powstał w środowisku rzeki meandrującej i/lub anastomozującej. Na obecnym etapie badań, ze względu na brak odstępów osadów korytowych, nie można rozstrzygnąć, który to był dokładnie typ rzeki.

Osady nadwęglowe akumulowane były od górnej części środkowego miocenu po najniższy wczesny pliocen (~13,8–5 mln lat BP). Są one wyróżniane jako ogniwo wielkopolskie w obrębie formacji poznańskiej. Występują w nich liczne koryta piaszczysto-mułowe, a w różnokolorowych osadach pozakorytowych stwierdzono gleby kopalne z warstwami węgla brunatnego. W tym czasie klimat stawał się coraz bardziej suchy i chłodny, a jego sezonowość coraz wyraźniejsza. Charakterystyczne wykształcenie facji korytowych i pozakorytowych wskazuje, że były one akumulowane w anastomozującym systemie rzeczny.

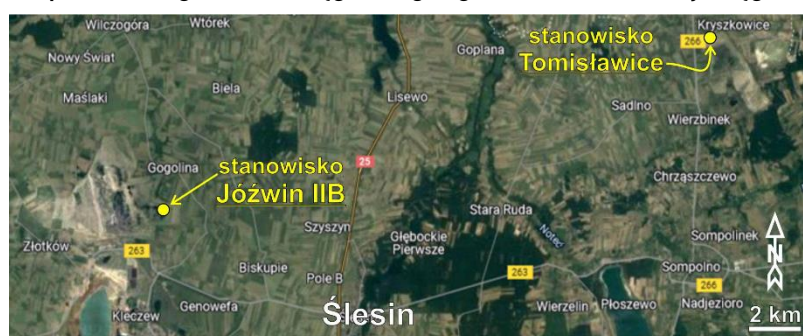
Literatura

- Chomiak, L., 2020. Crevasse splays within a lignite seam at the Tomistawice opencast mine near Konin, central Poland: architecture, sedimentology and depositional model. *Geologos* 26, 25–37.
- Chomiak, L., Maciaszek, P., Wachocki, R., Widera, M. & Zieliński, T., 2019. Seismically-induced soft-sediment deformation in crevasse-splay microdelta deposits (Middle Miocene, central Poland). *Geological Quarterly* 63, 162–177.
- Dziamara, M., Glacová, V., Klęsk, J., Marszałko, M., Wachocki, R. & Widera, M., 2022. Wpływ przerostów piaszczystych w węglu brunatnym na działalność górniczą – przykład ze złoża „Pątnów IV” (okolice Konina) w środkowej Polsce. *Przegląd Geologiczny* 70, 376–383.
- Klęsk, J., Błachowski, A., Diduszko, R., Kruszewski, Ł. & Widera, M., 2022. Iron-bearing phases affecting the colour of upper Neogene clayey sediments from Dymaczewo Stare, west-central Poland. *Geologos* 28, 129–139.
- Maciaszek, P., Chomiak, L., Urbański, P. & Widera M., 2020. New insights into the genesis of the “Poznań Clays” – upper Neogene of Poland. *Civil and Environmental Engineering Reports* 30, 18–32.
- Piwocki, M., Badura, J. & Przybylski B., 2004. Neogen. [W:] Peryt, T.M. & Piwocki, M. (red.), *Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, część 3a, Kenozoik – paleogen, neogen*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 71–133.
- Widera, M., 2020. Slump folds within mid-Miocene crevasse-splay deposits: a unique example from the Tomistawice lignite opencast mine in central Poland. *Geological Quarterly* 64, 711–722.
- Widera, M., Chomiak, L., Gradecki, D. & Wachocki R., 2017. Osady glifu krewasowego z miocenu Polski środkowej w okolicach Konina. *Przegląd Geologiczny* 65, 251–258.
- Widera, M., Chomiak, L. & Wachocki R., 2023a. Distinct types of crevasse splays formed in the area of Middle Miocene meanders, central Poland: Insights from geological mapping and facies analysis. *Sedimentary Geology* 443, 106300.
- Widera, M., Chomiak, L. & Zieliński, T., 2019. Sedimentary facies, processes and paleochannel pattern of an anastomosing river system: an example from the Upper Neogene of Central Poland. *Journal of Sedimentary Research* 89, 487–507.

- Widera, M., Działara, M., Klęsk, J. & Wachocki, R., 2023b. Four in one: a new crevasse-splay complex from the Middle Miocene of central Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, (w druku).
- Widera, M., Bechtel, A., Chomiak, L., Maciaszek, P., Stodkowska, B., Wachocki, R., Worobiec, E., Worobiec G. & Zieliński T., 2021a. Palaeoenvironmental reconstruction of the Konin Basin (central Poland) during lignite accumulation linked to the Mid-Miocene Climate Optimum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 568: 110307.
- Widera, M., Zieliński, T., Chomiak, L., Maciaszek, P., Wachocki, R., Bechtel, A., Stodkowska, B., Worobiec, E. & Worobiec, G., 2021b. Tectonic-climatic interactions during changes of depositional environments in the Carpathian foreland: An example from the Neogene of central Poland. *Acta Geologica Polonica* 71, 519–542.
- Zieliński, T. & Widera, M., 2020. Anastomosing-to-meandering transitional river in sedimentary record: A case study from the Neogene of central Poland. *Sedimentary Geology* 404, 105677.

Stanowisko Jóźwin IIB – M. Widera, J. Klęsk

Stanowisko Jóźwin IIB zlokalizowane jest ok. 10 km na WNW od Ślesina (ryc. 2.9). Obejmuje ono osady odsłaniające się w odkrywcę o tej samej nazwie, tj. Jóźwin IIB, gdzie w latach 2003–2023 eksploatowany był węgiel brunatny ze złoża „Pątnów IV”. Określając dokładniej lokalizację można powiedzieć, że jest to wyrobisko końcowe, tzw. „zatoka wschodnia” wspomnianego złoża węglowego, gdzie ostatnie tony węgla wydobyto 16 czerwca 2023 r.



Ryc. 2.9. Lokalizacja stanowisk Jóźwin IIB i Tomistawice

Fig. 2.9. Location of the Jóźwin IIB and Tomistawice field sites

Z punktu widokowego można dostrzec prawie kompletny profil kenozoicznej

sukcesji osadowej, która odsłania się w odkrywcę Jóźwin IIB przez ponad 20 lat jej funkcjonowania (ryc. 2.10). Na tym obszarze kenozoik reprezentuje wyłącznie neogen i czwartorzęd, gdyż paleogenu nigdy nie stwierdzono. Neogen to piaski podwęglowe (formacja koźmińska), 1. środkowopolski pokład węgla brunatnego (1. ŚPWb) z lokalnie występującymi w jego stropie tzw. „iłami szarymi” (ogniwo iłów szarych formacji poznańskiej) oraz „iły zielone” i „iły płomieniste” (ogniwo wielkopolskie formacji poznańskiej). Słowem, neogen składa się z dwóch formacji litostratygraficznych, koźmińskiej i poznańskiej, a ta ostatnia dzieli się na dwa ogniwa, czyli iłów szarych i wielkopolskie (patrz ryc. 1.3).

Wszystko to co zalega powyżej różnokolorowych neogeńskich iłów, a mające barwy ciemnoszare i rdzawo-brązowe, to glacygeniczne osady czwartorzędowe. Jak widać, w tej masie przeważają szare gliny lodowcowe o średniej miąższości 30–40 m, a reprezentujące zlodowacenia południowo- i środkowopolskie (ryc. 2.10). Wśród nich najprawdopodobniej gliny zlodowacenia odry przeważają, a gliny zlodowaceń południowopolskich i zlodowacenia warty obejmują odpowiednio najniższe i najwyższe kilka, kilkanaście metrów. Z kolei przypowierzchniowe osady glacygeniczne w różnych odcieniach koloru brązowego (gliny lodowcowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne) reprezentują zlodowacenie wisty (ryc. 2.10). Holocen obejmuje poziom glebowy, a gdzieś tam mogą to być również namuły oraz torfy stałych i/lub okresowych cieków powierzchniowych, jak i zagłębień bez-odpływowych.



Ryc. 2.10. Widok ogólny osadów kenozoicznych w odkrywcę Jóźwin IIB (czerwiec, 2023)

Fig. 2.10. Broad view of the Cenozoic deposits in the Jóźwin IIB lignite opencast mine (June, 2023)

Na punkcie widokowym omówione zostanie wykształcenie teksturalne i strukturalne osadów plejstocénskich, głównie glin lodowcowych. Dla celów stratygraficznych bardzo przydatne są nieciągłe, soczewkowe ciała piaszczysto-żwirowe wśród wspomnianych glin. Wyznaczają one mniej lub bardziej wyraźne horyzonty, które przy braku możliwości wykorzystania innych metod badawczych pozwalają rozdzielić gliny odpowiadające różnym zlodowaceniom.



Ryc. 2.11. Różnokolorowe „iły poznańskie” w odkrywcę Jóźwin IIB (czerwiec, 2021)

Fig. 2.11. Multicoloured “Poznań Clays” in the Jóźwin IIB lignite opencast (June, 2021)



Ryc. 2.12. Piaszki i muły korytowe w „iłach poznańskich” w odkrywcę Jóźwin IIB – dolna część profilu (czerwiec, 2022)

Fig. 2.12. In-channel sands and muds within the “Poznań Clays” in the Jóźwin IIB lignite opencast mine – lower part of the section (June, 2022)

Omówione zostaną też spęknięcia w poładzie węgla brunatnego (1. ŚPWB). Ich charakterystyczną cechą jest/było to, że są one prostopadłe do utawicenia węgla oraz wzajemnie do siebie. Takie spęknięcia w węglu (brunatnym i kamiennym) w literaturze anglojęzycznej nazywa się *“cleats”* (patrz ryc. 1.6, 1.7). Po podaniu ich uśrednionych parametrów (biegi, kąty upadu) przedyskutowana zostanie ich geneza, tj. tektoniczna czy nietektoniczna?

Następnie scharakteryzowane będą neogeńskie osady drobnoziarniste zalega-

jące na stropie 1. ŚPWB, tj. „iły poznańskie” (ryc. 2.11). W pierwszej kolejności omówione zostaną ich główne cechy teksturalne, takie jak uziarnienie i barwa. W ostatnim przypadku podane zostaną przyczyny różnobarwności tych osadów, zwanych też „iłami pstrymi poznańskimi”. Słowem, spróbujemy odpowiedzieć na pytanie: co decyduje o kolorze osadu od czarnego, poprzez zielonkawo-niebieskie odcienie szarości i żółto-pomarańczowy, po czerwony?

Jednak główny problem badawczy, wzbudzający kontrowersje od ponad 150 lat, to wiek i geneza „iłów poznańskich”. Przedstawione zostaną dowody na to, że „iły” te w przeważającej części iłami nie są, oraz że omawiane górnoneogeńskie osady powstały w środowisku rzeczonym. Potwierdzeniem fluwialnego pochodzenia „iłów poznańskich” są m.in. piaszczyste lub piaszczysto-mułowe osady korytowe (ryc. 2.12).

Stanowisko Tomisławice – M. Widera, J. Klęsk

Stanowisko Tomisławice oddalone jest o ok. 25 km na NE od Ślesina, jadąc przez Sompolno (patrz ryc. 2.9). W rzeczywistości jest to jedyna odkrywka, należąca do KWB Konin, gdzie węgiel brunatny eksploatowany jest od 2011 r. Jako ciekawostkę można podać informację, że cały proces koncesyjny na eksploatację węgla ze złoża „Tomisławice” (odkrywka Tomisławice) został przeprowadzony po przyjęciu Polski do Unii Europejskiej. Co więcej, jest to jedyny taki przypadek nie tylko w Polsce, ale w całej UE w ciągu ostatnich blisko 20 lat.

W ostatnich latach istniała niepowtarzalna okazja, patrząc z korony odkrywki, obserwacji nie tylko stropu pokładu węglowego (1. ŚPWB), ale też stropu międzywęglowych klastyków, tj. piasków krewasowych. Było to możliwe dzięki selektywnej eksploatacji zarówno dolnej, jak i górnej ławy pokładu węglowego. Łatwo zauważalny jest prawie zupełny brak nadwęglowych „iłów poznańskich” (ryc. 2.13). Dlatego omawianie osadów neogeńskich w odkrywce zostanie ograniczone do eksploatowanego pokładu węgla brunatnego i występujących w nim klastyków, tj. piasków i iłów.



Ryc. 2.13. Widok ogólny osadów kenozoicznych w odkrywce Tomisławice (czerwiec, 2023)

Fig. 2.13. Broad view of the Cenozoic deposits in the Tomisławice lignite opencast mine (June, 2023)

W tym miejscu należy poświęcić trochę uwagi czwartorzędowi, który jest dobrze widoczny z punktu widokowego. Chociaż jest on podobny stratygraficznie, to jednocześnie różni się litologicznie od tego co obserwowaliśmy/omawialiśmy w odkrywce Józwin IIB. Krótko mówiąc, w tej ostatniej czwartorzęd reprezentowany był w dominującej masie przez gliny lodowcowe, zaś w odkrywce Tomisławice czwartorzęd, to w przybliżeniu w równych proporcjach następujące osady glacialne: gliny lodowcowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz piaski pylaste i muły limnoglacialne (ryc. 2.13). Taka budowa nadkładu, przy szcztąkowym

występowaniu „iłów poznańskich”, bardzo utrudnia działalność górniczą – problemy z odwodnieniem i niebezpieczeństwo zamulenia stropu węgla.

Schodząc do odkrywki można z bliska przyjrzeć się osadom czwartorzędowym, w tym ich różnym odmianom litologicznym. Celem wycieczki jest jednak pokład węglowy. Najpierw przedyskutowane zostanie zróżnicowanie teksturalne i strukturalne pozornie jednolitego pokładu „czarnego” węgla brunatnego. W tym miejscu wyróżnione i omówione zostaną podstawowe litotypy węgla oraz ich poznawcze i praktyczne znaczenie. Poza tym, przedyskutowany zostanie problem kompaktacji torfu przy przejściu w węgiel brunatny. Postaramy się rozwiązać mity krążące w literaturze polskiej i światowej poprzez odpowiedź na pytanie: ile metrów torfu (w chwili zakończenia jego sedymentacji/sedentacji) jest potrzebnych do powstania 1 m węgla brunatnego, który jest obecnie eksploatowany, np. w odkrywce Tomistawice?



Ryc. 2.14. Ogólny widok horyzontalnie warstwowanych osadów międzywęglowych w obrębie 1. ŚPWB przykrytych przez osady czwartorzędowe w odkrywce Tomistawice (czerwiec, 2023)

Fig. 2.14. Broad view of horizontally stratified interlignite deposits within the MPLS-1 overlain by the Quaternary deposits in the Tomistawice lignite opencast mine (June, 2023)

Następnie, zgodnie z hasłem przewodnim warsztatów, omówiona zostanie sedymentologia osadów klastycznych (genetycznie związanych z rzekami) w eksploatowanym węglu (ryc. 2.14, 2.15). Osobno scharakteryzowane zostaną piaszczysto-organiczne osady stożków



Ryc. 2.15. Zbliżony widok horyzontalnie i planarnie warstwowanych osadów międzywęglowych w obrębie 1. ŚPWB przykrytych przez osady czwartorzędowe w odkrywce Tomistawice (sierpień, 2022)

Fig. 2.15. Close-up view of horizontally and planar cross-stratified interlignite deposits within the MPLS-1 overlain by the Quaternary deposits in the Tomistawice lignite opencast (August, 2022)

kwarcowych i osady ilaste jezior, które okresowo istniały na powierzchni środkowo-miocenских torfowisk, w szczególności na obszarze dzisiejszego złoża „Tomistawice”. Niestety te międzywęglowe przewarstwienia mineralne są dużym utrudnieniem w działalności górniczej,

a nade wszystko niekorzystnie wpływają na jakość węgla przeznaczonego do produkcji prądu, co też wymaga krótkiego komentarza.

W przypadku kompleksu stożków krewasowych, dobrze odsłoniętego w latach 2022–2023 w odkrywce Tomistawice (ryc. 2.14, 2.15), udało się metodami pośrednimi oszacować minimalną długość czasu w jakim on powstawał. Było to możliwe dzięki temu, że poszczególne stożki są oddzielone względnie cienkimi warstwami węgla brunatnego. Z drugiej strony znany jest czas powstawania 1 m węgla (około 40 tys. lat) wydobywanego w ostatnich latach przez KWB Konin. Wolno przyjąć, że wiek całego kompleksu stożków jest zbliżony do czasu sedentacji torfu, z którego powstało łącznie około 1,2 m przewarstwień węglowych. Poza tym czas sedymencji klastyków można pominąć. Podsumowując, omawiany kompleks stożków krewasowych powstawał przez co najmniej 48 tys. lat.

Rola sedymencji synfałdowej w rozwoju strukturalnym moreny pchniętej podczas recesji zlodowacenia warty

The role of synfolding sedimentation in structural evolution of push moraine during the Warthanian ice-sheet recession

Wojciech Włodarski¹, Beata Gruszka¹, Małgorzata Frydrych², Zbigniew Rdzany²,
Julita Biernacka¹

¹Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; wojtek@amu.edu.pl, bgruszka@amu.edu.pl, julbier@amu.edu.pl

²Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl, malgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl

Streszczenie

Moreny pchnięte odgrywają ważną rolę w rekonstrukcjach paleoglacjologicznych, wskazując na dynamikę czoła lądolodów w związku z ich nasunięciem. Na rozwój moren pchniętych mogą wpływać warunki termiczne i mechaniczne na kontakcie lądolód–podłoże. Właściwa interpretacja tych warunków jest możliwa przy odpowiednim podejściu do analizy fałdów i uskoków glaciektonicznych. Obok procesów deformacji ważną rolę w rozwoju moren pchniętych odgrywają procesy syntektonicznej erozji i sedymencji, które są zapisane w sukcesjach tzw. warstw przyrostowych. Biorąc pod uwagę geometrię, zmiany miąższości oraz niezgodności w obrębie warstw przyrostowych istnieje możliwość oceny względnego tempa sedymencji w porównaniu do tempa deformacji.

Słowa kluczowe: warstwy przyrostowe, fałdy związane z uskokami nasuwczymi, niezgodności kątowe, niezgodności przekraczające, osady typu *jökulhlaup*

Abstract

Push moraines are important for palaeoglaciological reconstructions including ice-sheet dynamics during advance phases. Development of push moraines may be controlled by thermal and mechanical

properties of the ice/bed interface. The proper interpretation of these properties requires a detailed analysis of glaciotectionic folds and faults. Syntectonic processes of erosion and sedimentation recorded in growth strata significantly influence on geometry of glaciotectionic structures within push moraines. Lateral changes in thickness and characteristic unconformities are typical of growth strata and can be useful for analysis of sedimentation rate relative to deformation rate. It has important implications for palaeogeographical reconstructions in front of advancing ice-sheets.

Key words: growth strata, fault-related folds, angular unconformities, onlap unconformities, *jökulhlaup* deposits

Wstęp

W ramach wycieczki zostaną przedstawione zagadnienia dotyczące rozwoju fałdów w osadach glacialnych moreny pchniętej, które odstawiają się w klifie zbiornika Jeziorsko. Morena pchnięta stanowi zapis krótkotrwałego nasunięcia czoła lądolodu zlodowacenia warty podczas jego recesji. Podstawą analizy struktur glacialnych będą uskoki akomodujące fałdowanie (ang. *fold accommodation faults*), które pozwalają na interpretację odpowiedniego typu fałdów związanych z uskokami nasuwczymi (ang. *fault-related folds*). Ze względu na stosunkowo niewysokie profile geologiczne dostępne w klifie nie ma możliwości prowadzenia bezpośrednich obserwacji uskoków nasuwczych. Ważnym elementem wycieczki będą tzw. osady przyrostowe (ang. *growth strata*), czyli takie, których sedymentacja zachodziła synchronicznie z fałdowaniem. Osady te będą analizowane pod kątem ich zróżnicowania litologicznego w obrębie poszczególnych fałdów, zmian miąższości, a także występowania niezgodności kątowych czy przekraczających. Szczegółowo omówione zostaną gruboklastyczne osady interpretowane jako efekt spływów masowych i wysokoenergetycznych przepływów typu *jökulhlaup*. Następnie podjęta zostanie dyskusja nad relacją sedymentacji osadów przyrostowych, a geometrią antyklin i synklin glacialnych.

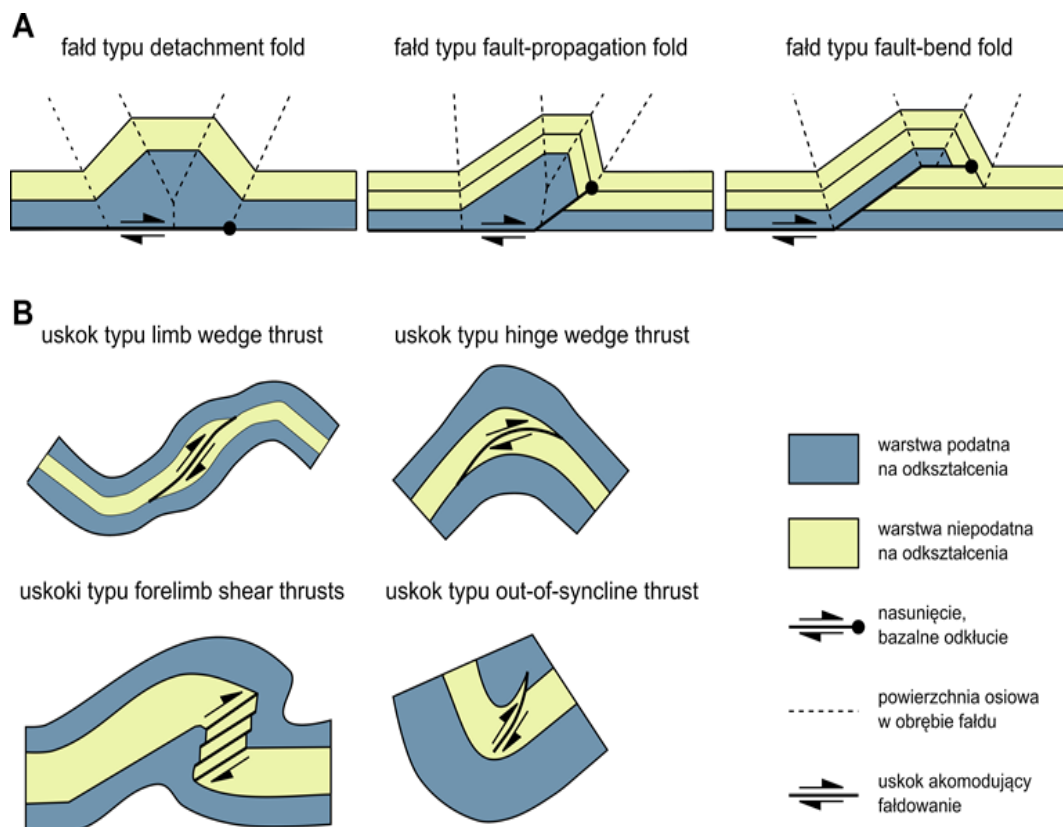
Istotne znaczenie dla charakteru deformacji glacialnych w obrębie fałdowanych warstw miały zapewne wody porowe. Czasoprzestrzenne zmiany ilości i ciśnienia wód porowych, związane m.in. z ich migracją nierzadko kontrolowaną przez procesy deformacyjne, mogły prowadzić do cementacji węglanowej osadów. Przykłady takiej cementacji zostaną przedstawione podczas wycieczki.

Moreny pchnięte

Moreny pchnięte rozumiemy jako struktury glacialne i związane z nimi formy rzeźby terenu, rozwijające się w strefie marginalnej aktywnego lądolodu. Moreny tego typu odgrywają ważną rolę w rekonstrukcjach paleoglacjologicznych (Bennett, 2001). Ich obecność wskazuje na dynamikę czoła lądolodów w związku z ich nasunięciem. Ponadto stanowią one podstawę do dyskusji nad problemem przestrzennych układów strumieni lodowych. Warunki termiczne i mechaniczne na kontakcie lądolód–podłoże wpływają na dynamikę lodowca, a ta na rozwój moren pchniętych (van der Wateren, 1995; Bennett, 2001). Tym samym, na podstawie badań takich moren, możliwa jest analiza dotycząca obecności wieloletniej zmarzliny czy też odkłucia bazalnego ograniczającego struktury deformacyjne od spągu (Włodarski & Godlewska, 2016; Fitzsimons & Howarth, 2020; Włodarski i in., 2022).

W ciągu ostatniej dekady zmieniło się podejście do interpretacji struktur glacialnych związanych z deformacjami podatnymi i kruchymi, a to za sprawą fałdów związanych z uskokami nasuwczymi (Brandes & Tanner, 2014) i rozpoznanych w ich obrębie uskoków akomodujących fałdowanie (Mitra, 2002). Na podstawie szczegółowej analizy strukturalnej

można stwierdzić, że deformacje podatne i kruche mogły się rozwijać równocześnie podczas tego samego epizodu deformacyjnego (ryc. 3.1; Brandes & Tanner, 2014; Włodarski & Godlewska, 2016). Wielkość naprężeń indukowanych przez lądolód, tempo odkształceń oraz właściwości reologiczne osadów poddawanych deformacjom decydowały o dominacji struktur podatnych lub kruchych (van der Wateren, 1995; Bennett, 2001). W tym kontekście moreny pchnięte były rozpatrywane jako zapis szarży lodowej (Croot, 1987; Benediktsson i in., 2009) lub powolnego nasunięcia czoła lądolodu (Włodarski & Godlewska, 2016; Włodarski i in., 2022).



Ryc. 3.1. Modele równoczesnego rozwoju deformacji podatnych i kruchych stosowane w analizie strukturalnej moren pchniętych. A – fałdy związane z uskokami nasuwczymi; B – uskoki akomodujące fałdowanie

Fig. 3.1. Models of contemporaneous ductile and brittle deformation used in structural analysis of push moraines. A – fault-related folds; B – fold-accommodation faults

Zgodnie z modelem tzw. krytycznego klina stożkowego (ang. *critical taper-wedge*) rozwój strukturalny moren pchniętych może być kontrolowany przez geometrię, lateralne zróżnicowanie miąższościowe i litologiczne osadów proglacialnych (Bennett, 2001). Wynika to z faktu, że osady proglacialne mogą wpływać na charakter sprzężenia mechanicznego na kontakcie lądolód–podłoże w strefie czoła lądolodu, a tym samym na warunki transmisji naprężeń w obrębie przedpola lądolodu (van der Wateren, 1995). Istnieje wiele przykładów moren pchniętych, których rozwój jest ściśle związany z wcześniejszym etapem sedymentacji stożków glacialfluwialnych podpartych przez czoło lądolodu (Bennett, 2001). Przyjmuje się, że obecność takiego stożka jako przeszkody terenowej przed czołem nasuwającego się lądolodu miała znaczny wpływ na efektywność transmisji horyzontalnych naprężeń kompresyjnych, a w konsekwencji na rozwój deformacji glacitektonicznych głównie poprzez spiętrzanie (ang. *buldozing*) osadów stożka. Z drugiej strony, moreny pchnięte mogą się rozwijać podczas nasunięcia czoła lądolodu na względnie płaskie przedpole przy uwzględnieniu następujących czynników: dolodowe nachylenie powierzchni przedpola, niskie ciśnienia wód

porowych w strefie submarginalnej lądolodu i przymarznięcie czoła lądolodu do podłoża. W takich warunkach struktury glacitektoniczne mogą stanowić zapis nie tylko procesów spiętrzania osadów przedpola lądolodu, ale również tzw. spreadingu grawitacyjnego, wynikającego z gradientu obciążenia podłoża przez lądolód w jego strefie marginalnej (Croot, 1987).

Osady proglacialne podlegające deformacjom glacitektonicznym można analizować jako układy dwuwarstwowe, wyklinowujące się w kierunku przedpola lądolodu, co wynika z wielu modelowań analogowych i numerycznych (Wu & McClay, 2011; Morley i in., 2017). W ogólnym ujęciu w takich układach ważną rolę odgrywają różnice kompetencji (zdolności do zginania) i miąższości między dolną warstwą drobnoziarnistych osadów miękkich, bardziej podatnych na odkształcenia, np. glin lodowcowych, a górną warstwą, złożoną z osadów bardziej sztywnych, np. osadów stożków glacifluwialnych (tab. 3.1; Włodarski & Godlewska, 2016; Włodarski i in., 2022).

Tabela 3.1. Wpływ charakteru układów dwuwarstwowych na geometrię glacitektonicznych deformacji fałdowych. Zestawienie wyników modelowań analogowych i numerycznych wg Morleya i in. (2017), zmienione

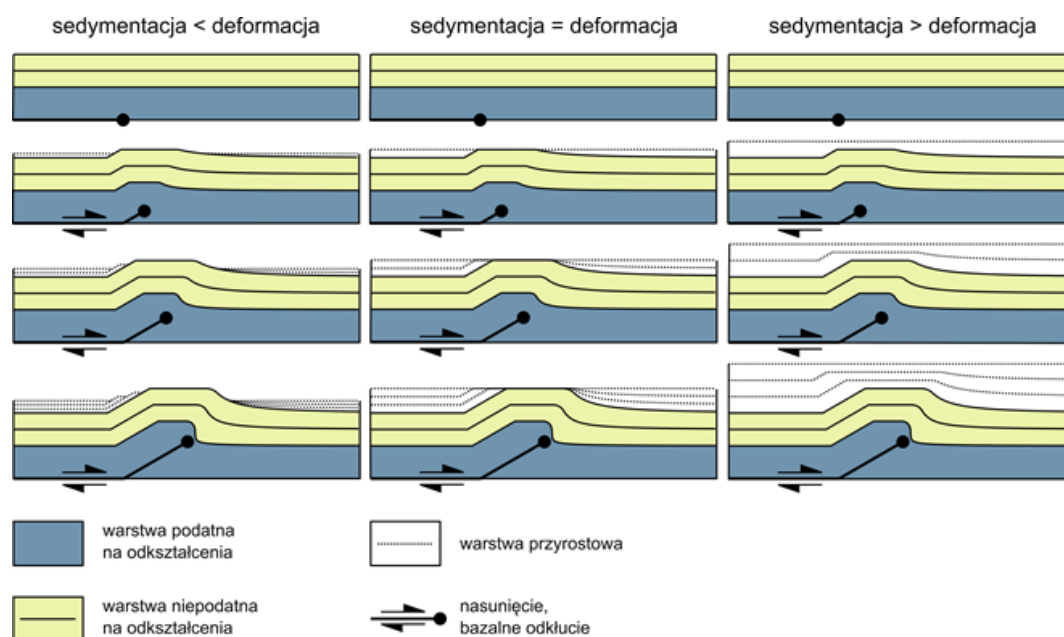
Table 3.1. Influence of the nature of two-layer systems on the geometry of glaciotectionic fold deformations. Compilation of results of analogue and numerical modeling acc. to Morley et al. (2017), changed

	Dominacja fałdów	Dominacja nasunięć	Wergencja fałdów	Nasunięcia gęsto rozmieszczone	Nasunięcia rzadko rozmieszczone
Dolna warstwa b. sztywna		x	x	x	
Dolna warstwa b. miękka	x				x
Górna warstwa b. sztywna		x			x
Górna warstwa b. miękka	x			x	
Miąższa warstwa górna					x
Cienka warstwa górna				x	
Miąższa warstwa dolna	x			x	
Cienka warstwa dolna		x			x
Niskie tempo odkształceń	x			x	
Wysokie tempo odkształceń		x			x

Warstwy przyrostowe w morenach pchniętych

Istnieją prace, których przedmiotem są procesy sedymentacji i erozji zachodzące w obrębie osadów proglacialnych podczas deformacji glacitektonicznych (van der Wateren, 1995; Phillips i in., 2008; Włodarski & Godlewska, 2016; Włodarski i in., 2022). Procesy te są zapisane w sukcesjach tzw. warstw przyrostowych (ang. *growth strata*), określanymi również jako osady synteektoniczne lub synkinematyczne. Charakterystyczną cechą tych warstw jest lateralne zróżnicowanie miąższości, na które wyraźnie wpływa geometria fałdów i nasunięć.

Dodatkowo obserwuje się stopniowe zmniejszanie kąta nachylenia warstw przyrostowych w kierunku ich stropu. Na uwagę zasługują niezgodności kątowe i przekraczające, występujące między warstwami tego typu, a także na ich kontakcie ze starszymi osadami zdeponowanymi przed etapem deformacji. Analiza tych niezgodności pozwala określić względne tempo sedymentacji warstw przyrostowych w porównaniu do tempa deformacji (ryc. 3.2; Storti & Poblet, 1997).



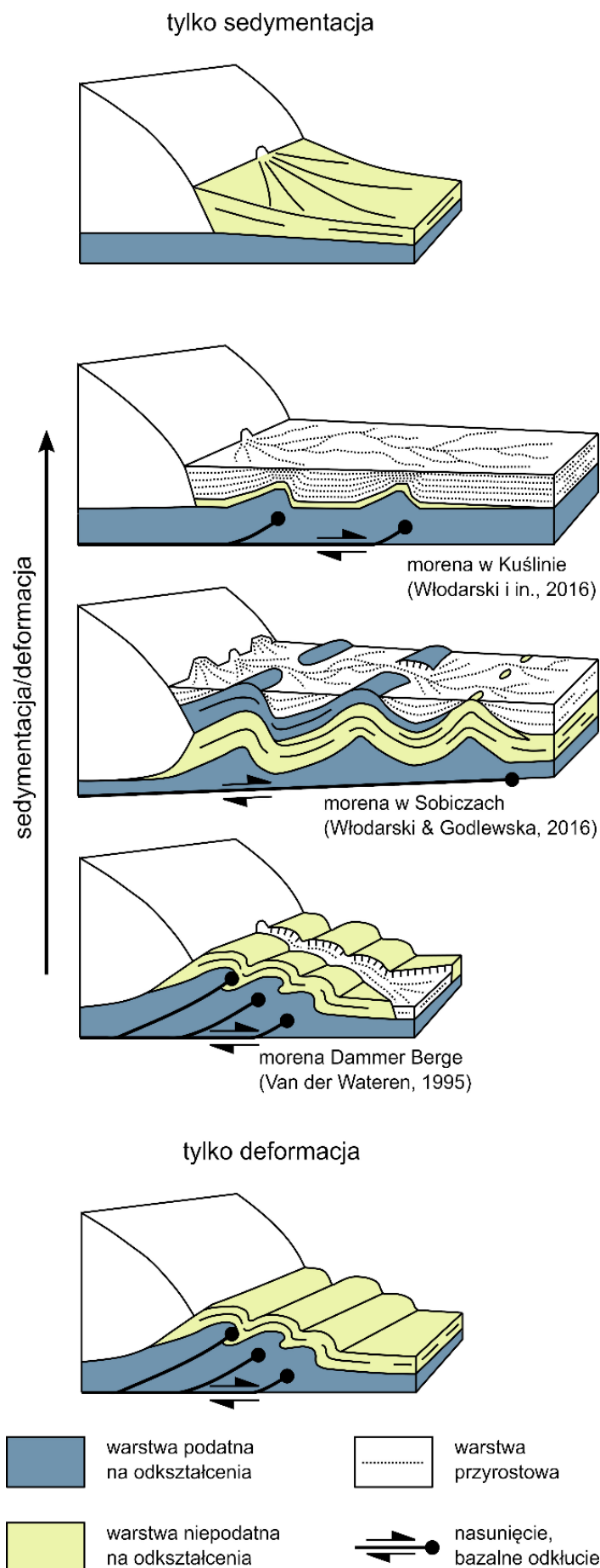
Ryc. 3.2. Geometria warstw przyrostowych na prostych modelach numerycznych

Fig. 3.2. Geometry of the growth strata in simple numerical models

Dotychczas zostały opracowane modele konceptualne obrazujące tektonosedymen-tacyjny rozwój stożków glacifluwialnych w obrębie dwóch moren pchniętych z obszaru Polski (ryc. 3.3; Włodarski & Godlewska, 2016; Włodarski i in., 2022). Szczególne znaczenie ma model dotyczący moreny pchniętej z Kuślina w zachodniej Wielkopolsce. W tym przypadku tempo sedymencji osadów glacifluwialnych było większe od tempa wypiętrzania antyklin rozwija-jących się na skutek deformacji glacitektonicznych. Co więcej, wobec braku niezgodności kątowych i erozyjnych w obrębie osadów stożka, przyjęto, że ich synfałdowa sedymencja odbywała się na większej, jeśli nie całej, powierzchni stożka. Stwierdzono również, że pro-cesy sedymencji nie były przestrzennie ograniczone do obniżów synklijalnych lub kanałów rozcinających wypiętrzane antykliny tak, jak to przedstawiano na wcześniejszych modelach (ryc. 3.3; van der Wateren 1995; Phillips i in., 2008). Intensywna agradacja stożka glaciflu-wialnego w Kuślinie spowodowała, że struktury glacitektoniczne były sukcesywnie zagrze-bywane przez coraz to młodsze warstwy przyrostowe. Tym samym struktury glacitektonicz-ne nie miały znaczącego wpływu na topografię powierzchni stożka.

Otoczenie klifu zbiornika Jeziorsko – budowa geologiczna i rzeźba terenu

Zbiornik Jeziorsko jest zlokalizowany na rzece Warcie. Znajduje się on na pograniczu Kotliny Sieradzkiej, Kotliny Kolskiej, Wysoczyzny Łaskiej i Wysoczyzny Tureckiej (ryc. 3.4). Analizo-wany obszar położony jest w zasięgu łobu południowowielkopolskiego lądolodu warty, a ma-ksymalny jego zasięg znajdował się 70–80 km w kierunku południowym. Rzędne terenu wokół zbiornika Jeziorsko wahają się od ok. 110 m n.p.m. w dolinie Warty do ok. 150 m n.p.m. na wy-soczyźnie w okolicy miejscowości Siedlątków. Większą wysokością (do 190 m n.p.m.) odzna-czają się wzniesienia morenowe położone na południowy zachód od zbiornika (ryc. 3.4).



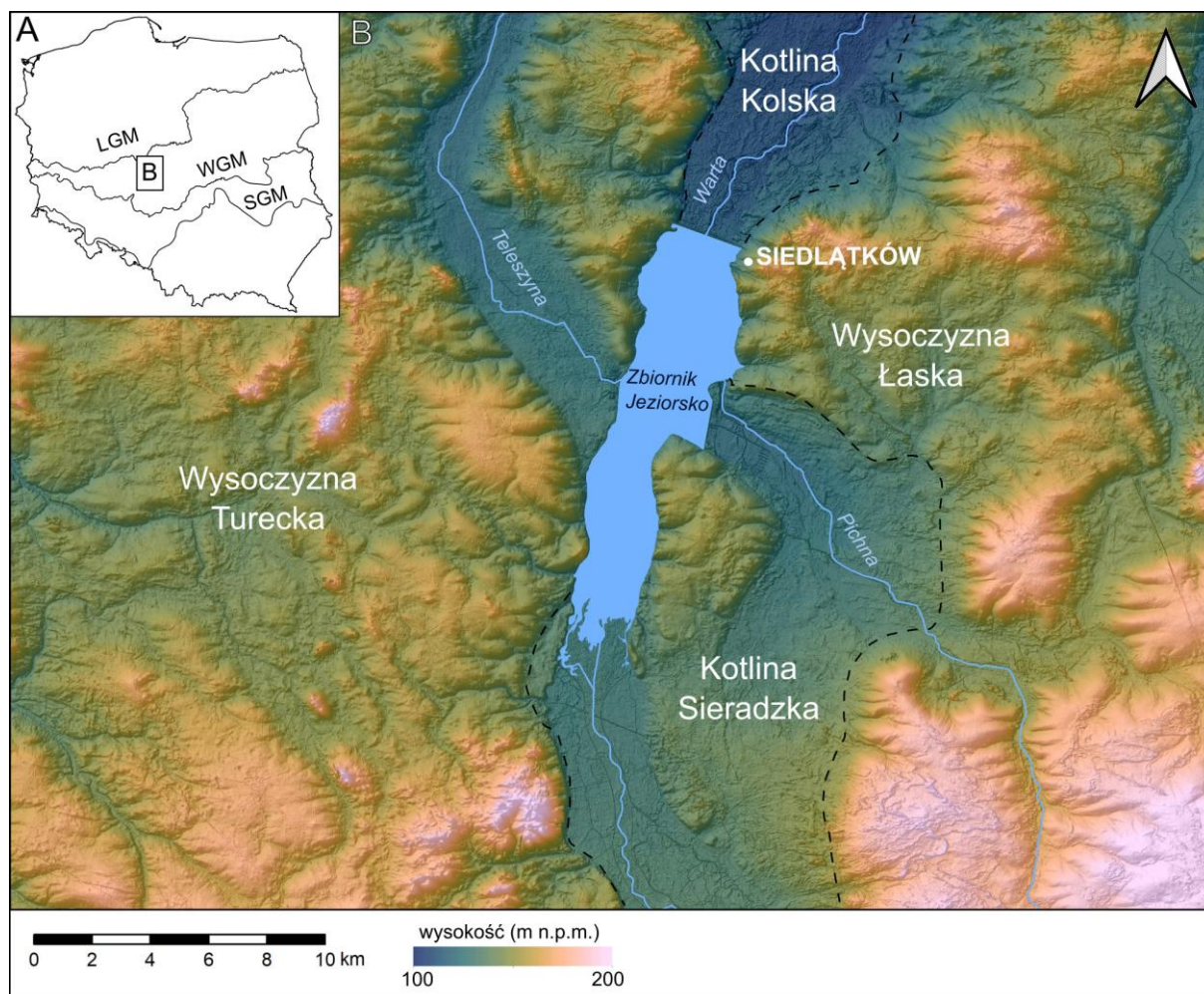
Ryc. 3.3. Konceptualne modele tektono-sedymentacyjnego rozwoju stożków glacyfluwialnych

Fig. 3.3. Conceptual models for tectono-sedimentary evolution of glaciofluvial fans

Brzeg abrazyjny stanowi ok. 18% linii brzegowej i dominuje we wschodniej części zbiornika. Rozcina ono głównie plejstocenyjskie osady glacialne, glacyfluwialne i glacylimniczne, których miąższość waha się od ok. 5 do 80 m (Klatkova & Załoba, 1991). Osady plejstocenyjskie leżą na urozmaiconym podłożu skał mezozoicznych, wśród których przeważają margle oraz wapienie mastrychtu (Klatkova & Załoba, 1991; Czyż i in., 2008). Większość osadów odsłaniających się w klifie wiązana jest z akumulacyjną działalnością lądolodu zlodowacenia warty – MIS 6 (Klatkova & Załoba, 1992; Forysiak, 2005; Rdzany, 2009). Nie jest jednak wykluczone, że część osadów występująca w jądrach struktur fałdowych powstała podczas zlodowacenia odry.

Klif w północno-wschodniej części zbiornika powstał poprzez rozcięcie wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej (ryc. 3.4, 3.5). Odsłaniają się w nim gliny lodowcowe, różnoziarniste utwory fluwioglacjalne oraz osady glacylimniczne. Udokumentowano w nim również kanały erozyjne wypełnione osadami gruboziarnistymi stanowiącymi zapis powodzi lodowcowej – *jökulhlaup* (Frydrych & Rdzany, 2018). Osady widoczne w klifie są zaburzone glacytektonicznie. Dotychczasowe badania wskazują na obecność deformacji fałdowych, diapirów oraz łusek glacytektonicznych. Znaczna część tych deformacji jest wiązana z oscylacją czoła lądolodu zlodowacenia warty

(Załoba, 1996; Czubla & Załoba, 2005), która mogła mieć charakter szarzy (Rdzany, 2009). Po przeciwległej stronie doliny Warty rozciąga się wysoczyzna morenowa płaska, urozmaicona pagórkami morenowymi o budowie fluwio-glacialno-ablacyjnej (ryc. 3.5). Wzniesienia te na-



Ryc. 3.4. Położenie i ukształtowanie obszaru badań. A – położenie obszaru na tle zasięgów zlodowaceń w Polsce: LGM – zasięg zlodowacenia wisty, WGM – zasięg zlodowacenia warty, SGM – zasięg zlodowacenia odrzy; B – ukształtowanie terenu badań na cyfrowym modelu wysokościowym

Fig. 3.4. Location and topography of the study area. A – location of the area in comparison with reference to the ice limits in Poland: LGM – maximum extent of the Last Glacial Maximum (Weichselian), WGM – maximum extent of the younger/middle Saalian (Wartanian), SGM – maximum extent of the older Saalian glaciation (Odranian); B – DEM-based topography of the study area

leżą do zespołu form marginalnych z etapu recesji lądolodu (Krzemiński, 1997), którą Rdzany (2009) określa jako subfaza Neru. Na północny zachód od zbiornika znajduje się forma złożona, posiadająca jądro ozowe i nadbudowę kemową (Frydrych, 2016), która stanowi jeden z elementów skomplikowanego systemu odpływu wód subglacialnych i proglacialnych. Należą do niej również dna dolin Teleszyny i Pichny krzyżujące się ze współczesną doliną Warty. Analizowany obszar mieści się w pasie znacznego zróżnicowania genetycznego form glacialnych: fluwio-glacialnych moren czołowych, kemów, ozów, wałów glacialno-tektonicznych oraz erozyjnych szlaków odpływu wód roztopowych (ryc. 3.5). Formy te są wskaźnikami dla stref marginalnych lądolodów skandynawskich.



Ryc. 3.5. Szkic geomorfologiczny obszaru badań (za: Klatkowska & Załoba, 1992; Klatkowska i in., 2007; Czyż i in., 2008; Kamiński & Forysiak, 2011). 1 – wysoczyzna morenowa, 2 – równina fluwioglacjalna, 3 – wzgórza morenowe, 4 – ozy, 5 – formy akumulacji szczelinowej, 6 – kemy, 7 – terasy kemowe, 8 – wydmy i równiny eoliczne, 9 – terasy wyższe, 10 – dna dolin rzecznych i terasy zalewowe (V – wistuliańskie, H – holoceny), 11 – rynny subglacjalne

Fig. 3.5. Geomorphological sketch of the study area (acc. to: Klatkowska & Załoba, 1992; Klatkowska et al., 2007; Czyż et al., 2008; Kamiński & Forysiak, 2011). 1 – moraine plateau, 2 – fluvio-glacial plain, 3 – moraine hills, 4 – eskers, 5 – forms of crevasse accumulation, 6 – kames, 7 – kame terraces, 8 – dunes and aeolian sand plains, 9 – high terraces, 10 – bottoms of river valleys and flood plains (V – Vistulian, H – Holocene), 11 – sub-glacial channels

Podsumowanie

W badaniach moren pchniętych coraz częściej, obok analizy sedymentologicznej osadów, przeprowadzana

jest szczegółowa analiza geometryczna i kinematyczna struktur glacitektonicznych. Takie podejście badawcze pozwala na bardziej złożone interpretacje mechanizmów rozwoju fałdów i uskoku, które z kolei stanowią punkt wyjścia dla rekonstrukcji warunków termicznych i mechanicznych na kontakcie lądolód–podłoże. Jest to ważne przy analizie transmisji naprężeń glacitektonicznych w obrębie przedpola lądolodu, a w konsekwencji przy właściwej ocenie dynamiki czoła lądolodu.

Biorąc pod uwagę charakterystyczne cechy osadów przyrostowych, które wskazują na współwystępowanie procesów erozji, sedymentacji i deformacji glacitektonicznych w obrębie moren pchniętych, istnieje możliwość oceny względnego tempa sedymentacji w porównaniu do tempa deformacji. Ma to istotne znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych stref marginalnych lądolodów. Czasoprzestrzenny rozkład procesów erozji i sedymentacji można analizować w nawiązaniu do układu rozwijających się antyklin i synklin glacitektonicznych, biorąc pod uwagę również dynamikę ich wypiętrzania i obniżania.

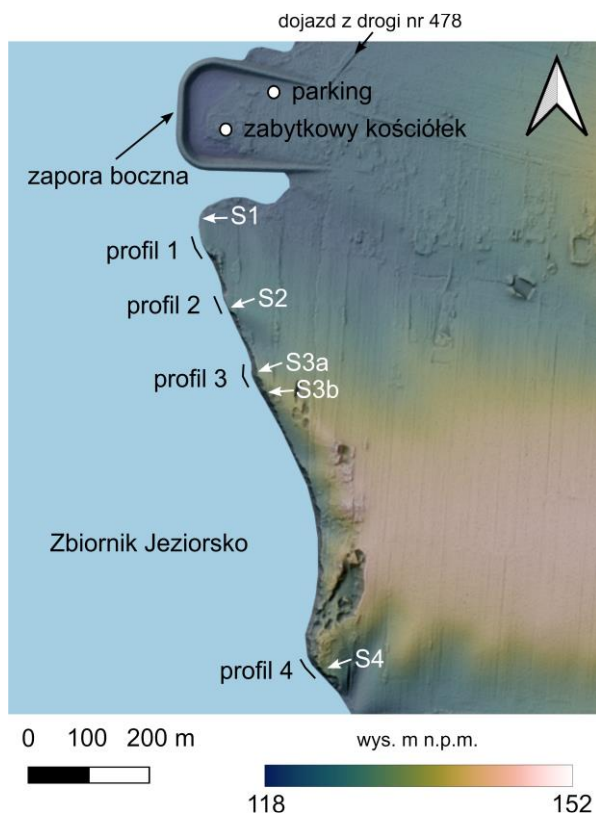
Literatura

- Benediktsson, Í.Ö., Ingólfsson, Ó., Schomacker, A. & Kjær, K., 2009. Formation of submarginal and proglacial end moraines: implications of ice-flow mechanism during the 1963–64 surge of Brúarjökull, Iceland. *Boreas* 38, 440–457.
- Bennett, M.P., 2001. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews* 53, 197–236.
- Brandes, C. & Tanner, D.C., 2014. Fault-related folding: a review of kinematic models and their application. *Earth-Science Reviews* 138, 352–370.
- Croot, D.G., 1987. Glacio-tectonic structures: a mesoscale model of thin-skinned thrust sheets? *Journal of Structural Geology* 9, 797–808.
- Czubla, P. & Załoba, M., 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. [In:] Klatkova, H. (red.), *The cold Warta Stage. Acta Geographica Lodziensia* 68, 197–212.
- Czyż, J., Forysiak, J., Kamiński, J. & Klatkova, H., 2008. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Dobra*. PIG, Warszawa.
- Fitzsimons, S. & Howarth, J., 2020. Development of push moraines in deeply frozen sediment adjacent to a cold-based glacier in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms* 45, 622–637.
- Forysiak, J., 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90, 1–116.
- Frydrych, M., 2016. Structural and textural response to dynamics of fluvioglacial processes of the Rzymisko esker sediments, Central Poland. *Geology, Geophysics & Environment* 42, 411–428.
- Frydrych, M. & Rdzany, Z., 2018. Sedimentary record of a Late Saalian jökulhlaup: Case study in Siedlątków outcrop, Central Poland. *Sedimentary Geology* 374, 85–97.
- Kamiński, J. & Forysiak, J., 2011. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Uniejów (588)*. PIG Warszawa.
- Klatkova, H. & Załoba, M., 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. [W:] Stankowski W. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu, Poznań, 33–44.
- Klatkova, H. & Załoba, M., 1992. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Warta*. PIG, Warszawa.
- Klatkova, H., Czyż, J. & Forysiak, J., 2007. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Szadek (625)*. PIG, Warszawa.
- Krzemiński, T., 1997. Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 1, 47–65.
- Mitra, S., 2002. Fold-accommodation faults. *AAPG Bull.* 86, 671–693.
- Morley, C.K., von Hagke, C., Hansberry, R.L., Collins, A.S., Kanitpanyacharoen, W. & King, R., 2017. Review of major shale-dominated detachment and thrust characteristics in the diagenetic zone: Part I, meso- and macroscopic scale. *Earth-Science Reviews* 173, 168–228.
- Phillips, E., Lee, J.R. & Burke, H., 2008. Progressive proglacial to subglacial deformation and syn-tectonic sedimentation at the margins of the Mid-Pleistocene British Ice Sheet: evidence from north Norfolk, UK. *Quaternary Science Reviews* 27, 1848–1871.
- Rdzany, Z., 2009. *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim*. Wydawnictwo UŁ, Łódź.
- Storti, F. & Poblet, J., 1997. Growth stratal architectures associated with decollement folds and fault-propagation folds: inferences on fold kinematics. *Tectonophysics* 282, 353–373.

- van der Wateren, F.M., 1995. Structural geology and sedimentology of push moraines: processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectionic styles. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 54, 1–168.
- Włodarski, W. & Godlewska, A., 2016. Sedimentary and structural evolution of a Pleistocene small-scale push moraine in eastern Poland: New insight into paleoenvironmental conditions at the margin of an advancing ice lobe. *Quaternary Science Reviews* 146, 300–321.
- Włodarski, W., Szuman, I., Kalita, J.Z., Ewertowski, M.W. & Alexanderson, H., 2022. The interplay between deformation and deposition in a Pleistocene push moraine: New insight from structural interpretation and area-depth-strain analysis of the growth strata. *Sedimentary Geology* 437, 106192.
- Wu, J.E. & McClay, K.R., 2011. Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: Dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion. [W:] McClay, K., Shaw, J. & Suppe, (red.), *Thrust Related Folding. AAPG Memoir* 94, 153–186.
- Załoba, M., 1996, Ślad oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prosny. [W:] Kłatkowa, H., Turkowska, K. (red.), *Poligeniza rzeźby w Polsce. Acta Geographica Lodziensia* 71, 275–287.

Stanowisko Siedlątków – W. Włodarski, B. Gruszka, M. Frydrych, Z. Rdzany, J. Biernacka

Stanowisko Siedlątków obejmuje kilometrowy odcinek klifu, który rozciąga się wzdłuż wschodniego brzegu Zbiornika Jeziorsko, na południe od zapory bocznej, chroniącej niewielki zabytkowy kościół z 1863 r. (ryc. 3.6). Maksymalna wysokość klifu dochodzi do 11 m. Na profilach geologicznych dostępnych do obserwacji w obrębie klifu (oznaczonych numerami od 1



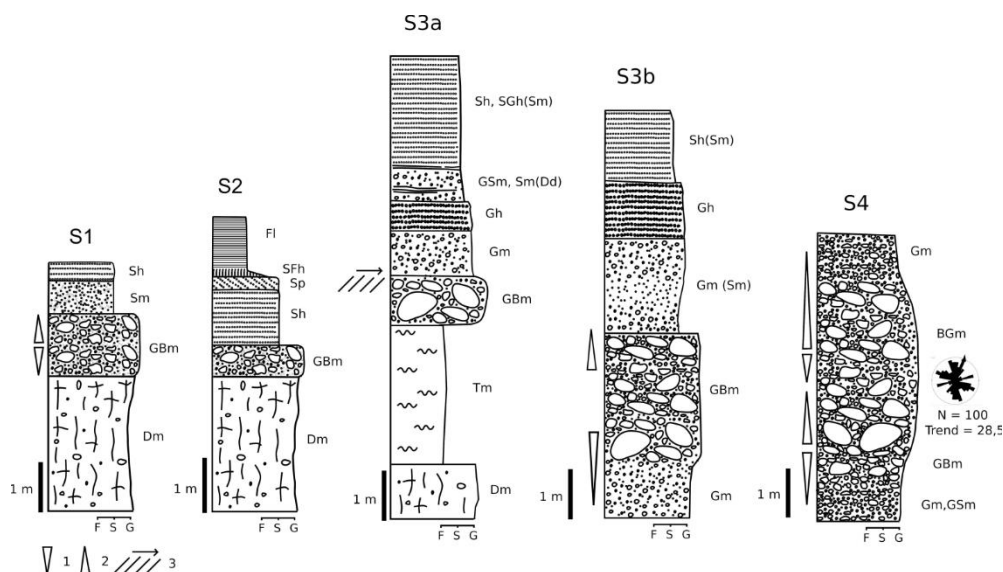
Ryc. 3.6. Lokalizacja stanowiska Siedlątków na cyfrowym modelu wysokościowym

Fig. 3.6. Location of the Siedlątków site on DEM-based topography

do 4) można zaobserwować osady glacialne, glacyfluwialne oraz glacylimniczne. Osady te pochodzą głównie ze zlodowacenia warty, a lokalnie ze starszych nasunięć lądolodów plejstoceńskich. Są to gliny subglacialne i sptywowe, utwory glacyfluwialne żwirowo-głazowo-piaszczyste oraz osady glacylimniczne od iltów warwowych po piaski (ryc. 3.7–3.9). Zróżnicowanie litologiczne tych osadów wynika z ich sedymantacji głównie w warunkach glacymarginalnych. Osady są wielkoskalowo zdeformowane glacytektonicznie, a lokalnie zaobserwować można efekty syn- i postdepozycyjnych procesów grawitacyjnych.

Charakterystyka osadów

Osady glacialne. Są one reprezentowane przez gliny ilaste, gliny piaszczyste oraz piaski gliniaste. Gliny ilaste mają charakter diamiktonów o strukturze masywnej i rozproszonym szkielecie ziarnowym. Z kolei gliny piaszczyste zawierają nieregularne i cienkie przewarstwienia piasków i piasków gliniastych. Pod względem genetycznym osady glacialne to gliny subglacialne i sptywowe. Profile sedymentologiczne przedstawiają górną 2–3-metrową część sukcesji tych osadów. Na uwagę zwraca profil geologiczny 1 (ryc. 3.10), gdzie maksymalne miąższości osadów glacialnych dochodzą do 8 m. Osady te są silnie sfałdowane, a dodatkowo w ich obrębie występują przewarstwienia iltów i mułków o miąższości około 1 m. Gliny sptywowe reprezentowane przez piaski gliniaste zwykle stanowią najwyższy człon sukcesji osadów glacialnych. Ponadto w wielu miejscach tworzą one przetawicenia w obrębie wyżej zalegających osadów glacialimnicznych i glacialfluwialnych (ryc. 3.11, 3.12).



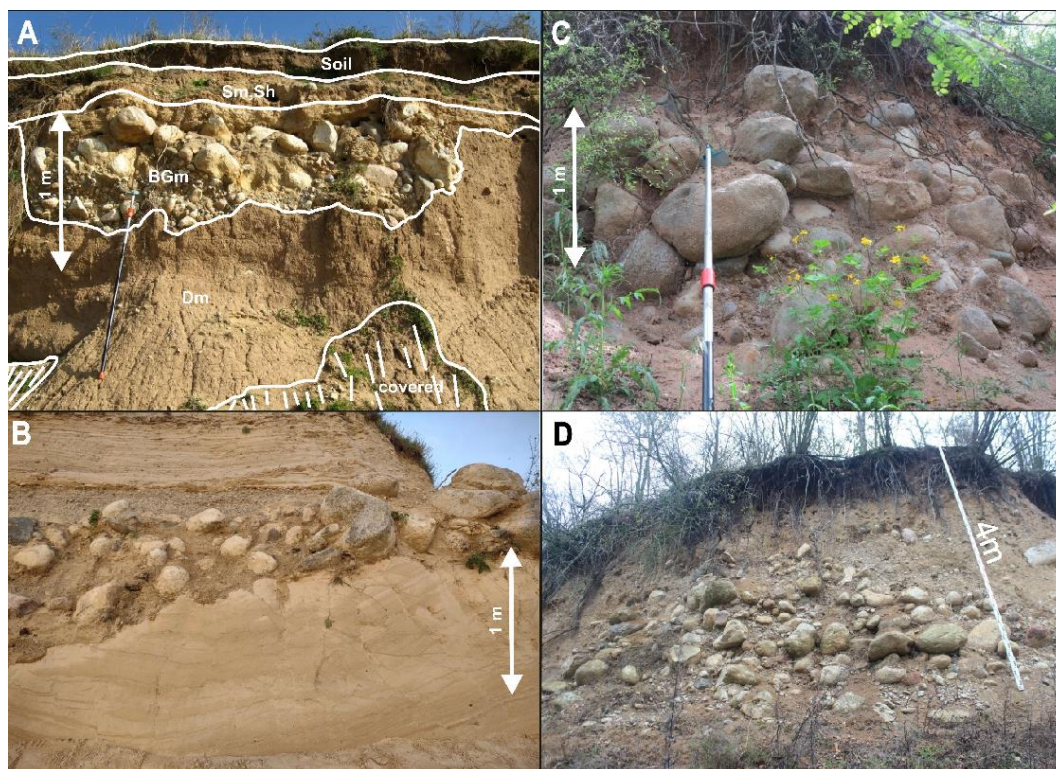
Ryc. 3.7. Profile sedymentologiczne osadów w stanowisku Siedlątków. 1 i 2 – odwrócona i normalna sekwencja uziarnienia frakcjonalnego, 3 – imbrykacja klastów

Fig. 3.7. Sedimentological logs of deposits at Siedlątków site. 1 and 2 – reversed and normal sequence of fractional grading, 3 – imbrication of clasts

Osady glacialfluwialne. Osady te wyraźnie dominują w sukcesjach osadowych, odślaniających się w profilach geologicznych 3 i 4 (ryc. 3.12), a także rozpoznanych na profilach sedymentologicznych S3a, S3b i S4 (ryc. 3.7). Są one reprezentowane najczęściej przez piaski oraz piaski i żwiry o strukturze masywnej lub warstwowanej horyzontalnie.

Niezwykłe interesująco przedstawiają się osady gruboklastyczne reprezentowane przez głazy i żwiry w piaszczystej lub piaszczysto-żwirowej matriks. Osady te występują powszechnie na całej długości klifu, ale nie stanowią ciągłej warstwy. Są to diamiktony, najczęściej o zwartym szkielecie ziarnowym i wykazujące uziarnienie frakcjonalne normalne lub w dolnych częściach ławic odwrócone (profil sedymentologiczny S4 – ryc. 3.7, ryc. 3.8C, D). Występują one jako wypełnienia kopalnych koryt lub stanowią pokrywy głazowo-żwirowe rozciągające się na dystansie od 24 do 122 m (ryc. 3.8B, D). Miejscami ich miąższość osiąga 11 m. Profile sedymentologiczne osadów gruboklastycznych zaczynają się od masywnych żwirów lub żwirów z głazami (Gm, GBm, BGm) (ryc. 3.7). Parametr MPS wyliczony dla części profili sedymentologicznych, gdzie występują największe klasty, wynosi w S1 i S2 – 40 cm, w S3 – 87 cm, a w S4 – 114 cm. Niezależnie od frakcji wysortowanie osadów gruboklastycz-

nych jest bardzo złe – wskaźniki wysortowania wg Folk & Warda (1957) wahają się w granicach 3,2–3,8 ϕ .



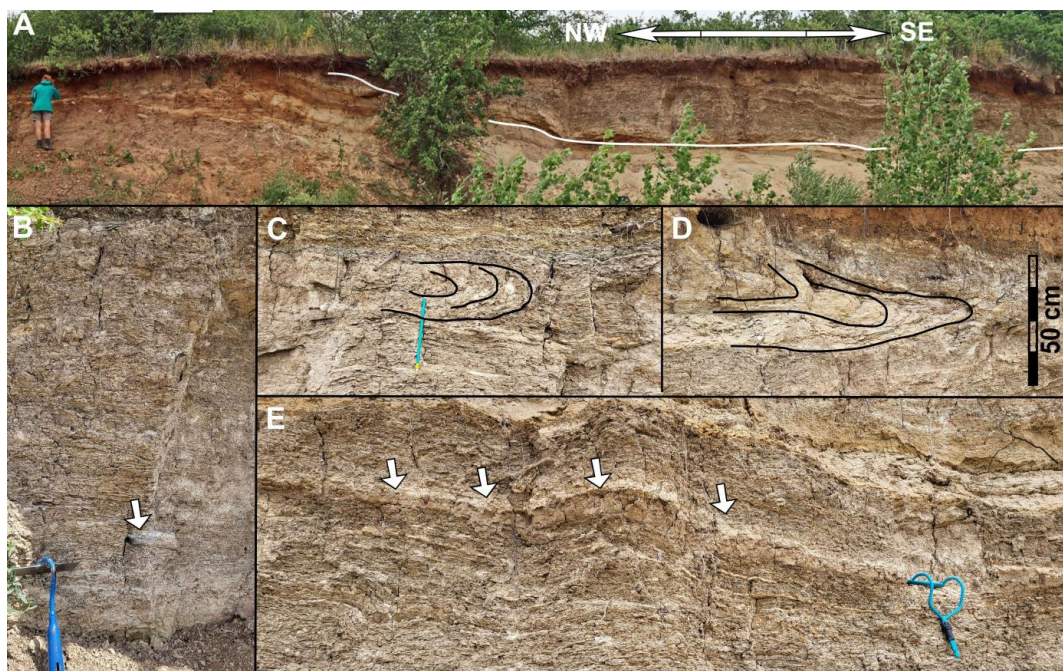
Ryc. 3.8. Cechy gruboklastycznych osadów interpretowanych jako *jökulhlaup*. A – kocioł eworsyjny wypełniony masywnymi żwirami i głazami (BGm) w profilu sedymentologicznym S1; B – osady głazowo-żwirowe w przegubie antykliny odstawiającej się w profilu 3 (profil sedymentologiczny S3a); C – osady wypełniające rynnę w południowym skrzydle antykliny odstawiającej się w profilu 3 (profil sedymentologiczny S3b) – zwarty szkielet ziarnowy z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym w dolnej części; D – wypełnienie najgłębszego (do 10 m) koryta powodziowego (profil 4, profil sedymentologiczny S4)

Fig. 3.8. Features of coarse-grained *jökulhlaup* deposits. A – pothole with massive gravels and boulders (BGm) in the sedimentological log S1; B – boulder and gravel deposits in the hinge zone of the anticline exposed in the profile 3 (sedimentological log S3a); C – sediments filling the channel in the southern limb of the anticline exposed in the profile 3 (sedimentological log S3) – clast supported bed, coarsening-up sequence in the lower part of bed; D – filling the deepest (up to 10 m) flood channel (profile 4, sedimentological log S4)

Powierzchnia erozyjna w spągu osadów gruboklastycznych jest urozmaicona lokalnymi przegłębieniami o charakterze kotłów eworsyjnych o głębokości do 1 m i średnicy do 3 m (ryc. 3.8A). Kotły wypełnione są klastami głazowo-żwirowymi o wielkości do 60 cm. W kotłach eworsyjnych, w dolnych częściach osadów gruboklastycznych, występują liczne intraklasty gliniasto-żwirowe stanowiące lepiej lub gorzej obrobione toczące uzbrojone (ang. *rip-up clasts*) oraz pakiety warstwowych osadów glacyfluwialnych. Osiągają one średnicę od kilku do 60–80 cm.

Opisane wyżej osady gruboklastyczne były przed kilku laty obiektem badań i zostały zinterpretowane jako jeden z nielicznych przykładów występowania powodzi glacialnej (typu *jökulhlaup*) na obszarze poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia w Europie (Frydrych & Rdzany, 2018; Rdzany & Frydrych, 2018; Panin et al., 2020). Analizowane koryta erozyjne prawdopodobnie powstały i wypełniły się podczas pojedynczej powodzi glacialnej. Wskazują na to między innymi: analogiczne położenie stratygraficzne, kierunki paleoprzepływów, usytuowa-

nie koryt na podobnej wysokości i bliskiej wzajemnej odległości oraz podobieństwo cech teksturalno-strukturalnych osadów. Tak jak w wielu innych znanych stanowiskach z osadami powodzi glacialnych charakterystyczne są: dominacja struktury masywnej, słabe wysortowanie, odwrócony układ uziarnienia (wzrost średnicy klastów ku górze) w dolnych częściach ławic, a wyżej układ normalny (spadek średnicy ku górze) oraz występowanie intraklastów (m.in. Russell & Marren, 1999; Russell & Knudsen, 2002; Carling, 2013). Transport osadów odbywał się w warunkach przepływu przeciążonego osadem (ang. *hyperconcentrated flow*). Naprężenie ścinające, jakie towarzyszy takim warunkom przepływu, mogło wynikać z dużej koncentracji osadów w zakresie od 40 do 70% wag. (Marren, 2005). Jednocześnie ten rodzaj transportu jest najczęściej spotykany w powodziach glacialnych i uważany za jeden z warunków identyfikujących te zjawiska (Maizels, 1997; Russell & Knudsen, 2002).

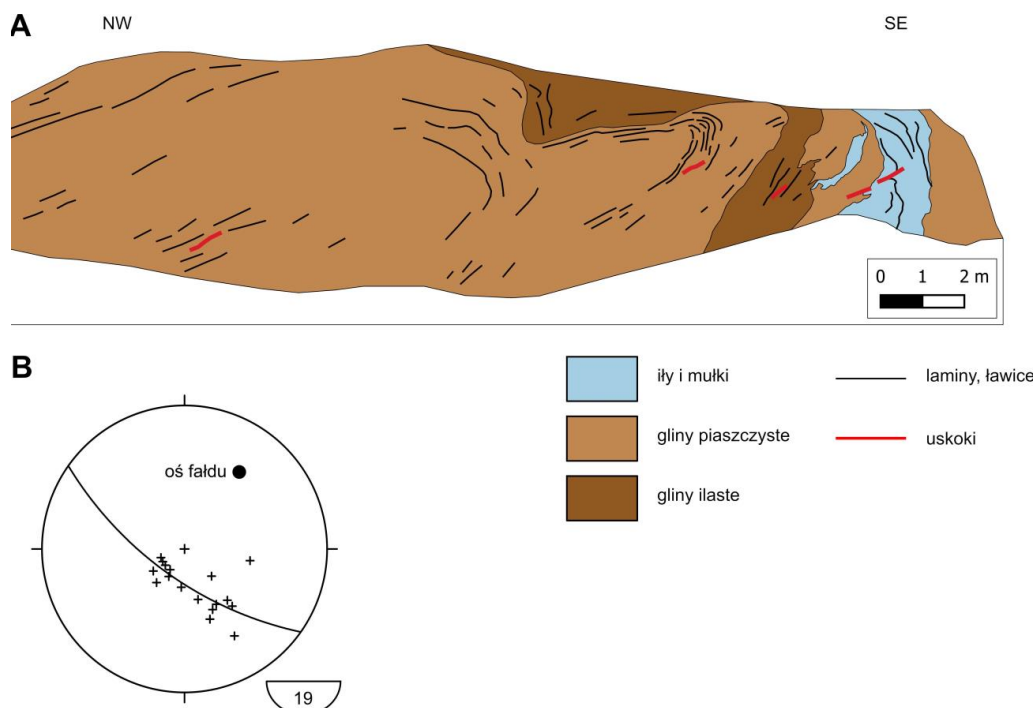


Ryc. 3.9. Cechy iltów warwowych. A – pakiet iltów warwowych w przebiegu synkliny (patrz również ryc. 3.11); B – klast żwirowy o osi A równoległej do warstw ilastych; C i D – fałdy spływowowe o różnej skali występujące w górnej części pakietu; E – warstwa kredy jeziornej w górnej części litosomu ilastego

Fig. 3.9. Features of varved clays. A – varved clays across the syncline (see also Fig. 3.11); B – gravel clast with the A-axis aligned parallel to internal lamination of the clays; C and D – flow folds at different scales within the upper portion of varved clays; E – bed of limnic chalk in the upper portion of varved clays

Osady glacialimniczne. W profilu geologicznym 2, ponad pakietem glacialfluwialnych piasków oraz piasków ze żwirami i warstwami glin spływowych, znajduje się pakiet iltów warwowych (ryc. 3.6). Iły te osiągają do 1,5 m miąższości i około 20 m szerokości (ryc. 3.9A). Makroskopowo wyróżnić można około 120 warw, a kontakt z osadami podłoża jest sedymentacyjny. W dolnej części warw występują lokalnie żwiry o zróżnicowanych rozmiarach. Największy z nich spoczywa na warstewce iltu nie powodując jej deformacji (ryc. 3.9B). W górnej części litosomu występują drobne fałdy o wergencji południowej, czyli w kierunku centralnej i najbardziej miąższej części litosomu (ryc. 3.9C, D). W pakiecie iltów występują co najmniej dwie warstewki węglanowe kredy jeziornej (ryc. 3.9E). Wstępne obserwacje mikroskopowe wskazują na obecność mikrolaminacji oraz wyraźnych śladów fauny (ośrodków ślimaków słodkowodnych).

Iły warwowe stanowią dość interesujący litosom ze względu na cechy świadczące o zmieniających się warunkach środowiskowych. Analizowane osady najprawdopodobniej stanowią zapis rocznych cykli sedymentacyjnych, w których laminy jasne powstawały w porze letniej, a laminy ciemne deponowane były zimą. Wstępne wyniki badań pozwalają w przybliżeniu oszacować czas trwania akumulacji osadów glacialimnicznych na ponad 100 lat. Klasty żwirowe, które występują w iłach, interpretowane są zwykle jako dropstony. Te jednak powinny mieć inną charakterystykę niż klast przedstawiony na rycinie 3.9B. Brak ugięcia lamin dolnych może wskazywać raczej na przesunięcie się ziarna żwiru po lekko nachylonej powierzchni dna zbiornika. Obserwowane drobne zafałdowania lamin można interpretować jako fałdy spływowe świadczące o spętywaniu (ang. *slump*) osadów po powierzchni nachylonej pod niewielkim kątem. Przewarstwienia kredy jeziornej i fauna wskazują na cieplejsze warunki środowiskowe niż te, które są typowe dla strefy glacialmarginalnej. Obserwacje te wymagają jednak dodatkowych badań mikroskopowych zarówno mineralogicznych, jak i paleontologicznych.



Ryc. 3.10. Sfałdowane warstwy i uskoki w profilu geologicznym 1. A – fotoszkic profilu; B – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji

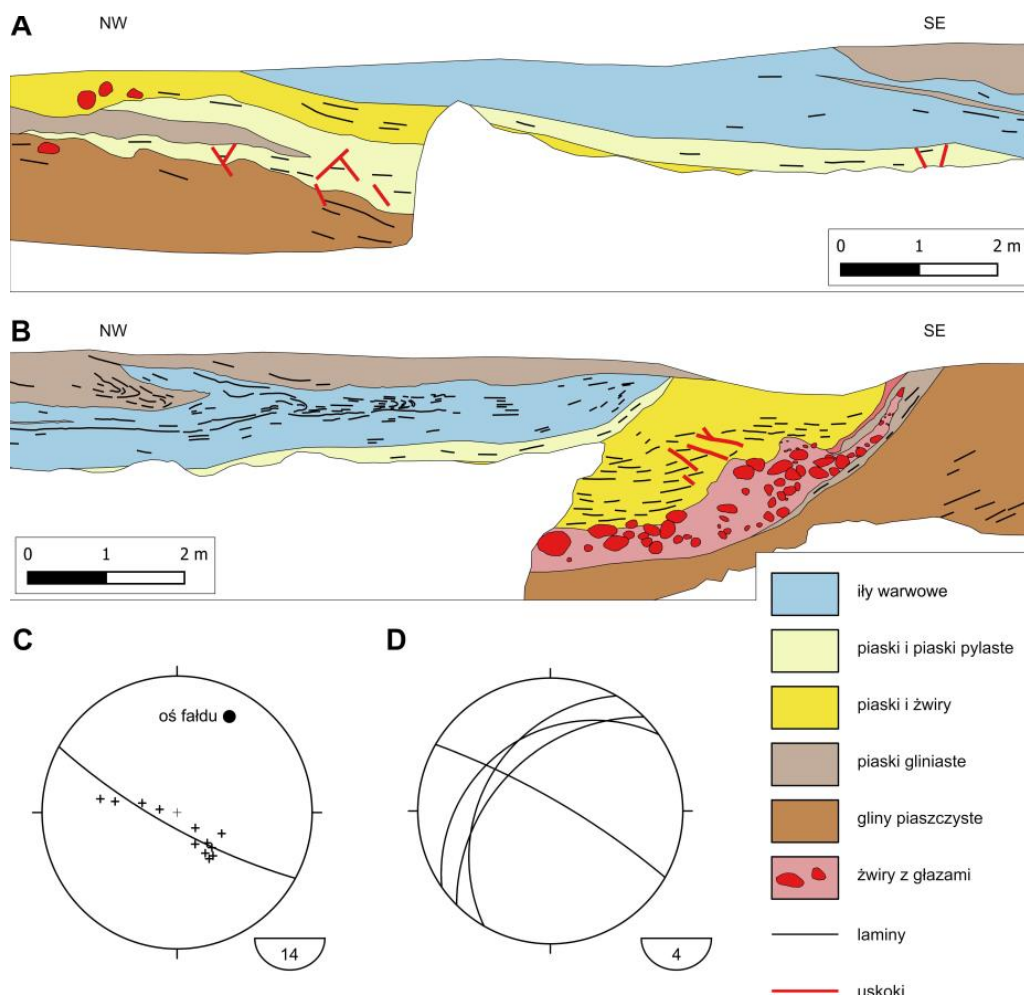
Fig. 3.10. Folded strata and faults in geological profile 1. A – photo-sketch of the profile; B – stereographic plot of poles to bedding and lamination

Deformacje glacitektoniczne

Fałdy i uskoki. Osady odstawiające się w obrębie klifu Zbiornika Jeziorsko są sfałdowane i zuskokowane. Dostępne profile geologiczne pozwoliły na rozpoznanie zespołu fałdów o wergencji SE. Najbardziej proksymalny fałd odstawia się w profilu 1 i stanowi antyklinę obaloną (ryc. 3.10). Jest on zbudowany głównie z warstw gliny lodowcowej, a podrzędnie z laminowanych iłków i mułków. Oś fałdu o przebiegu NE-SW jest nachylona pod kątem 23° , co wskazuje, że fałd ten nie jest strukturą cylindryczną (ryc. 3.10B). Na uwagę zasługują też uskoki nasuwające w obrębie skrzydła przedniego antykliny, występujące na kontakcie iłków i mułków z warstwą gliny. Można je interpretować jako struktury typu *forelimb shear thrusts*, powstające na późnym etapie fałdowania, w którym fałdy o coraz większej asymetrii przechodzą transformację do struktury obalonej. Nie można wykluczyć, że niektóre spękania o geometrii

splaszczanie–rampa–splaszczanie, występujące w obrębie glin lodowcowych, reprezentują struktury typu *limb wedge thrusts*. Stanowią one zapis zróżnicowanych odkształceń związanych z posuwem fałdowym.

Kolejny fałd odśladnia się w profilu 2 (ryc. 3.11). Jest to asymetryczna synklina o przebiegu NE–SW (ryc. 3.11C). Obok glin piaszczystych sfałdowane są też osady glacyfluwalne i glaci-limniczne. Na szczególną uwagę zasługuje warstwa żwirów z głazami oraz laminowane ropy i mułki o miąższości przekraczającej 1 m. W obrębie sfałdowanych piasków i mułków, a częściowo glin piaszczystych, występują drobne sprzężone uskoki normalne o przebiegu równoległym do osi fałdu (ryc. 3.11D). W strefie przegubowej fałdu, bliżej bardziej stromego skrzydła SE, występują drobne uskoki nasuwcze (ryc. 3.11B). Tną one warstwę piasków i żwirów, która ma największą miąższość. Uskoki te można interpretować jako struktury typu *out-of-syncline thrusts*. Ich rozwój wiąże się z ograniczeniami przestrzeni akomodacyjnej podczas fałdowania miększych, mniej podatnych warstw i zwiększania ich krzywizny.

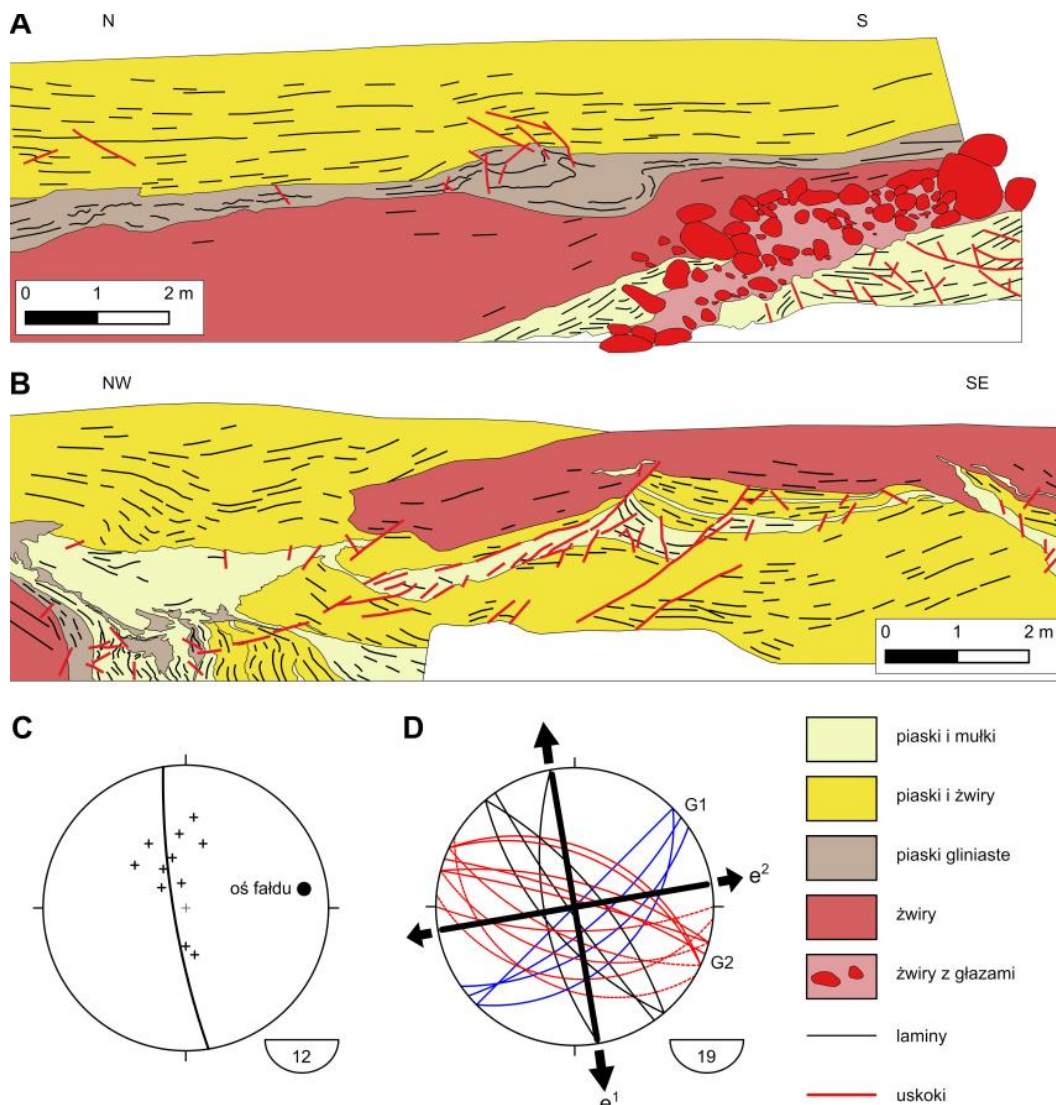


Ryc. 3.11. Sfałdowane warstwy i uskoki w profilu geologicznym 2. A – fotoszkic NW części profilu; B – fotoszkic SE części profilu; C – projekcja stereograficzna normalnych do utławienia i laminacji; D – projekcja stereograficzna uskoków normalnych

Fig. 3.11. Folded strata and faults in geological profile 2. A – photo-sketch of the NW portion of the profile; B – photo-sketch of the SE portion of the profile; C – stereographic plot of poles to bedding and lamination; D – stereographic plot of normal faults

Kolejne fałdy rozpoznane w kierunku dystalnym stanowią przykłady asymetrycznych antyklin. Na uwagę zasługuje antyklina odśladniająca się w profilu geologicznym 3 (ryc. 3.12). Jest ona zbudowana z warstwy żwirów z głazami, żwirów oraz piasków i żwirów. Lekko

zundulowana oś antykliny ma przebieg ENE–WSW (ryc. 3.12C). Symetrycznie względem tej osi układają się grupy sprzężonych uskokuw normalnych oznaczonych jako G1 i G2 (ryc. 3.12D). Ich rozkład wskazuje na obecność ekstensji horyzontalnej, która wynikała ze zginania fałdowanych warstw. Prostopadłe do osi antykliny działała maksymalna ekstensja. Z kolei mniejszą ekstensję na kierunku równoległym można wiązać z undulacją osi antykliny.



Ryc. 3.12. Sfałdowane warstwy i uskoki w profilu geologicznym 3. A – fotoszkic północnej części profilu; B – fotoszkic SE części profilu; C – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji; D – projekcja stereograficzna uskokuw normalnych

Fig. 3.12. Folded strata and faults in geological profile 3. A – photo-sketch of the northern portion of the profile; B – photo-sketch of the SE portion of the profile; C – stereographic plot of poles to bedding and lamination; D – stereographic plot of normal faults

Biorąc pod uwagę geometrię fałdów, a przede wszystkim mechanizmy uskokowania w ich obrębie, można przyjąć, że fałdy te powstawały w wyniku wyboczenia w polu kompresji horyzontalnej działającej na kierunku NW–SE. Brak możliwości rozpoznania dolnych części fałdów nie pozwala jednoznacznie określić czy struktury te mają charakter fałdów z odkłucia, czy fałdów związanych z propagacją nadrzędnych uskokuw nasuwczych?

Geometria sfałdowanych warstw. Sposób ułożenia oraz lateralne zmiany miąższości sfałdowanych warstw, młodszych od żwirów z głazami, świadczą o ich synfałdowej sedymentacji.

Stopniowa zmiana kąta nachylenia tych warstw ku górze jest dobrze czytelna w profilu geologicznym 2, tj. w obrębie ilów warwowych, na skrzydle SE synkliny (ryc. 3.11B). Podobnie wygląda to w profilu 3, gdzie piaski i żwiry są poprzecinane licznymi uskokami normalnymi (ryc. 3.12B). Warto zaznaczyć, że nachylenie uskoków zmienia się wraz ze zmianą nachylenia samych warstw. Najbardziej spektakularny przykład zmian miąższości osadów wymuszonych geometrią fałdów dotyczy warstwy żwirów w obrębie NW skrzydła antykliny w profilu 3 (ryc. 3.8B, 3.12A). Zachowanie ciągłości warstwy żwirów w strefie przegubowej antykliny wskazuje, że tempo sedymentacji tych osadów w znacznym stopniu przewyższało tempo wypiętrzania antykliny.

Przyrostowy charakter omawianych warstw jest również zapisany w postaci niezgodności przekraczających. Występują one na kontakcie piasków i piasków pylastych z gliną piaszczystą na skrzydle NW synkliny w profilu geologicznym 2 (ryc. 3.11A). W przeciwieństwie do omawianych poprzednio żwirów, w tym przypadku tempo sedymentacji było równe bądź nieco większe od tempa fałdowania. Pozostaje otwartą kwestią, na ile rozwój struktur typu *out-of syncline thrusts* w obrębie wyżej zalegających piasków i żwirów, tj. w strefie przegubowej synkliny, był również kontrolowany tempem sedymentacji synfałdowej (ryc. 3.11B).

Cementacja węglanowa. W obrębie piasków i żwirów glacyfluwalnych występują strefy cementacji kalcytem. Są to strefy lokalne o nieregularnych i zmiennych zarysach. Ich miąższość nie przekracza 0,7 m, a rozciągłość dochodzi do 1 m. Strefy cementacji kalcytem wyraźnie koncentrują się w przegubie antykliny rozpoznanej w profilu geologicznym 3. Cement kalcytowy występuje w formie drobnokrystalicznego sparytu i zabudowuje całą przestrzeń porową osadu, a na brzegach stref cementacji jedynie otacza ziarna piasku i żwiru. Wyształcenie cementu wskazuje na krystalizację kalcytu w warunkach freatycznych. Ponadto w osadach glacyfluwalnych można obserwować ciągłą warstwę wapienia o miąższości około 1 cm zbudowaną z mikrytu (kryształów kalcytu o wielkości $\leq 4 \mu\text{m}$). Mikrostruktury wewnątrz tej warstwy sugerują, że podczas jej tworzenia dochodziło do przemarzania/odmarzania.

Procesy cementacji kalcytowej zachodziły na kilku etapach po depozycji osadów glacyfluwalnych w wyniku krążenia i odgazowania wód nasyconych węglanem wapnia. Warto dodać, że stosunkowo płytko w podłożu osadów czwartorzędowych znajdują się górnokredowe skały węglanowo-krzemionkowe, które prawdopodobnie były źródłem węglanu wapnia. Niewykluczone, że krążące roztwory wykorzystywały strefę bazalnego odkłucia i/lub uskoki nasuwające towarzyszące fałdom glacitektonicznym.

Podsumowanie

Osady glacialne, glacyfluwalne i glacylimniczne są zaburzone glacitektonicznie w stanowisku Siedlątków. Rozpoznane fałdy i uskoki rozwijały w warunkach kompresji horyzontalnej w wyniku ponownego nasunięcia lądolodu zlodowacenia warty z kierunku NW ku SE. Większość struktur glacitektonicznych powstała przed czołem nasuwającego się lądolodu. Niewykluczone, że lądolód ten wkroczył częściowo na utworzone struktury glacitektoniczne, wpływające na transformację fałdów asymetrycznych do struktur obalonych.

Deformacjom glacitektonicznym towarzyszyła sedymentacja osadów glacyfluwalnych oraz glacylimniczych. Niemniej jednak część osadów glacyfluwalnych powstała jeszcze na etapie przedfałdowym. Dotyczy to osadów gruboklastycznych związanych z powodziami glacialnymi typu *jökulhlaup*. Nie można wykluczyć, że depozycja tych osadów zbiegła się w czasie z początkiem deformacji glacitektonicznych. Pozostaje otwartą kwestią, czy wystąpienie powodzi glacialnej miało w tym przypadku wpływ na wydrenowanie nadwyżek wód subglacialnych, co mogło prowadzić do większego sprzężenia mechanicznego na kontakcie

ładolód–podłoże. Takie sprzężenie jest często analizowanym czynnikiem, który może kontrolować rozwój deformacji glacitektonicznych.

Czas powstawania deformacji glacitektonicznych obserwowanych w stanowisku Siedlątków był dość długi. Na podstawie oszacowanego wstępnie wieku osadów glacialimnicznych można ten okres ocenić na ponad 100 lat.

Literatura

- Carling, P., 2013. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? *Earth-Science Reviews* 125, 87–113.
- Frydrych, M. & Rdzany, Z., 2018. Sedimentary record of a Late Saalian jökulhlaup: Case study in Siedlątków outcrop, Central Poland. *Sedimentary Geology* 374, 85–97.
- Maizels, J., 1997. Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews* 16, 793–819.
- Marren, P.M., 2005. Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth-Science Reviews* 70, 203–251.
- Panin, A.V., Astakhov, V.I., Lotsari, E., Komatsu, G., Lang, J. & Winsemann, J., 2020. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth-Science Reviews* 201, 103069.
- Rdzany, Z. & Frydrych, M., 2018. Record of glacial outburst floods in marginal zones and forelands of Scandinavian glaciations in Poland. *Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica* 17, 33–40.
- Russell, A.J. & Knudsen, Ó., 2002. Jökulhlaup deposits at the Ásbyrgi Canyon, northern Iceland: sedimentology and implications for flow type. [W:] Snorasson, A., Finnsdóttir, H.P. & Moss, M. (red.), *The Extreme of the Extremes: Extraordinary Floods*. Proceedings Symposium at Reykjavik, Iceland, July 2000, 271. *IAHS Publication*, 107–112.
- Russell, A.J. & Marren, P., 1999. Proglacial fluvial sedimentary sequences in Greenland and Iceland: a case study from active proglacial environments subject to jökulhlaups, [W:] Jones, A.P., Tucker, M.E. & Hart, J. (red.), *The Description and Analysis of Quaternary Stratigraphic Field Sections 7*. *Quaternary Research Association*, London, 171–208.

Geneza Pagórków Złotogórskich w ciągu moren czołowych maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia

Origin of the Złota Góra hills belonging to terminal moraines of the maximum
extent of the last glaciation

Marek Widera

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; widera@amu.edu.pl

Streszczenie

Kompleks wzgórz, z ich kulminacją nazywaną Złotą Górą, wyraźnie dominuje w morfologii okolic Konina. Wiek i geneza Pagórków Złotogórskich były różnie interpretowane. Ich wiek łącono najczęściej ze zlodowaceniem warty, a rzadziej ze zlodowaceniem wisty. W przypadku ich genezy była ona interpretowana jako kem, sandr i różne typy moreny. Niemniej jednak morfologia i budowa wewnętrzna Pagórków Złotogórskich znacznie różni się od typowych polodowcowych, akumulacyjnych form rzeźby terenu na obszarze Niżu Polskiego. Te liczne pagórki o asymetrycznych kształtach i różnej wielkości zbudowane są z wielu facji klastycznych, które są diagnostyczne dla spływów kohezyjnych, przepływów przeciążonych zawiesiną, zalewów warstwowych, rzek roztokowych, delt, jak i jezior okresowych. Takie osady są typowe dla środowiska obejmującego zarówno morenę czołową, jak i sandr. Biorąc to wszystko pod uwagę, Pagórki Złotogórskie należy interpretować jako reprezentujące „masyw” czołomorenowo-sandrowy. Powstały one najprawdopodobniej między lobami cofającego się frontu lądolodu zlodowacenia wisty w fazie leszczyńskiej, czyli podczas jego maksymalnego rozprzestrzenienia.

Słowa kluczowe: środkowa Polska, okolice Konina, facje klastyczne, międzylobowa forma rzeźby terenu, zlodowacenie wisty, faza leszczyńska,

Abstract

The complex of hills, with their culmination called Złota Góra, clearly predominates in morphology of the Konin area. The age and origin of the Złota Góra hills have been interpreted in various ways. Their age was most often associated with the Wartanian glaciation, and less often with the glaciation of the Vistulian (Weichselian) glaciation. In the case of their genesis, it was interpreted as a kame, a sandur, and as different types of moraine. Nevertheless, the morphology and internal structure of the Złota Góra hills differ significantly from typical post-glacial accumulation landforms in the Polish Lowlands area. These numerous hills, of asymmetrical shapes and varying in size, are composed of a wide variety of clastic facies, which are diagnostic for debris flows, hyperconcentrated flows, sheetfloods, braided rivers, deltas, as well as ephemeral lakes. Such deposits are typical of an environmental setting including both a terminal moraine and a sandur. Taking all into account, the Złota Góra hills must be interpreted as representing a terminal moraine-sandur “massif”. They were probably formed between the lobes of the retreating front of the Vistulian ice sheet in the Leszno phase, that is, during its maximum extent.

Key words: central Poland, Konin vicinity, clastic facies, interlobate landform, Vistulian (Weichselian) glaciation, Leszno phase

Wstęp

Kilka kilometrów na południowy wschód od Konina znajduje się kompleks wzgórz tworzących zwarty „masyw”, który nazywany jest Pagórkami Złotogórskimi. Nazwa ta pochodzi od kulminacji tych wzgórz, która jest też najwyższa w tej części Polski, tj. od Złotej Góry. Jej wysokość bezwzględna wynosi 191,2 m n.p.m., zaś względem doliny Warty przekracza 110 m (ryc. 4.1). Dlatego omawiany „masyw” wyraźnie zaznacza się morfologii terenu i jest widoczny z odległości przekraczającej nawet kilkanaście kilometrów.

Przez blisko 150 lat trwa, i ciągle jest otwarta, dyskusja na temat wieku i pochodzenia Pagórków Złotogórskich. Były one łączone zarówno ze zlodowaceniem warty, jak i wisty. Natomiast ich genezę przypisywano następującym formom rzeźby terenu: morenom dennym i czołowym, kemom i tarasom kemowym oraz międzylobowym stożkom sandrowym. Wiek i geneza omawianego kompleksu wzgórz są ściśle związane z zasięgiem ostatniego lądolodu

skandynawskiego (złodowacenia wisty, fazy leszczyńskiej) w okolicach Konina, po południowej stronie Doliny Konińskiej, stanowiącej fragment Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Najpełniejszy przegląd dotychczasowych poglądów na temat rozprzestrzenienia tego lądolodu został dokonany przez Peterę i Forysiaka (2003), a następnie uzupełniony przez Widerę (2011).

Obecnie przyjmuje się, że „masyw” Złotej Góry pochodzi z fazy leszczyńskiej złodowacenia wisty. Przemawia za tym umieszczenie go w ciągu czołowomorenowym ostatniego złodowacenia w okolicach Konina, jak przedstawiono to na najbardziej aktualnej Mapie geologicznej Polski w skali 1:500 000 (Marks i in., 2006). Ponieważ nie przedstawiono nowych danych na inną interpretację, to nie ma podstaw by podany wiek omawianych form terenu podważać.

Zupełnie inaczej przedstawia się wyjaśnienie genezy Pagórków Złotogórskich. W przeciwieństwie do większości form polodowcowych na Niżu Polskim charakteryzują się one względnie skomplikowaną morfologią i budową wewnętrzną. Dlatego wyjaśnienie ich pochodzenia nie jest jednoznaczne i wymaga głębszej dyskusji.

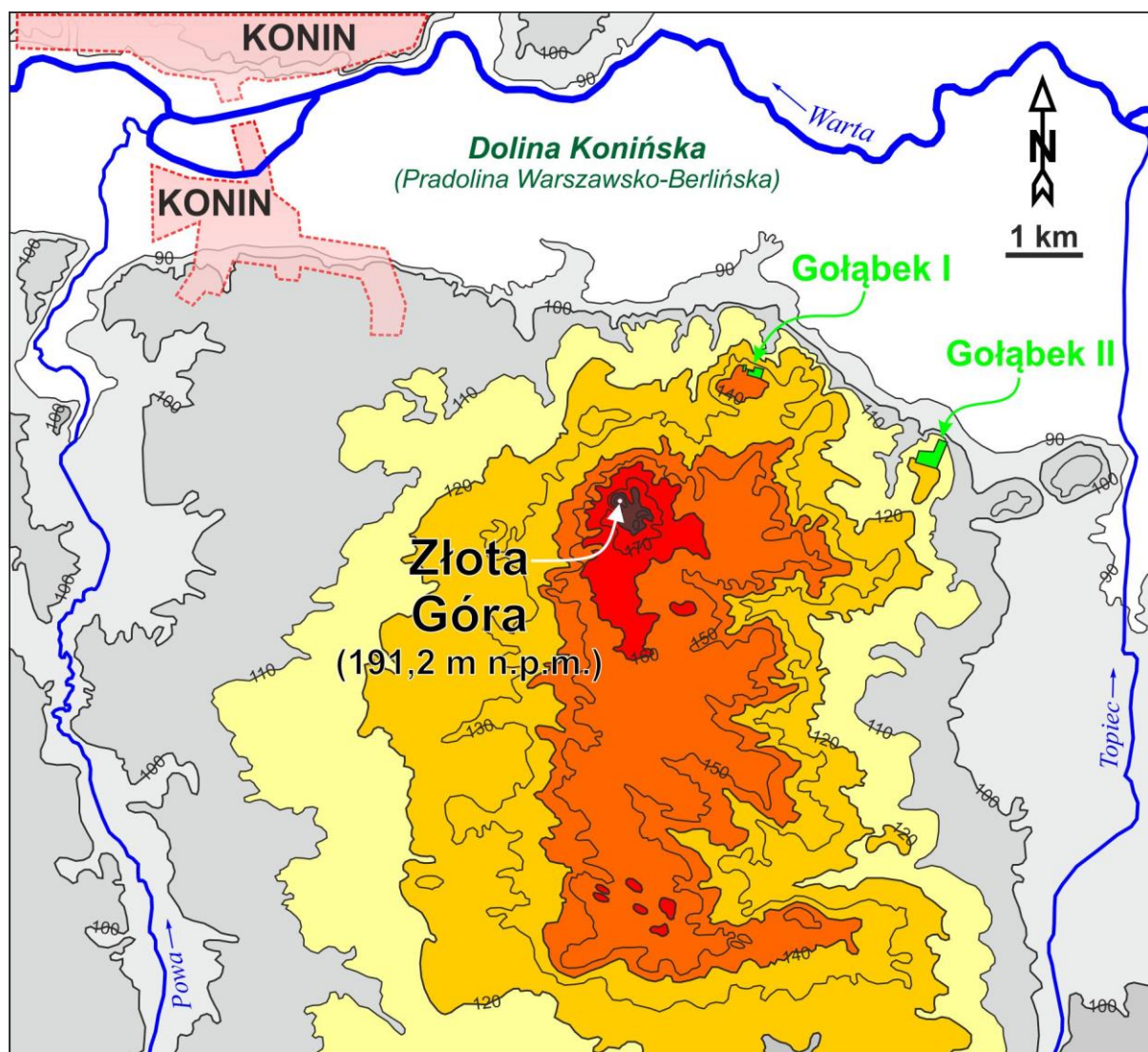
Morfologia

„Masyw” Złotej Góry nie ma prostej morfologii, gdyż nie jest to pojedyncza, ale wiele form rzeźby terenu. W odniesieniu do wysokości otaczających terenów można umownie przyjąć, że Pagórki Złotogórskie obejmują obszar położony >105–110 m n.p.m. (ryc. 4.1). Jego rozciągłość południkowa przekracza 9 km, a równoleżnikowo wynosi około 7 km. W ogólnym ujęciu stoki zachodnie, północne i wschodnie tego zespołu form są względnie strome. Ich wyraz morfologiczny jest podkreślony przez obniżenia drobnych cieków, tj. Powy i Topca, odpowiednio po stronie zachodniej i wschodniej oraz koniński odcinek Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej po stronie północnej. W ostatnim przypadku dno Doliny Konińskiej znajduje się na wysokości około 80–85 m n.p.m., z wyraźnie zaznaczoną jej krawędzią przez izohipsę 90 m n.p.m. (ryc. 4.1).

W morfologii Pagórków Złotogórskich dość wyraźnie zaznacza się trójdzielna segmentacja. Południowy segment ma orientację równoleżnikową o przybliżonych wymiarach 7 x 2 km. Obejmuje on kilka niewielkich pagórków z głazami i gliną lodowcową na powierzchni oraz piaszczysto-żwirowy obszar po stronie południowej. Segment środkowy jest największy powierzchniowo, o rozciągłości południkowej, z charakterystycznie stromymi trzema stokami. Jego piaszczysto-żwirowa powierzchnia, mieszcząca się w przedziale 130–160 m n.p.m., łagodnie zapada ku południowi. Wyjątek stanowi jego najbardziej północny fragment (>160 m n.p.m.), gdzie znajduje się szczyt Złotej Góry (191,2 m n.p.m.), na którym występują pojedyncze głazy i relikty gliny lodowcowej. Z kolei północny segment Pagórków Złotogórskich obejmuje kilka asymetrycznych pagórków usytuowanych równoleżnikowo. W dwóch z nich znajdują się stanowiska terenowe Gołąbek I i Gołąbek II (ryc. 4.1), gdzie eksploatowane są piaski i żwiry. W żwirowniach tych udokumentowano też inne typy litologiczne osadów glacialnych, co zostanie omówione poniżej i przedyskutowane bardziej szczegółowo w terenie.

Budowa wewnętrzna – sedymentologia

Liczne żwirownie oraz odstonięcia powstałe w czasie budowy autostrady A2, przebiegającej równoleżnikowo około 3 km na południe od szczytu Złotej Góry, dostarczyły wielu danych o budowie wewnętrznej Pagórków Złotogórskich. Jednak najcenniejsze informacje pochodzą ze stanowisk znanych pod wspólną nazwą Gołąbki, w tym wspomniane stanowiska

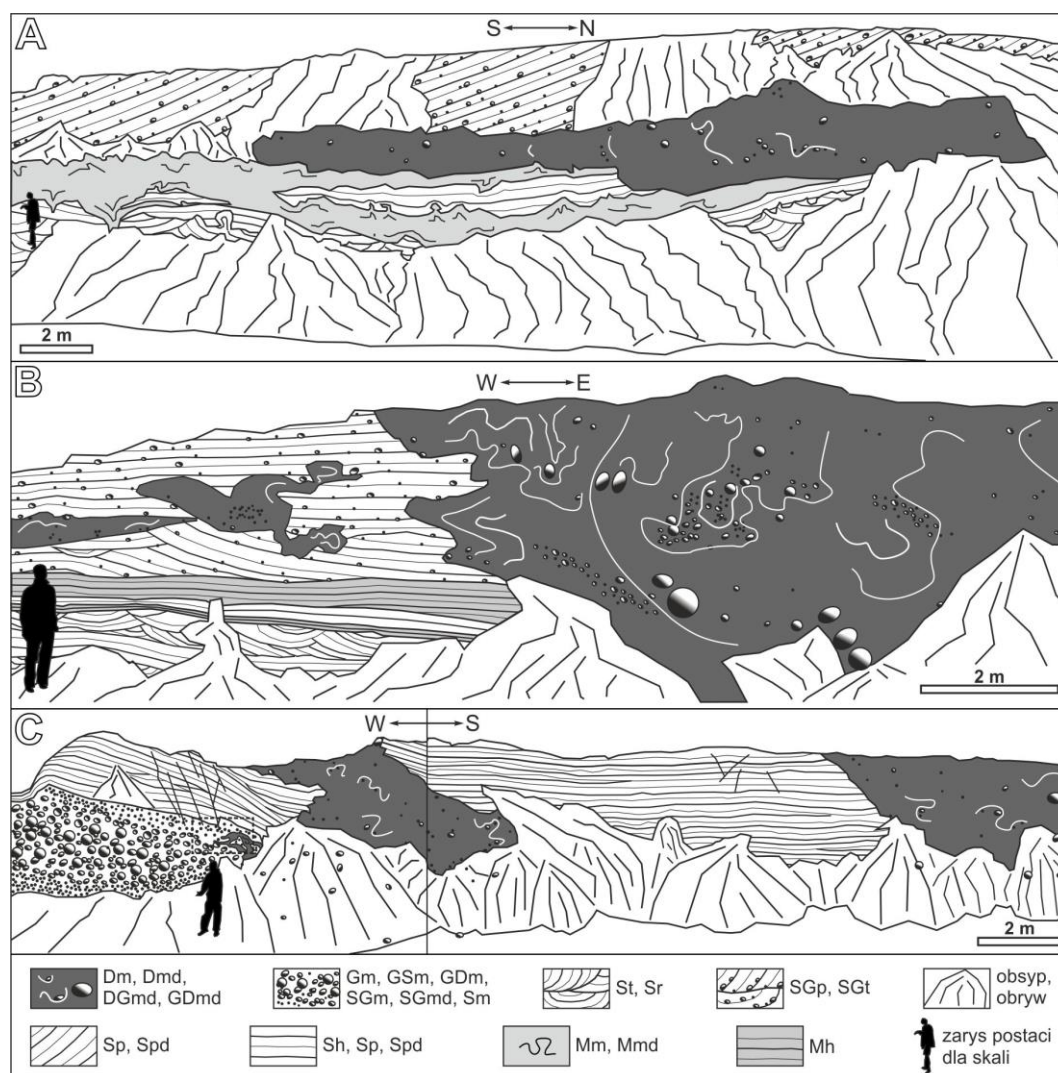


Ryc. 4.1. Szkic morfologiczny Pagórków Złotogórskich i ich otoczenia z lokalizacją stanowisk Gołąbek I i Gołąbek II

Fig. 4.1. Morphological sketch of the Złota Góra hills and their surroundings with the location of the Gołąbek I and Gołąbek II field sites

Gołąbek I i Gołąbek II. Poniżej przedstawiona zostanie budowa tych ich fragmentów, które są najbardziej przydatne do interpretacji genetycznej (ryc. 4.2).

Na szkicach ścian zaprezentowano niewielkie fragmenty północnych ścian żwirowni, których rozmiary wynoszą od 200 do >500 m. Są one interesujące ze względu na fakt, że tylko tam wśród osadów piaszczysto-żwirowych stwierdzono glinę lodowcową i muły limnoglacialne (ryc. 4.2). Dodać trzeba, że w obrębie wspomnianych glin można było dostrzec zafałdowania. Jest to więc typowa glina sptywowa. Natomiast w niektórych warstwach mułów występowały deformacje (ryc. 4.2A), a w innych ich nie stwierdzono (ryc. 4.2B). Warto też wspomnieć o grubych do 2–3 m pakietach masywnych żwirów, wśród których największe miały średnicę 0,7 m (ryc. 4.2C).



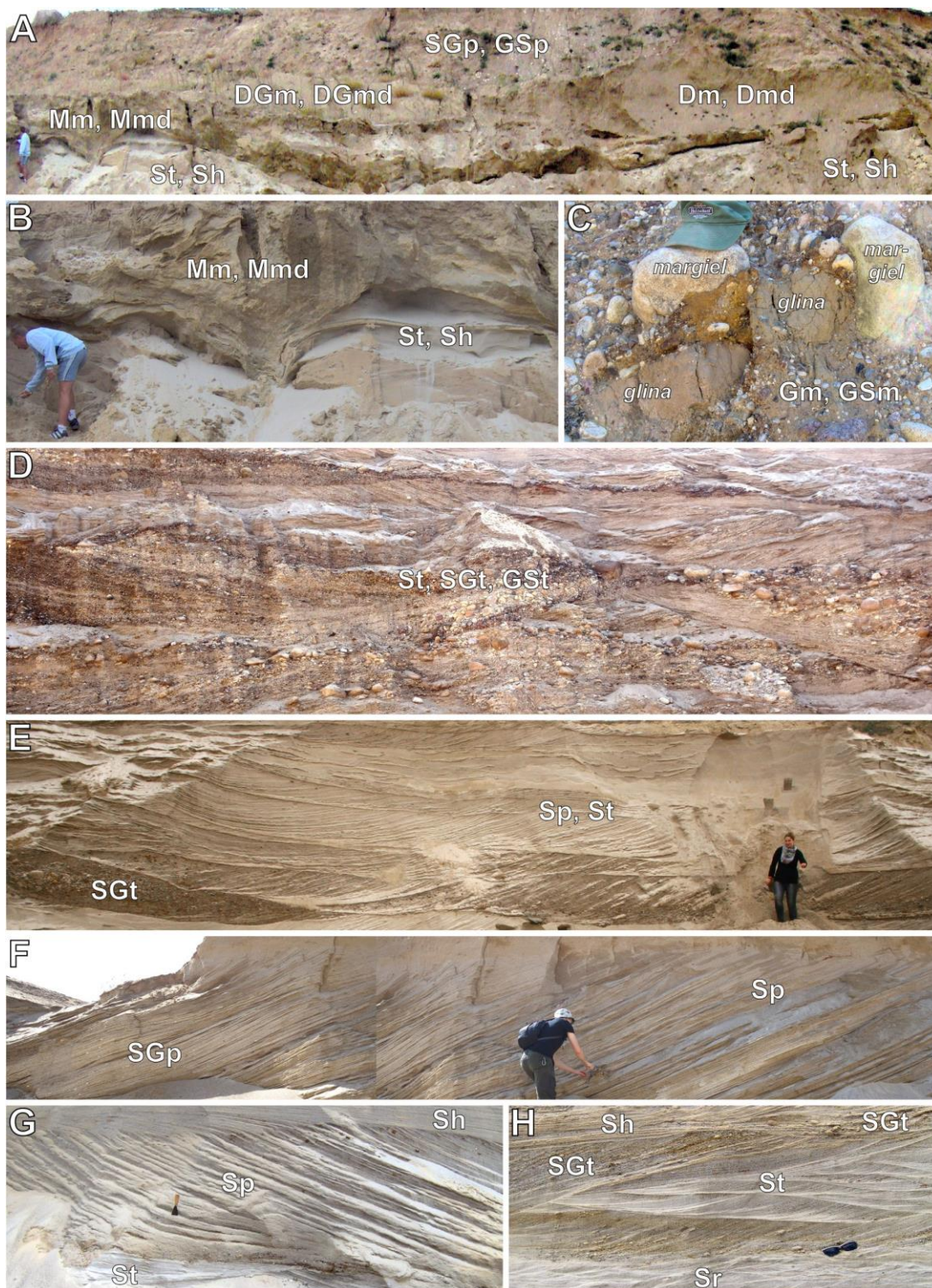
Ryc. 4.2. Szkice ścian w stanowiskach Gołąbki. A – zachodnia ściana w stanowisku Gołąbek I; B – północna ściana w stanowisku Gołąbek I; C – północno-wschodnia ściana w stanowisku Gołąbek II

Fig. 4.2. Sketches of the walls at the Gołąbki sites. A – western wall at the Gołąbek I site; B – northern wall at the Gołąbek I site; C – north-eastern face at the Gołąbek II site

W formie fotograficznej przedstawiono kilka facji typowych dla moreny czołowej, proksymalnych i bardziej dystalnych części sandrów oraz jezior limnoglacialnych, które mogły istnieć w różnych segmentach sandrów (ryc. 4.3). Należy w tym miejscu dodać, że bogactwo facji w stanowiskach Gołąbki (Gołąbek I, II, III) było dużo większe. Zostały one dotychczas udokumentowane, opisane i zinterpretowane przez Zielińskiego i in. (2009) oraz Widerę (2011).

Charakterystyczne facje dla moreny czołowej to osady stożków napływowych, które na szkicach ścian są zaznaczone w ich górnej części (ryc. 4.2). Najczęściej były to wielkoskalowe pakiety (o miąższości do 5 m i rozciągłości >200 m) piasków zwirowych, piasków i piasków mułowych warstwowanych przekątnie planarnie (facje: Sp/SGp, Sp/SMp). Drobnienie frakcji wyraźnie zaznaczało się w kierunku południowym i południo-wschodnim. Niestety, w ostatnich około 10 latach facje te są niedostępne do obserwacji w terenie.

W najbardziej północnych partiach każdego ze stanowisk Gołąbki stwierdzono gliny lodowcowe, często zdeformowane fałdowo (ryc. 4.2, 4.3A). Zinterpretowano je oczywiście jako



Ryc. 4.3. Główne facje klastyczne występujące w stanowiskach Gołębki

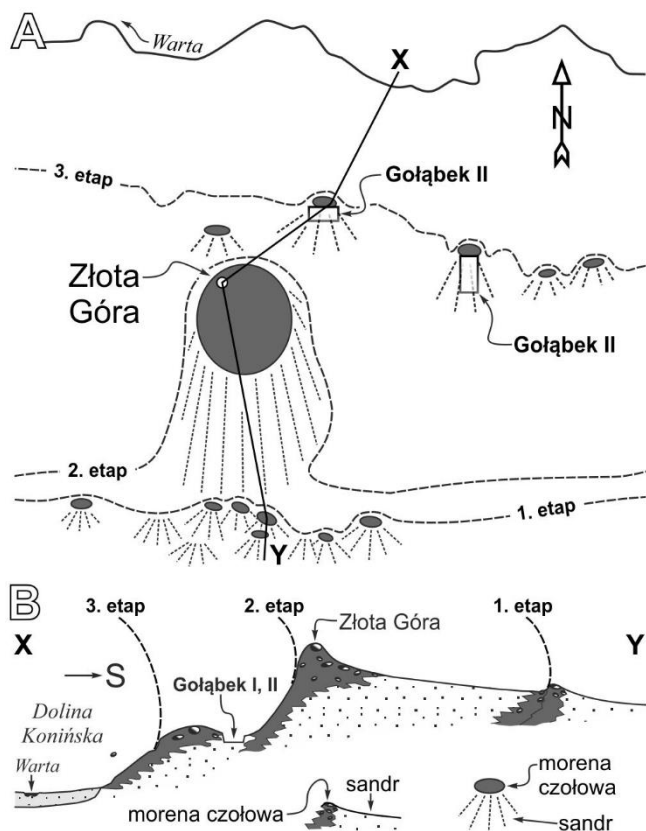
Fig. 4.3. Main clastic facies at the Gołębki sites

gliny sptywowe (Widera, 2011). Należy dodać, że z tych glin wydobyto narzutniki skał skandynawskich o średnicy nawet >1 m. Wszystko to świadczy o bliskości czoła lądolodu, z którego sptywało „błoto” morenowe wzbogacone we frakcję kamienistą.

Stanowiska Gołębki to czynne żwirownie, gdzie eksploatuje się kruszywo piaszczysto-żwirowe. Dlatego facje odpowiadające różnoziarnistym piaskom i drobnym żwirom przewa-

żają w odstonięciach (ryc. 4.3). W bardziej północnych częściach obu stanowisk dominują piaski i żwiry w pakietach warstwowych rynnowo (facje: St, SGt, GSt). Wśród nich występują soczewy (do 2–3 m miąższości) masywnych żwirów, często z otoczakami skał skandynawskich oraz lokalnych margli i glin lodowcowych (ryc. 4.3C), a czasami zlepionych materiałem gliniastym, tzw. „brudne żwiry”. Stwierdzono je nie dalej niż 350 m od północnej granicy stanowiska Gołąbek II, a zinterpretowano jako spływ przeciążony zawiesiną (Widera, 2011).

W kierunku południowym zaczynają dominować piaski o różnym typie warstwowań zarówno wielko-, jak i małoskalowych (ryc. 5.3E–H; facje: St, SGt, Sp, SGp, Sh, Sr). Są to facje typowe dla środowiska rzeki roztokowej, która płynęła przed czołem lądolodu nadbudowując stożki sandrowe (Zieliński, 2014). W tym miejscu należy zwrócić uwagę na osady mułowe (ryc. 4.3B; facje: Mm, Mmd) i piaszczyste warstwowane planarnie w dużej skali (ryc. 4.3F, G; facje: Sp, SGp). W pierwszym przypadku są to osady limnoglacialne deponowane we względnie dużej odległości od czoła lądolodu. Natomiast w drugim przypadku mogą to być osady mikro-delt rozwiniętych w zbiornikach jeziornych występujących w środkowej części sandru. Niemniej jednak, mogą to być też odsypy śródkorytowe (stwierdzono takie w stanowisku Gołąbek II; Widera, 2011) wspomnianej rzeki proglacialnej o charakterze roztokowym. Niestety stan odstonień nie pozwolił dotychczas na rozstrzygnięcie tego problemu. Z kolei omówione facje mogą występować w wielu formach glacialnych, takich jak: kem, oz, morena czołowa i sandr (ryc. 4.3).



Ryc. 4.4. Główne etapy deglacjacji lądolodu w czasie powstawania Pagórków Złotogórskich. A – widok w planie, B – widok wzdłuż linii przekrojowej XY

Fig. 4.4. Main stages of the ice sheet deglaciation during the formation of the Złota Góra hills. A – plan view, B – view along the sectional line XY

Dysponując informacjami na temat morfologii oraz osadów, z których zbudowane są Pagórki Złotogórskie, można pokusić się o próbę wyjaśnienia ich genezy. Morfologia terenu i powtarzające się równoleżnikowo pasy osadów (piasek/żwir-gлина lodowcowa z gładzami) pozwala na wyróżnienie co najmniej trzech prawdopodobnych etapów deglacjacji zlodowacenia wistły w fazie leszczyńskiej (ryc. 4.4).

Na pierwszym etapie powstało kilka pagórków, w postaci stożków terminoglacialnych o wysokościach względnych <10 m, przed którymi w kierunku południowym rozwinęły się niewielkie pola sandrowe.

Na drugim etapie czoło lądolodu obtopiło się nieznacznie, poza częścią środkową analizowanego obszaru. Wtedy w pozycji międzylobowej powstała Złota Góra, jako morena czołowa z gliną lodowcową i gładzami na jej powierzchni, oraz rozległa (5 x 3 km) powierzchnia

sandrowa. Jest ona łagodnie nachylona w kierunku południowym i charakteryzuje się względnie stromymi stokami zachodnim i wschodnim.

Na ostatnim, trzecim etapie rozwoju „masywu” Złotej Góry powstał kolejny ciąg niewielkich pagórków o deniwelacjach do kilkunastu metrów, które w najbardziej proksymalnych częściach zbudowane są z glin lodowcowych z głazami (moreny czołowe), a w kierunku dystalnym przechodzą w żwiry i piaski oraz piaski (sandry). To właśnie w dwóch z tych piaszczysto-żwirowych pagórków eksploatuje się kruszywo naturalne w obszernych odstonięciach, które nazwano jako stanowiska Gołąbek I i Gołąbek II (ryc. 4.1, 4.4).

Podsumowanie

Pagórki Złotogórskie, położone po południowej stronie Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (Dolina Konińska), są najwyższymi wzniesieniami w okolicach Konina. Ich wiek i geneza wciąż wzbudzają kontrowersje wśród badaczy. Niemniej jednak ostatnio przeważa pogląd, że powstały one w fazie leszczyńskiej zlodowacenia wisty.

Inaczej przedstawia się problem genezy Złotej Góry i względnie mniejszych wzniesień ją otaczających. Wynika to przede wszystkim z nietypowej morfologii tego terenu. Jednak wieloletnie obserwacje osadów w odstonięciach (analiza facjalna), połączone z analizą morfometryczną, pozwoliły na zaproponowanie nowej hipotezy rozwoju Pagórków Złotogórskich.

Zebrane dane wskazują na trzyetapowy rozwój badanych form terenu w czasie deglacjacji ostatniego lądolodu skandynawskiego. Innymi słowy, składają się one z trzech ciągów pagórków czołomorenowo-sandrowych. W przypadku środkowej części „masywu”, ze Złotą Górą jako jego kulminacją, można nawet mówić o depozycji w pozycji międzylobowej. Dowodzi tego południkowa orientacja i strome stoki zachodnie i wschodnie tego fragmentu Pagórków Złotogórskich.

Literatura

- Marks, L., Ber, A., Gogótek, W. & Piotrowska, K., 2006. *Mapa geologiczna Polski, 1:500 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Petera, J. & Forysiak, J., 2003. The problem of the Last Glaciation extent in Central Poland. *Geological Quarterly* 47, 357–366.
- Widera, M., 2011. Geomorphology, sedimentology and origin of the glacial Złota Góra hills near Konin (Central Poland). *Geological Quarterly* 55, 235–252.
- Widera, M. (red.), 2009 – Gruszka, B., Uścińowicz, G., Widera, M., Włodarski, W., Zieliński, T., 2009. *Geologia kenozoiku Nizżu Polskiego. Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geologii kenozoiku i geomorfologii*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Zieliński, T., 2014. *Sedymentologia. Osady rzek i jezior*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Zieliński, T., Widera, M. & Gruszka, B., 2009. Stanowiska Gołąbek. [W:] Widera, M. (red.), *Geologia kenozoiku Nizżu Polskiego. Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geologii kenozoiku i geomorfologii*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 99–105.

Stanowisko Gołąbki – M. Widera

Stanowiska Gołąbki obejmują dwie żwirownie zwane Gołąbek I i II. Znajdują się one odpowiednio około 4,5 i 7 km od granic administracyjnych Konina, po obu stronach „starej” drogi

nr 92 do Warszawy. Natomiast od szczytu Złotej Góry stanowisko Gołąbek I jest oddalone o około 2 km w kierunku NE, a stanowisko Gołąbek II o około 4 km w kierunku E (ryc. 4.5).



Ryc. 4.5. Lokalizacja stanowisk Gołąbeki

Fig. 4.5. Location of the Gołąbeki field sites

Oba stanowiska są to dwie duże żwirownie, o długości od 400 do >500 m, z tym że Gołąbek I ma orientację zbliżoną do równoleżnikowej, a Gołąbek II jest wydłużony południkowo. W Gołąbku I eksploatację zakończono w 2022 r., a wydobyte kruszywo w Gołąbku II zmierza nieuchronnie ku końcowi, więc zdecydowana większość ścian jest zrekwetywowana lub niedostępna z powodu obsypów i obrywów. Przez długie lata można było podziwiać osady klastyczne w ścianach o długości do kilkuset i wysokości do kilkunastu metrów. Niemniej jednak obecnie tylko w stano-

wisku Gołąbek II dobrze odsłonięte bywają różne, bardzo typowo wykształcone facje klastyczne, głównie osadów fluwioglacjalnych.

Z powyższych względów wybór padł na stanowisko Gołąbek II, gdzie przedyskutowany zostanie wiek i geneza Pagórków Złotogórskich. Najpierw krótko należy omówić rozwój poglądów na temat warciańskiego i wiślańskiego wieku tych najwyższych form rzeźby w okolicach Konina. Konsekwentnie należy odnieść się do pochodzenia tych form: morena denną, morena czołową, kem, tarasy kemowe, sandr, międzylobowy stożek sandrowy, a może jeszcze coś innego?

Z kolei zostanie przeanalizowana morfometria i bardzo skomplikowana morfologia „masywu” Złotej Góry. W rzeczywistości jest to kompleks pagórków, układających się w trzech rzędach. W środkowym z nich znajduje się kulminacja terenu (Złota Góra), a w północnym rzędzie, w kilku niewielkich wzniesieniach funkcjonują żwirownie, wyróżnione jako stanowiska Gołąbeki (patrz ryc. 4.1, 4.4). Również pasowo układają się osady powierzchniowe, gdzie najbardziej rozległe tereny pokrywają piaski i piaski ze żwirem. Natomiast dużo mniejszy obszar, a nawet wyspowo, zajmują gliny lodowcowe, czasami z dość dużymi (do >1 m) głazami skał lokalnych i skandynawskich.

W odsłonięciach, w tym w prezentowanym stanowisku Gołąbek II, dominują piaski i żwiry. Wydaje się to oczywiste, gdyż celem eksploatacji jest naturalne kruszywo piaszczysto-żwirowe, a nie osady gliniaste (piaski gliniaste, „brudne żwiry”, glina lodowcowa itd.) oraz głazy. W przeważającej części są to „podręcznikowo” wykształcone osady fluwioglacjalne, które cechują się głównie wielkoskalowymi warstwowaniami rynnowymi, a także przekątnymi płaskimi (planarnymi) i (pseudo)horyzontalnymi. W ich obrębie można czasami zaobserwować liczne facje klastyczne, od mało- do wielkoskalowych, charakterystyczne dla różnych środowisk sedymentacyjnych. Najważniejsze facje, w tym wskaźnikowe, zostaną wreszcie przypisane od odpowiednich środowisk sedymentacyjnych, a następnie do głównych akumulacyjnych form terenu pochodzenia glacialnego.

Na podstawie uproszczonych modeli fizycznych przygotowanych w terenie, przedyskutowana zostanie geneza całego kompleksu Pagórków Złotogórskich. W tym przypadku uwzględniona zostanie morfologia terenu, budowa wewnętrzna (facje) i pomiary kierunków paleotransportu. W tym miejscu należy dodać, że w ciągu ostatnich 30 lat w stanowiskach Gołąbki wykonano co najmniej kilka tysięcy pomiarów kierunku zapadania warstwowania (laminacji) przekątnego. Z prawdopodobieństwem graniczącym z pewnością można stwierdzić, że >95% uśrednionych wyników uzyskanych dla poszczególnych facji mieści się między SE a SW. Tak więc, wody lodowcowe, które deponowały prawie wszystkie omawiane osady fluwioglacjalne, spływały generalnie w kierunku sektora południowego.

Na koniec trzeba stwierdzić, że Pagórki Złotogórskie nie są typowe dla wyłącznie jednej formy terenu. Jest to zatem kompleks form złożonych, który składa się z co najmniej dwóch zespołów form glacialigenicznych – ale jakich?

Geometria i rozwój wałów lodowo-morenowych na obszarze moreny kutnowskiej

Geometry and development of the ice-cored ridges in the Kutno moraine area

Wojciech Włodarski¹, Anna Orłowska², Radosław Mieszkowski³, Radosław Wasiluk⁴

¹Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; wojtek@amu.edu.pl

²Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Al. Kraśnicka 2D, 20-718 Lublin; anna.orlowska@mail.umcs.pl

³Katedra Hydrogeologii i Geofizyki, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; r.mieszkowski@uw.edu.pl

⁴Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; rwas@pgi.gov.pl

Streszczenie

Wały lodowo-morenowe mogą powstawać na skutek ablacji kontrolowanej przez wstęgi gruzowe, których układ wynika z ruchu kompresyjnego lodowca. Wały tego typu mogą wpływać na geometrię form supraglacjalnych, co powoduje, że stanowią one ważny element badań paleogeograficznych stref marginalnych lodowców. Niestety większość form supraglacjalnych zatracą swój pierwotny kształt oraz orientację na skutek całkowitego wytopienia lodu lodowcowego. Tym samym dotychczasowe próby rekonstruowania wałów lodowo-morenowych w obrębie stref marginalnych lądolodów plejstoceńskich były oparte na badaniach sedymentologicznych. Badania te pozwalały jedynie na rozpoznanie przestrzennego uporządkowania procesów depozycyjnych w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi. Istnieje możliwość bardziej precyzyjnego określania geometrii wałów lodowo-morenowych na podstawie szczegółowej analizy struktur kolapsyjnych. Z dużym przybliżeniem można określić kształt, stopień wydłużenia i orientację wałów lodowo-morenowych, biorąc pod uwagę geometrię oraz kinematykę uskoków i fałdów, stanowiących główne elementy struktur kolapsyjnych.

Słowa kluczowe: formy supraglacjalne, struktury kolapsyjne, pola odkształceń

Abstract

The ice-cored ridges may develop as an effect of ablation controlled by debris bands which spatial pattern is derived from compressive flow of a glacier. These ridges influence the geometry of supraglacial landforms and therefore they are important for palaeogeographical studies of retreating margins of glaciers. Unfortunately, most of the supraglacial landforms lose their original shape and orientation due to the final melting of an ice. For this reason, earlier reconstructions of ice-cored ridges in marginal zones of the Pleistocene ice-sheets have been made based on sedimentological studies. Applying such approach, researchers were only able to show in which degree depressions between ice-cored ridges influenced spatial variations in depositional processes. It is possible to determine more precise characteristics of ice-cored ridges geometry based on detailed analysis of collapse structures. The shape, elongation and orientation of ice-cored ridges can be derived from geometry and kinematics of folds and faults as major elements of the collapse structures.

Key words: supraglacial forms, collapse structures, strain fields

Wstęp

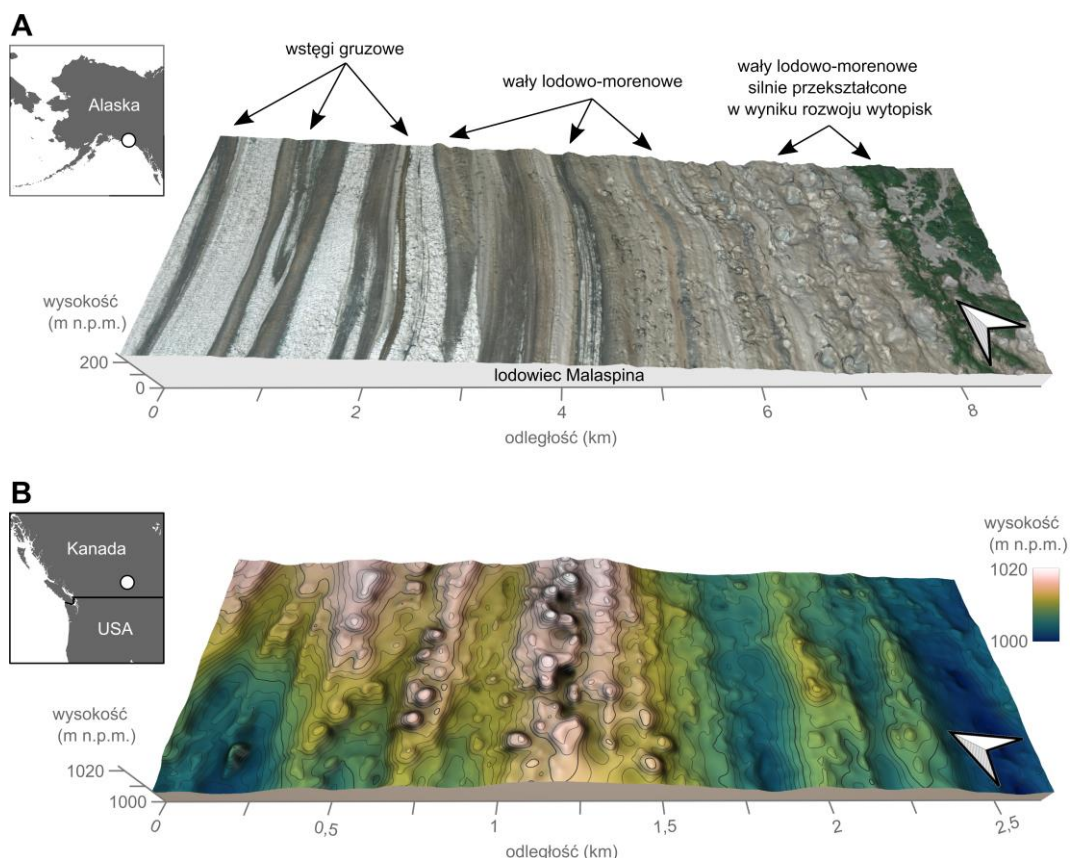
Formy po wałach lodowo-morenowych, rozpoznane na obszarze moreny kutnowskiej, związane są z fazą recesyjną lądolodu zlodowacenia warty. Podstawą interpretacji tych form jest szczegółowa analiza struktur kolapsyjnych. Została ona przeprowadzona w celu określenia geometrii i orientacji struktur kolapsyjnych, kinematyki deformacji fałdowo-uskokowych, a także warunków sedymentacji osadów glacialnych wypełniających te struktury. Na przykładzie stanowisk Daszyna i Rudniki zostanie pokazane, w jaki sposób analiza struktur kolapsyjnych przekłada się na możliwość rekonstrukcji wałów lodowo-morenowych, uwzględniając ich geometrię oraz dynamikę wytapiania. Ponadto omówione będą warunki rozwoju, a następnie zaniku wałów lodowo-morenowych w szerszym kontekście paleogeograficznym, uwzględniając tempo recesji lądolodu i tempo sedymentacji osadów w jego strefie marginalnej. Dodatkowo zasadne wydaje się, aby przedyskutować rolę wcześniejszych etapów rozwoju rzeźby i tektoniki podłoża podkenozoicznego jako lokalnych czynników sprzyjających powstawaniu wałów lodowo-morenowych.

Wały lodowo-morenowe

Współcześnie wały lodowo-morenowe są reprezentowane przez linijne formy układające się równolegle do czoła lodowców (ryc. 5.1A; Boulton, 1972; Evans, 2009). Rozwijają się one w strefach marginalnych lodowców na skutek zróżnicowanego tempa ablacji między powierzchnią lodu pokrytego materiałem morenowym a strefami czystego lodu. Badania Musketta i in. (2008) wskazują na różnice w tempie ablacji rzędu 50–75%. Wydłużony kształt i regularny układ wałów lodowo-morenowych może nawiązywać do rozkładu materiału morenowego inkorporowanego w obręb lodu lodowcowego w postaci tzw. wstęg gruzowych (Boulton, 1972). Wydaje się, że najlepsze warunki dla rozwoju wałów lodowo-morenowych są w sytuacji występowania wstęg gruzowych nachylonych przeciwnie do ruchu lodowca pod kątem 30–70° (ryc. 5.2A). Taki układ wstęg gruzowych powstaje na skutek kompresyjnego ruchu lodowca i wpływa na asymetrię wałów lodowo-morenowych, gdzie zbocza nachylone przeciwnie do ruchu lodowca są bardziej strome (Kozarski & Szupryczyński, 1973). Oczywiście wiele form wałowych nie wykazuje podobnej asymetrii lub też charakteryzuje się asymetrią odwrotną (ryc. 5.2B), co może wynikać z małego kąta nachylenia wstęg gruzowych i ich koncentracji w przyspągowej części lodowca (Rains & Shaw, 1981). Analizowany układ

wstęp gruzowych jest typowy dla przypadków, gdzie dominującym mechanizmem ruchu lodowców jest bazalny ślizg po podłożu.

Stopniowy zanik wałów lodowo-morenowych może teoretycznie prowadzić do rozwoju charakterystycznego układu linijnych form supraglacialnych, czytelnych w rzeźbie terenu również po całkowitym wytopieniu lodu (Evans, 2009). W rzeczywistości postępująca degradacja wałów lodowo-morenowych na skutek nierównomiernej ablacji i rozwoju zagłębień wytopiskowych powoduje, że formy supraglacialne zwykle są reprezentowane przez mniej lub bardziej izometryczne pagórki i obniżenia (ryc. 5.1). Jedynym wyznacznikiem ich rozwoju w związku z zanikiem wałów lodowo-morenowych jest fakt, iż formy te współwystępują w obrębie linijnych czy łukowato wygiętych stref ułożonych równolegle do zasięgu dawnych zlodowaceń (ryc. 5.1B; Johnson & Clayton, 2003).



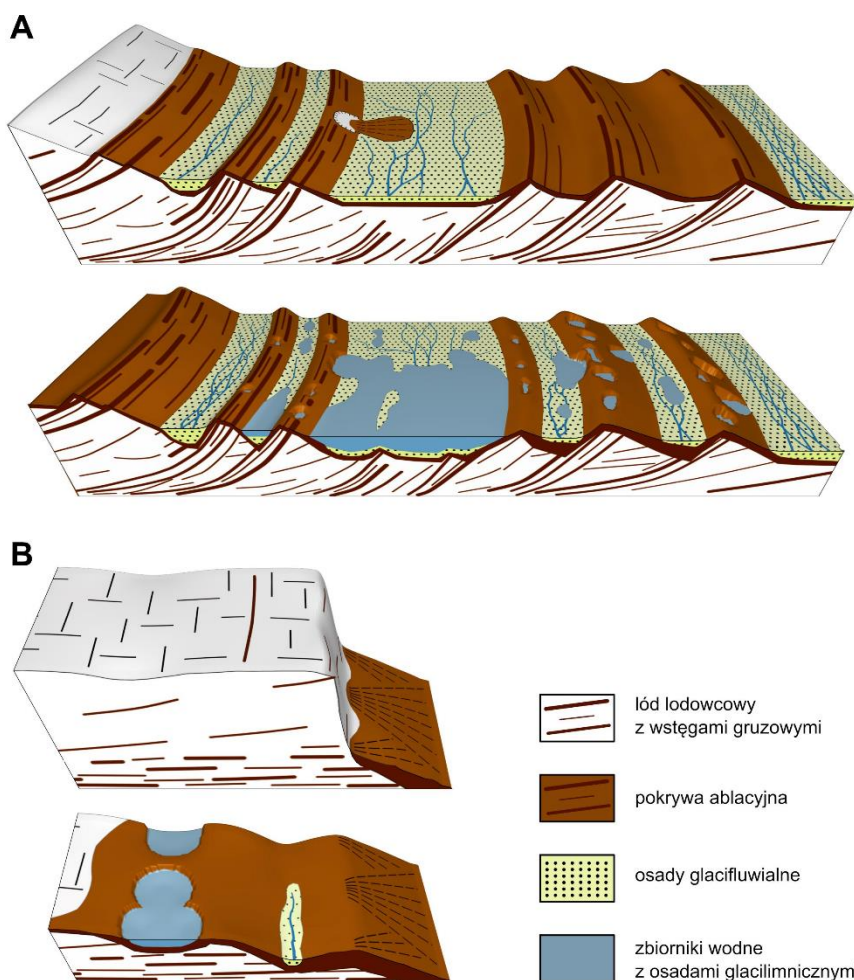
Ryc. 5.1. Wały lodowo-morenowe i związane z nimi supraglacialne formy rzeźby terenu. A – strefa marginalna lodowca Malaspina na Alasce, model 3D opracowany na podstawie danych wysokościowych ArcticDEM o rozdzielczości 2 m i zobrazowań satelitarnych Maxar o rozdzielczości 0,5 m; B – układ linijnych wałów z nałożonymi mniej lub bardziej izometrycznymi pagórkami (okolice Calgary, prowincja Alberta, Kanada), podstawą modelu 3D jest model rzeźby terenu o rozdzielczości 1 m, opracowany na podstawie danych LIDAR

Fig. 5.1. Ice-cored ridges and related supraglacial landforms. A – marginal zone of the Malaspina Glacier in Alaska, model 3D based on ArcticDEM elevation data with spatial resolution of 2 m and Maxar satellite images with pixel size of 0.5 m; B – pattern of linear ridges with superimposed isometric hummocks (Calgary area, Alberta, Canada), model 3D prepared using LIDAR-based DTM with 1 m spatial resolution

Rekonstrukcja wałów lodowo-morenowych w obrębie stref marginalnych lądolodów plejstocénskich była przedmiotem wielu badań geomorfologicznych i sedymentologicznych (Huddart & Bennett 1997; Gruszka & Terpiłowski, 2015). Zwykle badania te opierały się na dwóch założeniach. Po pierwsze, formy supraglacialne związane z rozwojem wałów lodowo-

morenowych powinny układać się równolegle do przebiegu czoła lądolodu podczas określonych faz jego zasięgu. Po drugie, obniżenia między wałami lodowo-morenowymi mogły znacząco wpływać na czasoprzestrzenny rozkład supraglacialnych procesów depozycyjnych, a tym samym na końcową architekturę osadów (Huddart & Bennett, 1997).

Większość form supraglacialnych zatracą swój pierwotny kształt oraz orientację na skutek całkowitego wytopienia lodu lodowcowego. Dlatego Włodarski i Orłowska (2019) zaproponowali, aby rekonstrukcję wałów lodowo-morenowych opierać przede wszystkim na szczegółowej analizie struktur kolapsyjnych. Na przykładzie badań osadów kemowych w strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia warty we wschodniej Polsce, autorzy ci pokazali w jaki sposób analiza geometrii oraz kinematyki uskoków i fałdów stanowiących główne elementy struktur kolapsyjnych pozwala określić kształt, stopień wydłużenia i orientację wałów lodowo-morenowych (ryc. 5.2).



Ryc. 5.2. Modele koncepcyjne rozwoju wałów lodowo-morenowych. A – w warunkach kompresyjnego ruchu lodowca (wg Włodarski & Godlewska, 2016, zmienione); B – w przypadku, gdzie dominującym mechanizmem ruchu lodowców jest bazalny ślizg po podłożu (wg Rains & Shaw, 1981, zmienione)

Fig. 5.2. Conceptual models of ice-cored ridges evolution. A – controlled by compressive ice flow (after Włodarski & Godlewska, 2016, changed); B – where movement of glacier is dominated by basal sliding (acc. to Rains & Shaw, 1981, changed)

Rekonstrukcja wałów lodowo-morenowych w strefach marginalnych lądolodów plejstoceńskich ma bardzo duże znaczenie dla interpretacji paleośrodowiskowych, uwzględniając czynniki paleoklimatyczne i paleoglacjologiczne.

Z jednej strony rozwój wałów lodowo-morenowych w warunkach ruchu kompresyjnego w strefie marginalnej współczesnych lodowców stanowi podstawę do analizy reżimu termicznego spągu lądolodu, występowania wieloletniej zmarzliny, a także odpowiednich warunków podłoża determinowanych przez litologię i topografię (Evans, 2009). Z drugiej strony obecność wałów lodowo-morenowych należy również rozpatrywać w odniesieniu do dynamiki czoła lądolodu w czasie recesji. Badania Kasprzaka (2003) pokazują, że duży wpływ na rozwój wałów lodowo-morenowych może mieć recesja frontalna, przerywana rytmicznie powtarzającymi się okresami dłuższego postoju czoła lądolodu. W takich warunkach docho-

dzi do większej koncentracji materiału morenowego inkorporowanego ze strefy bazalnej lodowca w postaci wstęg gruzowych.

Struktury kolapsyjne

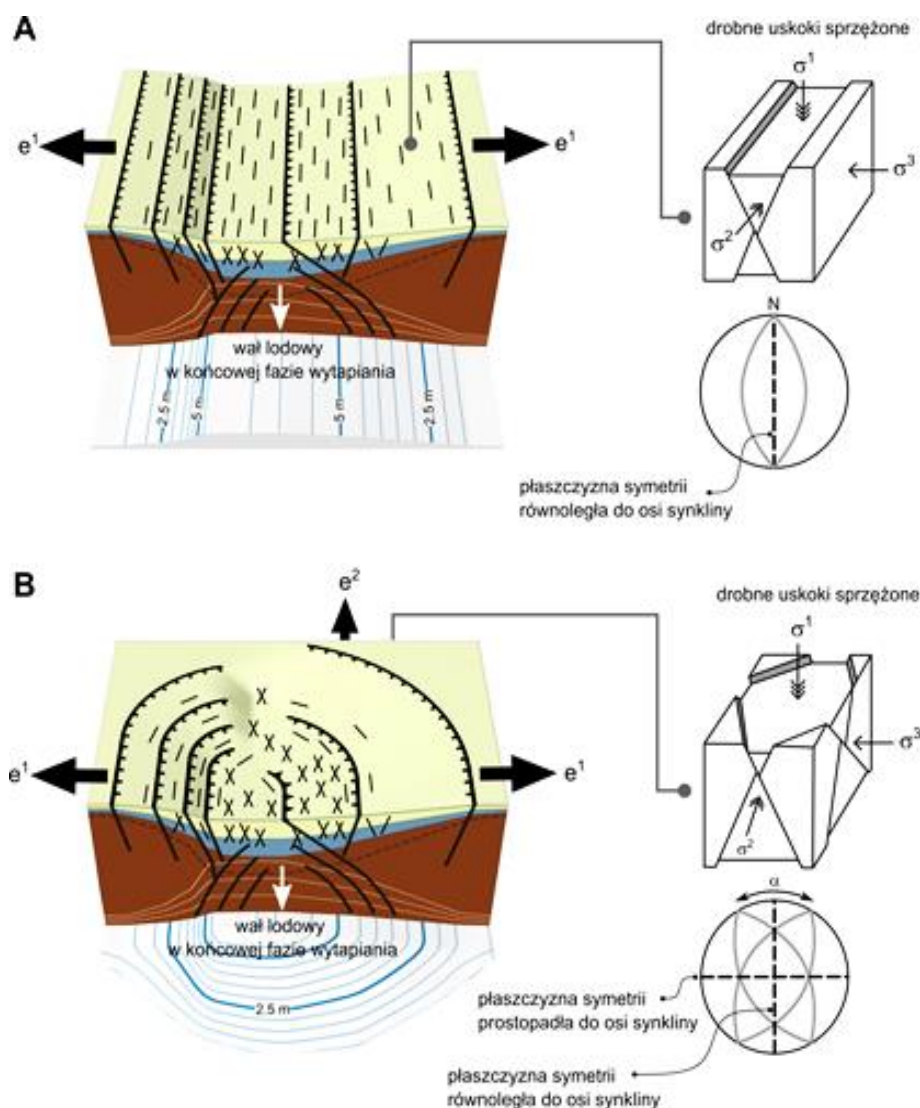
Najczęściej struktury kolapsyjne opisuje się jako obniżenia na powierzchni lub w obrębie górnych warstw geologicznych. Wywołane mogą one być ubytkiem mas skalnych podłoża na skutek procesów krasowych, lateralnej migracji soli, a także w związku z rozwojem kalder wulkanicznych (Ge & Jackson, 1998; Acocella, 2007). Istnieje również szereg prac, w których struktury kolapsyjne są wiązane z wytapianiem lodu lodowcowego (Boulton, 1972; McDonald & Shilts, 1975; Branney, 1995; Huddart & Bennett, 1997; Włodarski & Orłowska, 2019).

Subsydencja w obrębie pojedynczej struktury kolapsyjnej jest zapisana w postaci fałdu synklinalnego i dość charakterystycznego układu uskoków (ryc. 5.3; Ge & Jackson, 1998; Holohan i in., 2015). Główne uskoki odwrócone o nachyleniu przeciwnym do ułożenia sfałdowanych warstw występują w obrębie wewnętrznej części synkliny. Z kolei główne uskoki normalne charakteryzują się nachyleniem zgodnym do ułożenia sfałdowanych warstw i są typowe dla bardziej zewnętrznych części synkliny. W strefie przegubowej synkliny może dodatkowo zaznaczać się obecność drugorzędnych fałdów dysharmonijnych. Przyjmuje się, że rozwój głównych uskoków odwróconych jest uwarunkowany lateralnym zróżnicowaniem subsydencji między strefą przegubową synkliny a jej skrzydłami (Acocella, 2007). Natomiast w odniesieniu do głównych uskoków normalnych wskazuje się na efekt grawitacyjnego oddziaływania wywołanego ubytkiem mas skalnych podłoża. Modele numeryczne struktur kolapsyjnych analizowane w pracy Holohana i in. (2015) pokazują, że przypowierzchniowe warstwy podlegające subsydencji są poddawane podłużnej kompresji w strefie przegubowej synkliny oraz podłużnej ekstensji w obrębie skrzydeł synkliny. O ile taki układ odkształceń podłużnych jest typowy dla początkowych etapów subsydencji, to na kolejnych jej etapach podłużna ekstensja zaznacza się również w strefie przegubowej synkliny. Zapisem takiej przebudowy pola odkształceń podłużnych są drobne normalne uskoki sprzężone, tworzące nieregularne sieci rozciągające się lateralnie w obrębie sfałdowanych warstw nie tylko na skrzydłach synklin, ale również w ich strefach przegubowych (Cole i in., 2005; Włodarski & Orłowska, 2019).

Geometria struktur kolapsyjnych, a w szczególności dolnych sfałdowanych warstw, których depozycja zachodziła przed subsydencją, może być rozpatrywana jako lustrzane odbicie geometrii zanikających mas skalnych czy lodu lodowcowego w podłożu (ryc. 5.3; Ge & Jackson, 1998). O ile interpretacja danych geologicznych czy geofizycznych daje zwykle możliwość rekonstrukcji przekroju poprzecznego struktur kolapsyjnych, to dane strukturalne odniesione do sfałdowanych warstw i uskoków pozwalają określić orientację struktur kolapsyjnych w planie, a także przybliżony stopień ich wydłużenia. Bardzo ważną rolę w analizie stopnia wydłużenia struktur kolapsyjnych odgrywają drobne normalne uskoki sprzężone. Sposób ułożenia tych uskoków względem osi synkliny może stanowić zapis dwu- lub trójosiowego pola odkształceń w obrębie fałdowanych warstw (Krantz, 1988; Healy i in., 2015).

Przyjmuje się, że elementy symetrii odniesione do architektury uskoków stanowią bezpośrednie odbicie symetrii pola odkształceń/paleonaprężeń (Paterson & Weiss, 1961). W przypadku rozwoju cylindrycznej synkliny o długich wyrównanych osiach bardziej prawdopodobne wydaje się, że fałdowane warstwy będą podlegały podłużnej ekstensji w jednym dominującym kierunku ustawionym prostopadle do osi synkliny (ryc. 5.3A). Zapisem strukturalnym takiego dwuosiowego pola odkształceń będą uskoki sprzężone charakteryzujące się monomodalnym rozkładem ich biegów. Z kolei z rozwojem synkliny niecylindrycznej, o krótkich i wyraźnie zundulowanych osiach, należy wiązać trójosiowe pole odkształceń w obrębie fał-

dowanych warstw (ryc. 5.3B). Takie pole odkształceń powinno wyrażać się obecnością podłużnej ekstensji w dwóch przeważających kierunkach, tj. prostopadłym i równoległym względem osi synkliny. Można oczekiwać, że obydwa kierunki podłużnej ekstensji będą odwzorowane w polimodalnym rozkładzie drobnych normalnych uskoków sprzężonych. Ich biegi zwykle rozciągają się symetrycznie względem osi synkliny, przez co stanowią one podstawę do wyróżnienia 2 grup normalnych uskoków sprzężonych. Analiza kąta ostrego α między uśrednionymi biegami uskoków w każdej grupie uskoków pozwala w przybliżeniu określić proporcje udziału podłużnej ekstensji w obrębie sfałdowanych warstw na kierunkach prostopadłym i równoległym względem osi synkliny (ryc. 5.3B).

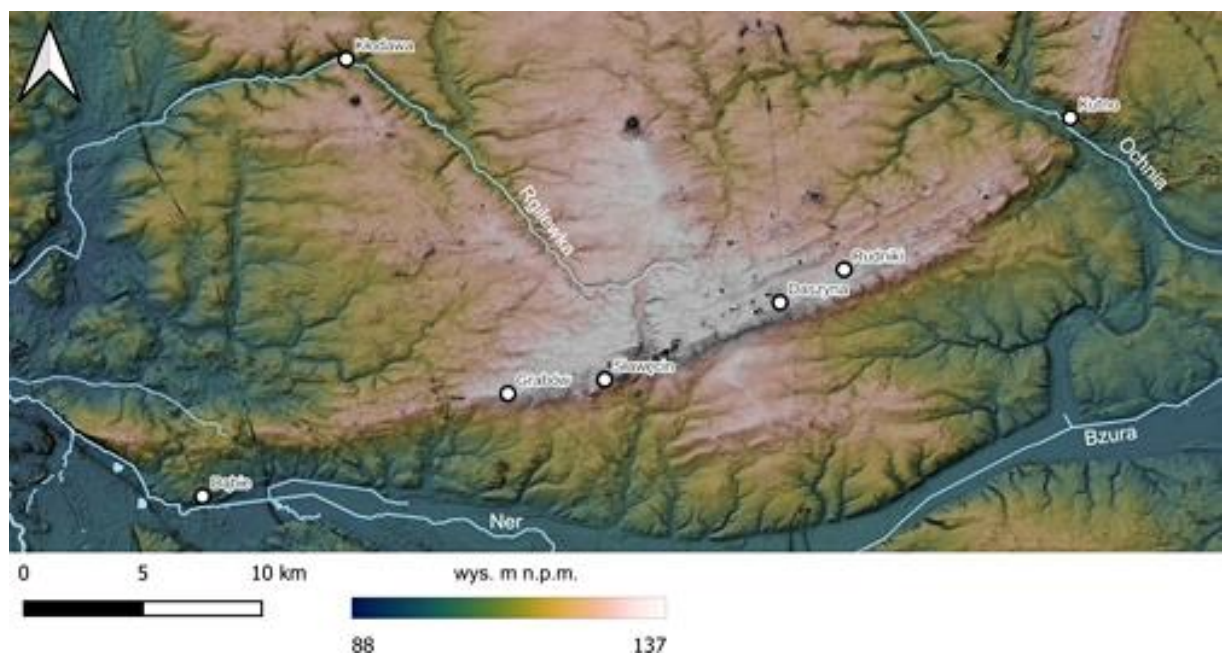


Ryc. 5.3. Związek między geometrią struktur kolapsyjnych a topografią i sposobem zaniku wałów lodowo-morenowych (dla uproszczenia przyjęto, że tempo zaniku arealnego lodu jest większe od tempa zaniku frontального. Białe linie na blokdiagramach reprezentują izochrony progresywnego wytapiania lodu). A – struktura kolapsyjna rozwijająca się nad wydłużonym wałem lodowo-morenowym; B – struktura kolapsyjna kontrolowana przez zanik bardziej izometrycznego wału lodowo-morenowego

Fig. 5.3. Relationship between geometry of collapse structures and topography and ablation pattern of ice cored ridges (the ablation pattern relates to case where down-wasting is greater than back-wasting. White lines on block diagrams are isochrones displaying stages of progressive ice melting). A – collapse structure developing above elongated ice-cored ridge; B – collapse structure controlled by melting of isometric ice-cored ridge

Morena kutnowska jako obszar występowania regularnych wałów lodowo-morenowych podczas recesji lądolodu zlodowacenia warty

Morena kutnowska reprezentuje dość rozległy obszar występowania wydłużonych wałów, ciągnących się subrównoleżnikowo od okolic Dąbia na zachodzie po rejon Kutna (ryc. 5.4), a według niektórych badaczy dalej subpołudnikowo w kierunku Gostynina (Lencewicz, 1927). Obecnie obszar moreny kutnowskiej zawęża się wyłącznie do jej subrównoleżnikowego odcinka o długości ok. 45 km i przebiegu ENE–WNW. Na tym odcinku długość pojedynczych wałów wynosi od ok. 600 m do nawet 4,5 km, a ich szerokość zmienia się w zakresie od 250 m do 1,5 km. Wysokość bezwzględna moreny kutnowskiej jest również urozmaicona. Najwyższy jej odcinek znajduje się między Grabowem a Daszyną, gdzie wysokość wałów przekracza 150 m n.p.m. Jednocześnie odcinek ten stanowi dział wodny między dolinami Neru na zachodzie i Ochni na wschodnie. Niżej położone wały, osiągające wysokość ok. 120–125 m n.p.m., znajdują się w okolicach Dąbia we wschodniej części moreny. Uwagę zwraca wyraźny próg morfologiczny, ograniczający od południa morenę kutnowską, o wysokości względnej do 30 m w okolicach Sławęcina (ryc. 5.4). Wysokość tego progu stopniowo maleje w kierunku zachodnim oraz wschodnim. Podobną tendencję zmian wysokościowych obserwuje się wzdłuż całej moreny kutnowskiej, w obrębie wysoczyzn na przedpolu i zapleczu tej moreny, a także w osi Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej na odcinku między Nerem a Moszczenicą (Molewski, 2014). Takie zmiany wysokościowe wynikają z aktywności tektonicznej struktury solnej Kłodawy w czwartorzędzie. Wały tworzące wyniesienie moreny kutnowskiej są zbudowane z wodnolodowcowych piasków i żwirów lub żwirów z głazami, które miejscami są przykryte przez gliny lodowcowe o zmiennej miąższości.



Ryc. 5.4. Topografia moreny kutnowskiej i jej otoczenia na podstawie numerycznego modelu rzeźby terenu

Fig. 5.4. DEM-based topography of the Kutno moraine and adjacent area

Geneza moreny kutnowskiej była przedmiotem wielu badań. Według Lencewicza (1927) i Drążczyk (2020) jest to morena czołowa akumulacyjna, powstała podczas recesji lądolodu zlodowacenia warty. W takim ujęciu poszczególne wały tej moreny wyznaczają linie dłuższego postępu czoła lądolodu. Z kolei Domosławska-Baraniecka (1961) poddała pod dyskusję koncepcję glacitektonicznej genezy tej moreny podczas ponownego nasunięcia lądolodu warty, określanego jako faza kutnowska. Podstawą dla tej koncepcji były badania deformacji os-

dów w odkrywcze Stawęcín w środkowej części moreny kutnowskiej, tj. między Grabowem a Daszyną. Z tą koncepcją nie zgodził się Jewtuchowicz (1967), który również obserwował deformacje osadów w obrębie wielu wałów moreny kutnowskiej, niemniej jednak wiązał je z procesami wytapiania martwego lodu.

Podsumowanie

Rzów ł wałów lodowo-morenowych najczęściej wiąże się z ablacją kontrolowaną przez wstęgi gruzowe, których układ wynika z ruchu kompresyjnego lodowca. Z tego względu formy supraglacialne stanowią ważny element w badaniach paleogeograficznych stref marginalnych. Niestety problemem jest to, że większość tych form ztraca swój pierwotny kształt oraz orientację na skutek całkowitego wytopienia lodu lodowcowego. Pewnym rozwiązaniem stosowanym dotychczas były badania sedymentologiczne, pozwalające na rozpoznanie przestrzennego uporządkowania procesów depozycyjnych w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi.

Istnieje możliwość rekonstruowania geometrii wałów lodowo-morenowych na podstawie szczegółowej analizy struktur kolapsyjnych. Biorąc pod uwagę geometrię oraz kinematykę uskoków i fałdów, stanowiących główne elementy struktur kolapsyjnych, można z dużym przybliżeniem określić kształt, stopień wydłużenia i orientację wałów lodowo-morenowych. Połączenie szczegółowych badań sedymentologicznych z analizą struktur kolapsyjnych stanowi podstawę, aby wszystkie dotychczasowe koncepcje rozwoju form wałowych na obszarze moreny kutnowskiej połączyć w jeden spójny model. Istotnym elementem tego modelu są wały lodowo-morenowe, które mogły się rozwijać podczas recesji lądolodu zlodowacenia warty.

Literatura

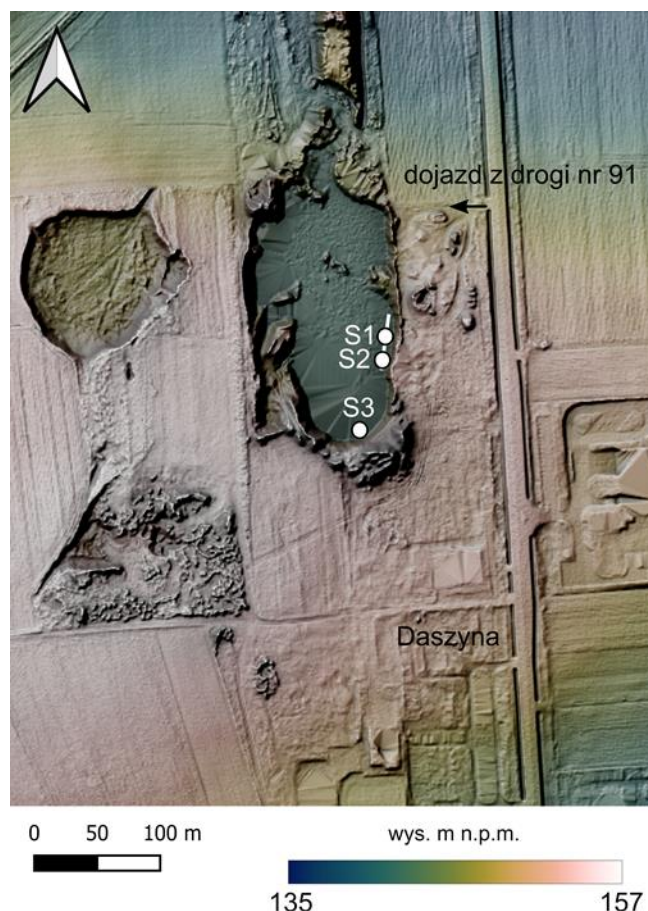
- Acocella, V., 2007. Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews* 85, 125–160.
- Boulton, G.S., 1972. Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journal of the Geological Society of London* 128, 361–393.
- Branney, M.J., 1995. Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology* 57, 303–318.
- Cole, J.W., Milner, D.M. & Spinks, K.D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews* 69, 1–26.
- Domostawska-Baraniecka, M.D., 1961. Przebieg sedymentacji i kształtowania kutnowskich moren czołowych w okolicy Stawęcína. Prace o plejstocenie Polski środkowej. *INQUA Congress*, Warszawa, 59–77.
- Drączyk, M.A., 2020. Structure of end moraines and dynamics of the recession phase of the Warta Stadial ice sheet, Kłodawa Upland, Central Poland. *Open Geoscience* 12, 753–763.
- Evans, D.J.A., 2009. Controlled moraines: origins, characteristics and palaeoglaciological implications. *Quaternary Science Reviews* 28, 183–208.
- Ge, H. & Jackson, M.P.A., 1998. Physical modeling of structures formed by salt withdrawal: implications for deformation caused by salt dissolution. *AAPG Bulletin* 82, 228–250.
- Gruszka, B. & Terpiłowski, S., 2015. Sedimentary record of the younger Saalian ice margin stagnation in eastern Poland: development of a regular pattern of glaciolacustrine kames. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 97, 279–298.

- Healy, D., Blenkinsop, T.G., Timms, N.E., Meredith, P.G., Mitchell, T.M. & Cooke, M.L., 2015. Polymodal faulting: time for a new angle on shear failure. *Journal of Structural Geology* 80, 57–71.
- Holohan, E.P., Schöpfer, M.P.J. & Walsh, J.J., 2015. Stress evolution during caldera collapse. *Earth and Planetary Science Letters* 421, 139–151.
- Huddart, D. & Bennett, M.R., 1997. The Carstairs Kames (Lanarkshire, Scotland): morphology, sedimentology and formation. *Journal of Quaternary Science* 12, 467–484.
- Jewtuchowicz, S., 1967. Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem i Moszczenicą. *Prace Geograficzne* 62, 1–102.
- Johnson, M.D. & Clayton, L., 2003. Supraglacial landsystems in lowland terrain. [W:] Evans, D.J.A. (red.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, 228–258.
- Kasprzak, L., 2003. *Model Sedymentacji Łądogłodu Vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Kozarski, S. & Szupryczyński, J., 1973. Glacial forms and deposits in the Síðujökull deglaciation area. *Geographia Polonica* 26, 255–311.
- Krantz, R.W., 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology* 10, 225–237.
- Lencewicz, S., 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Prace PIG* 2, 1–129.
- McDonald, B.C. & Shilts, W.W., 1975. Interpretation of faults in glaciofluvial sediments. [W:] Jopling, A.V. & McDonald B.C., (red.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM, Special Publication 23, Tulsa, Oklahoma, 639–646.
- Molewski, P., 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiu głównego zlodowacenia wisty. *Landform Analysis* 25, 205–114.
- Muskett, R., Tangborn, W., Sauber, J.R. & Rabus, B., 2008. Surging, accelerating surface lowering and volume reduction of the Malaspina Glacier system, Alaska, USA, and Yukon, Canada, from 1972 to 2006. *Journal of Glaciology* 54, 788–800.
- Paterson, M.S. & Weiss, L.E., 1961. Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72, 841–882.
- Rains, R.B. & Shaw, J., 1981. Some mechanisms of controlled moraine development. Antarctica. *Journal of Glaciology* 27, 113–128.
- Włodarski, W. & Orłowska, A., 2019. Topography and melting dynamics of ice-cored ridges: evidence from the geometry, kinematics and sedimentary evolution of collapse structures within kame deposits, eastern Poland. *Boreas* 48, 891–912.

Stanowisko Daszyna – W. Włodarski, A. Orłowska, R. Wasiluk

Stanowisko Daszyna jest położone w nieczynnej, rozległej odkrywce w środkowej i najwyższej części wyniesienia moreny kutnowskiej na wysokości 150 m n.p.m., na północnym zboczu jednego z subrównoleżnikowo zorientowanych wałów. Dojazd do odkrywki jest możliwy bezpośrednio z drogi krajowej nr 91. Omawiane stanowisko znajduje się przy pierwszych zabudowaniach w miejscowości Daszyna, jadąc z Krośniewic w kierunku Łęczycy. W odkrywce dostępne do obserwacji są 3 profile geologiczne – S1, S2 i S3 (ryc. 5.5). Rozciągają się one na dystansie około 60 m wzdłuż ściany wschodniej odstąpienia. Dodatkowo do obserwacji możliwe są fragmenty południowej ściany odkrywki. W stanowisku Daszyna odstaniają się osady glacialimniczne, glaciofluvialne oraz glacialne ze zlodowacenia warty. Ich maksymalne miąższości wynoszą odpowiednio 1 m, 4,9 m i 4,8 m. W profilu geologicznym udokumentowano trzy kompleksy litofacialne: D1, D2 i D3. W pionowej sekwencji występują one w następującej

kolejności: D1→D2→D3, co zostało zilustrowane na szczegółowych profilach sedymentologicznych (ryc. 5.6). Analizowane osady są sfaldowane i zuskokowane.



Ryc. 5.5. Lokalizacja stanowiska Daszyna na numerycznym modelu wysokościowym. Biała linia oznacza przebieg profilu geologicznego a białe kółka lokalizacje profili sedymentologicznych

Fig. 5.5. Location of the Daszyna site on DEM-based topography. Geological profile is marked by white line whereas detailed sedimentological logs are marked as white circles.

Charakterystyka sedymentologiczna osadów

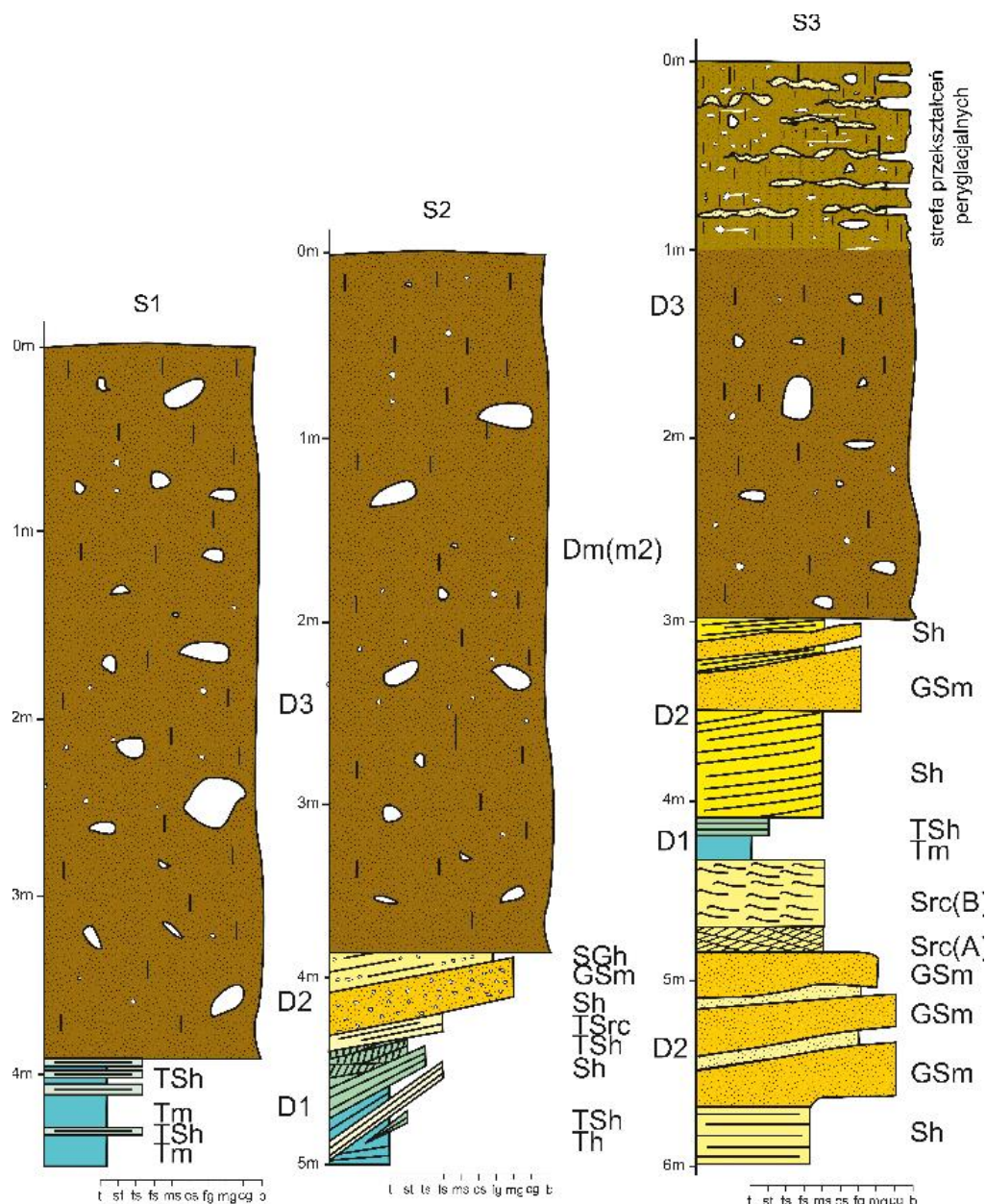
Osady kompleksu D1 zaznaczają się głównie w dolnej części profilu geologicznego (ryc. 5.6). Są to głównie muły i muły piaszczyste (reprezentowane przez litofacje Tm, Th, TSh, TSm, TSr, TSrc). Występują one w postaci cienkich do 30 cm miąższości ławic, głównie masywnych lub poziomo warstwowanych/laminowanych (ryc. 5.6, 5.7A). Maksymalna miąższość osadów kompleksu D1 dochodzi do 1 m. Najczęściej jednak osady te występują w cienkich pakietach, które wyklinowują

się w obrębie osadów kolejnego kompleksu D2. Na uwagę zasługują muły i muły piaszczyste o przekątnej laminacji riplemarkowej (TSr) i riplemarków wstępujących (TSrc) (ryc. 5.6, 5.7B).

Osady kompleksu D2 to piaski różnoziarniste oraz żwiry drobnoziarniste. Występują one w licznych zestawach. W ich dolnych partiach obecne są najdrobniejsze piaski mułowe (STr, STh), zaś w wyższych partiach średnioziarniste piaski poziomo warstwowane lub masywne w pakietach o miąższości 10–50 cm (ryc. 5.6, 5.7B). Miejscami są one nadbudowane przez cienie (do 10 cm) piaski o przekątnym warstwowaniu riplemarkowym lub riplemarki wstępujące typu A lub B (Sr, Src). Bardziej miększe są piaski poziomo warstwowane średnio- lub gruboziarniste (Sh), pojawiające się w części północnej i południowej profilu geologicznego. Osady te osiągają zróżnicowaną miąższość od 10 do 60 cm. Najgrubszą frakcją kompleksu D2 charakteryzują się żwiry piaszczyste głównie masywne (GSm), odstawiające się w środkowej i południowej części profilu (ryc. 5.6, 5.7C). Mają one zróżnicowaną miąższość, tj. od cienkich (5–10 cm) i wyklinowujących się warstw do pakietów o miąższości nawet 70 cm.

Powyżej kompleksów D1 i D2, wzdłuż całego profilu geologicznego rozciąga się diamikton masywny (Dm) kompleksu D3. Jest to diamikton o matriksie przeważnie ilastym (miejscami ilasto-piaszczystym) i rozproszonym szkielecie ziarnowym, gdzie klasty żwirowe mają średnicę do 1 m (ryc. 5.6, 5.7A, D). Na uwagę zasługuje zróżnicowana miąższość diamiktonu (od 1 m na krańcach północnych i południowych profilu do 6 m w części środkowej), a także ostry kontakt z osadami podścielającymi. W południowej części odstonięcia, w profilu sedymentologicznym S3, glina prezentuje wyraźne przekształcenia peryglacialne (ryc. 5.6, 5.7E).

Następstwo kompleksów osadowych w stanowisku Daszyna (D1→D2→D3) dokumentuje depozycję w różnych środowiskach sedymentacyjnych o różnym charakterze sedymentacji, zarówno transgresywnej, jak i regresywnej.

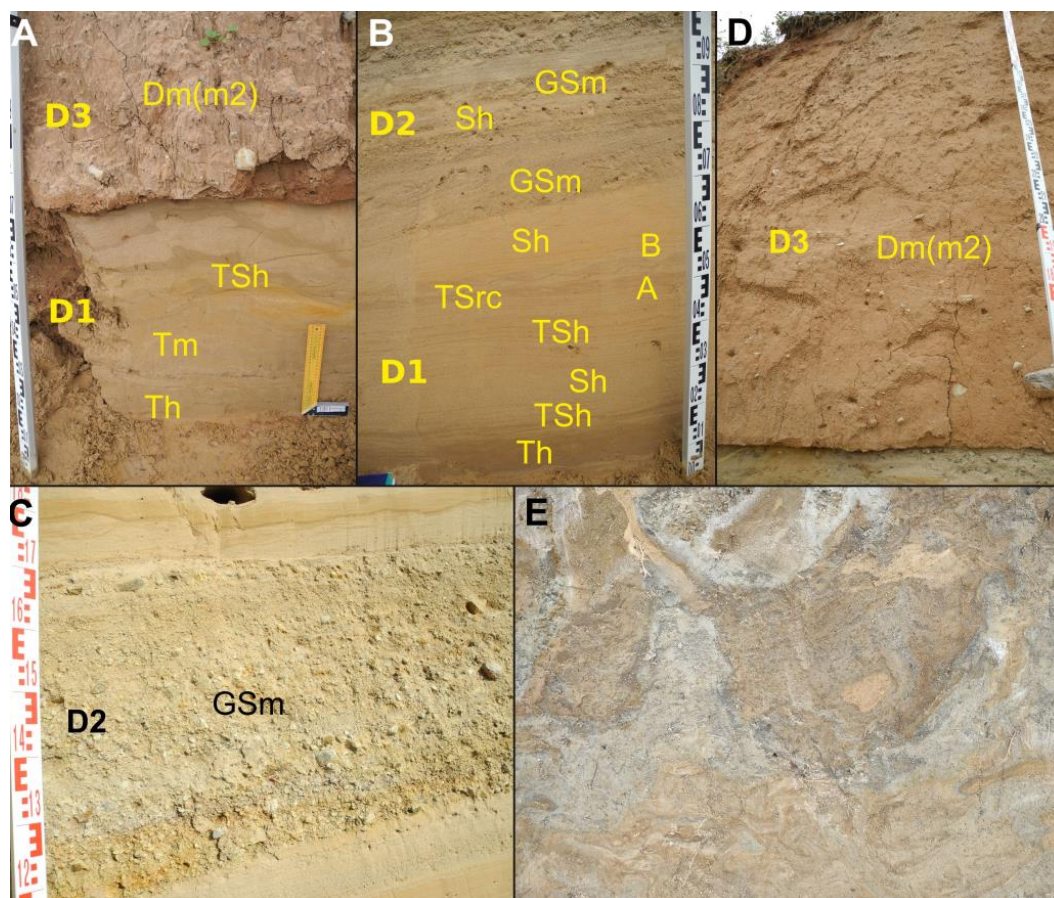


Ryc. 5.6. Wybrane profile sedymentologiczne osadów w stanowisku Daszyna

Fig. 5.6. Selected sedimentological logs in the Daszyna site

Osady kompleksu D1 powstały w dystalnym, niskoenergetycznym środowisku glacialimicznym, gdzie deponowane były muły i muły piaszczyste masywne (Tm, TSm). Ich sedymentacja następowała w wyniku suspensji w wodach stojących zbiornika jeziornego. Z kolei depozycja mułów i mułów piaszczystych poziomo laminowanych związana była z prądami trakcyjnymi na dnie jeziora (Th, TSh). Pojawiające się muły i muły piaszczyste o przekątnej laminacji riplemarkowej i riplemarków wstępujących (TSr, TSrc) powstały z dystalnych prądów turbidytowych. Na obecność takich prądów wskazują człony niepełnej sekwencji Boumy (np. Th→TSrc). Udokumentowane osady reprezentują równinę denną jeziora, w jego najgłębszej i najbardziej oddalonej od źródła dostawy materiału części. Było to zatem miejsce charak-

teryzujące się najspokojniejszą sedymentacją najdrobniejszych osadów w profilu. Miąższość maksymalna pakietu osadów glacialimnicznych (ok. 1 m) świadczy o dość długiej obecności jeziora.



Ryc. 5.7. Przykłady litofacji w stanowisku Daszyna. A – osady kompleksów D1 i D3 (odstąpienie osadów w przegubie); B – osady kompleksów D1 i D2 (odstąpienie osadów wypełniających synklinę); C – osady kompleksu D2 (odstąpienie osadów wypełniających synklinę); D – pakiet gliny bazalnej kompleksu D3; E – peryglacialne przekształcenie górnej części kompleksu D3

Fig. 5.7. Examples of lithofacies in the Daszyna site. A – sediments of D1 and D2 complexes; B – sediments of D1 and D2 complexes; C – sediments of D2 complex; D – basal till of D3 complex; E – periglacial modification of the upper portion of D3 complex

Zmianę charakteru sedymentacji glacialimnicznej na sedymentację w warunkach bardziej proksymalnego i zarazem dynamicznego środowiska dokumentują osady kompleksu D2. W obrębie tego kompleksu najniżej energetyczne są osady piaszczysto-mułowe i piaszczyste o przekątnej laminacji riplemarkowej i riplemarków wstępujących (STr, STrc). Były one depozytowane z niskoenergetycznych prądów trakcyjnych i/lub miejscami prądów turbidytowych, na które wskazują fragmenty sekwencji Boumy (np. Src typu A → Src typu B), zaznaczające się w kilku miejscach profilu geologicznego. Obecność riplemarków wstępujących wskazuje na ich depozycję na łagodnym skłonie misy zbiornika jeziornego. Można nawet założyć, że nachylenie powierzchni depozycyjnej stopniowo się zmniejszało.

Zwiększającą się dynamikę sedymentacji dokumentują osady piaszczyste i żwirowo-piaszczyste kompleksu D2. Osady żwirowo-piaszczyste masywne (GSm) powstały w wyniku wysokogęstościowych prądów turbidytowych. Charakteryzowały się one nagłą depozycją dużej ilości niesionego materiału, który stopniowo zasypywał zbiornik jeziorny. Towarzyszyła temu zmiana środowiska depozycji z subakwalnego na środowisko stożka glacialmarginalnego

zdominowanego przez zalewy warstwowe. Wskazują na to wyżej zalegające dość miększe pakiety piasków różnoziarnistych poziomo warstwowanych (Sh).

O wkroczeniu lądolodu na obszar stanowiska Daszyna świadczy wykształcenie osadów kompleksu D3. Masywna struktura oraz ilasta tekstura diamiktonu, a także jego ostra granica są zapisem powolnego, oddolnego wytopienia i odłożenia materiału morenowego (DGm). Przekształcenie górnej warstwy gliny stanowi zapis procesów peryglacialnych zachodzących już po depozycji gliny, najprawdopodobniej w kolejnym, vistuliańskim cyklu glacialnym.

Fałdy i uskoki

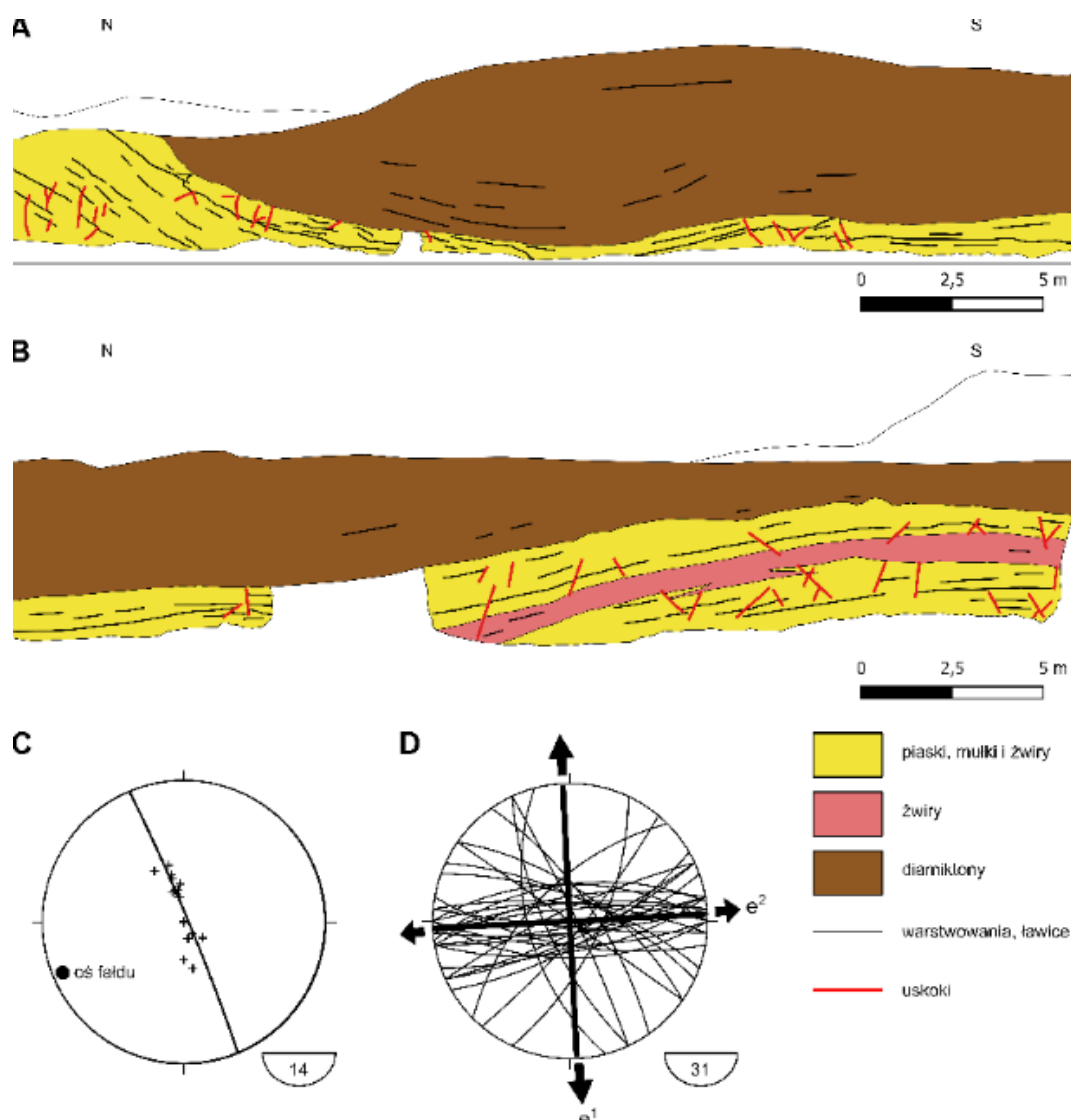
W obrębie profilu geologicznego odśladania się asymetryczny szerokopromienny fałd (ryc. 5.8A, B). Jego geometria jest dobrze odwzorowana wzdłuż spągu kompleksu D3, a także w obrazie dość regularnego ułożenia ławic i warstwowania osadów kompleksów D1 i D2. Oś fałdu ma przebieg WSW–ENE, a kąt jej nachylenia około 4° wskazuje, że jest to struktura cylindryczna (ryc. 5.8C). Maksymalny kąt zapadania warstw w skrzydle NNE wynosi 45° , natomiast w skrzydle SSW obserwuje się kąty do 20° .

Sfałdowane warstwy są pocięte licznymi uskokami, wśród których dominują uskoki normalne. W obrębie skrzydeł fałdu zapadają one w podobnym kierunku co przecinane warstwy. Z kolei w strefach przegubowych synkliny w środkowej części profilu oraz antykliny w części S obserwuje się uskoki sprzężone. Analizowane uskoki normalne układają się niemal symetrycznie względem osi fałdu (ryc. 5.8D). Ich orientacja wskazuje na działanie maksymalnej i pośredniej horyzontalnej ekstensji w obrębie sfaldowanych warstw, odpowiednio na kierunkach NNE–SSW oraz WSW–ENE.

Uskoki odwrócone odgrywają podrzędną rolę w obrazie strukturalnym szerokopromiennego fałdu. Większość z nich to struktury wysokokątowe, zapadające pod kątem 70 – 85° . Uskoki odwrócone zostały rozpoznane głównie w obrębie stromego skrzydła fałdu, a także w strefie przegubowej synkliny. W większości przypadków struktury te zapadają przeciwnie względem ułożenia przecinanych warstw.

Geometria szerokopromiennego fałdu asymetrycznego, a przede wszystkim rozkład i kierunki zapadania uskoków normalnych i odwróconych, należy uznać jako charakterystyczne cechy struktury kolapsyjnej. Mechanizm odpowiedzialny za rozwój analizowanego fałdu i towarzyszących mu uskoków to zginanie poprzeczne, które mogło być wywołane przez procesy ablacji lodu lodowcowego. Lód ten zalegał w podłożu osadów kompleksu D1. Ze względu na orientację osi i asymetrię skrzydeł fałdu można przyjąć, że ablacji podlegały asymetryczne wały lodowo-morenowe. Wały te rozciągały się na kierunku WSW–ENE, a ich bardziej strome zbocza nachylone były ku NNW. Zrekonstruowana geometria wałów lodowo-morenowych wskazuje, że ablacja mogła być kontrolowana przez wstęgi gruzowe w lodzie lodowcowym. Nawiązując do modeli stref marginalnych współczesnych lodowców, jest wysoce prawdopodobne, że wstęgi gruzowe były nachylone przeciwnie do ruchu lądolodu pod kątem 30 – 70° . Tym samym lądolód zlodowacenia warty na obszarze badań charakteryzował się ruchem kompresyjnym.

Obecność uskoków odwróconych w obrębie sfaldowanych warstw można wiązać z kompresją horyzontalną lub lateralnym zróżnicowaniem subsydencji między strefą przegubową synkliny a jej skrzydłami. Niemniej jednak uskoki odwrócone są bardziej typowe dla wewnętrznych części synklin. Nie można wykluczyć, że niektóre wysokokątowe uskoki tego typu, obserwowane w obrębie skrzydeł, to pierwotnie struktury ekstensyjne zrotowane razem z przecinanymi warstwami w miarę postępującego fałdowania.

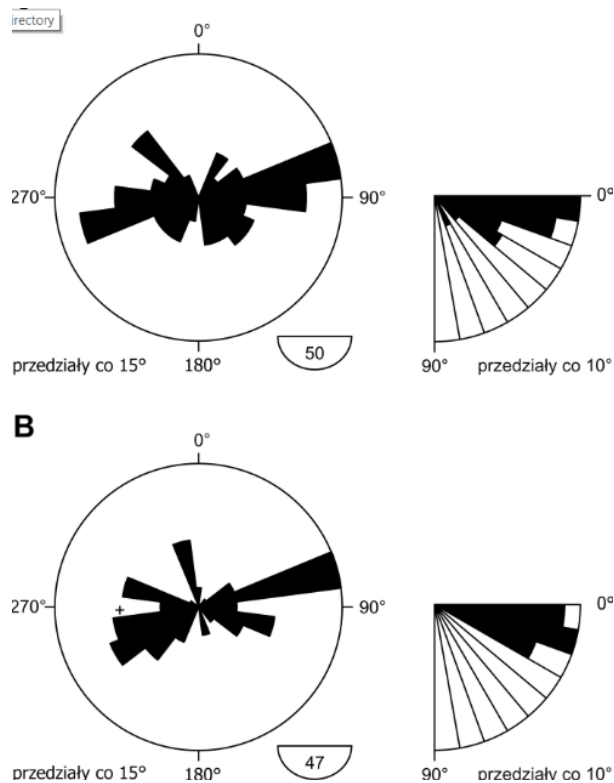


Ryc. 5.8. Sfałdowane warstwy i uskoki w profilu geologicznym. A – fotoszkic N części profilu; B – fotoszkic S części profilu; C – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji; D – projekcja stereograficzna uskoków normalnych

Fig. 5.8. Folded strata and faults in geological profile. A – photo-sketch of the N portion of the profile; B – photo-sketch of the S portion of the profile; C – stereographic plot of poles to bedding and laminations; D – stereographic plot of normal faults

Na kompresję horyzontalną jako mechanizm uskokowania odwróconego mogą wskazywać struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego. Zostały one rozpoznane obok uskoków odwróconych w obrębie stromego skrzydła fałdu. Są to struktury asymetryczne, miejscami bardziej zdeformowane w postaci fałdów ciągnionych, których wergencja jest zgodna z nachyleniem skrzydła fałdu. Za ciekawostkę można uznać fakt, że omawiana asymetria wyraźnie zanika w strefie przegubowej synkliny.

Generalnie regularny przebieg ławic i warstwowania w obrębie kompleksów D1 i D2 wskazuje, że sedymentacja osadów glacialimnicznych i glacialfluwalnych miała miejsce na wczesnym etapie rozwoju wałów lodowo-morenowych. Najprawdopodobniej był to etap kiedy tempo sedymentacji przewyższało tempo ablacji. Można przyjąć, że wały lodowo-morenowe, stopniowo wyodrębniające się z głównej masy lądolodu w jego strefie marginalnej, podlegały zasypywaniu. Działo się to najpierw w związku z rozwojem zbiorników jeziornych, a następnie



Ryc. 5.9. Azymuty i kąty upadu dłuższych osi głazików w diamiktonie kompleksu D3. A – dolna część diamiktonu; B – górna część diamiktonu

Fig. 5.9. Azimuths and dips of the long axes of clasts in the diamikton of the D3 complex. A – lower part of the diamikton; B – upper part of the diamikton

w wyniku progradacji stożków glacialmarginalnych. Warto w tym kontekście zaznaczyć, że osady kompleksu D3, stanowiące zapis ponownego nasunięcia lądolodu na obszar badań, generalnie zalegają zgodnie na sfałdowanych osadach kompleksów D1 i D2. Brak niezgodności kątowych oznacza, że wały lodowo-morenowe po ich zasypaniu nie manifestowały się w topografii przedpola ponownie nasuwającego się lądolodu.

Proces całkowitego zaniku pogrzebanych wałów lodowo-morenowych odbywał się w czasie recesji ponownie nasuniętego

lądolodu. Przemawiają za tym powierzchnie uławicenia i cienkich, nieregularnych przewarstwień piaszczystych, które można rozpoznać w obrębie osadów glacialnych kompleksu D3 (ryc. 5.8A, B). Powierzchnie te nawiązują do geometrii szerokopromiennego fałdu asymetrycznego. Dodatkowo orientacja dłuższych osi głazików pokazuje, że mogły one podlegać reorientacji wywołanej fałdowaniem (ryc. 5.9). Wyznacznikiem tej reorientacji są przede wszystkim kąty nachylenia dłuższych osi głazików. Są one dużo większe w dolnej części kompleksu D3, niż w części górnej, co wskazuje, że amplituda fałdowania maleje ku stropowi kompleksu D3. Taka zmiana amplitudy fałdowania pozwala również przyjąć, że tempo zaniku arealnego lodu, z którego zbudowane były wały lodowo-morenowe, mogło być większe od tempa zaniku frontального.

Podsumowanie

Osady odstawiające się w stanowisku Daszyna stanowią zapis sedymentacji glacialimnicznej, glacialfluwialnej oraz glacialnej, która odbywała się na powierzchni asymetrycznych wałów lodowo-morenowych w strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia warty. Najprawdopodobniej wały lodowo-morenowe zostały pogrzebane na wczesnym etapie ich rozwoju przez osady glacialimniczne i glacialfluwialne kompleksów D1 i D2. Dzięki temu zaistniały warunki, aby geometria tych wałów, jako wydłużonych form asymetrycznych, mogła być odwzorowana w obrazie strukturalnym szerokopromiennego fałdu asymetrycznego.

Charakter osadów glacialnych kompleksu D3 wskazuje, że na obszarze zasypanych wałów lodowo-morenowych doszło do ponownego nasunięcia lądolodu. Dopiero w czasie zaniku tego lądolodu możliwe było całkowite wytopienie wałów lodowo-morenowych. Był to proces o dość regularnym przebiegu.

Stanowisko Rudniki – W. Włodarski, A. Orłowska, R. Mieszkowski, R. Wasiluk

Stanowisko Rudniki zlokalizowane jest w nieczynnej odkrywce, w środkowej części rozległego wyniesienia moreny kutnowskiej na wysokości 136,6 m n.p.m. Jest to kulminacja jednego z subrównoleżnikowych wałów. Dojazd do odkrywki możliwy jest z drogi krajowej nr 91, na odcinku między Łęczycą a Krośniewicami, skręcając w okolicy Daszyny na drogę lokalną w kierunku Starej Żelaznej. Odkrywka rozcina wał podłużnie i poprzecznie, a dostępny do obserwacji jest profil wzdłuż ściany zachodniej (ryc. 5.10). Odstaniają się osady glacialne i glaci-fluwialne ze zlodowacenia warty o miąższości maksymalnej ok. 5,5 m. W profilu udokumentowano cztery kompleksy litofacjalne: R1, R2, R3 i R4. Tworzą one pionową sekwencję: R1→R2→R3→R4, co ilustruje szczegółowy profil sedymentologiczny (ryc. 5.11). Analizowane osady są sfałdowane i zuskokowane.



Ryc. 5.10. Lokalizacja stanowiska Rudniki na numerycznym modelu wysokościowym. Biała linia oznacza przebieg profilu geologicznego, a białe kółko lokalizację profilu sedymentologicznego

Fig. 5.10. Location of Rudniki site on DEM-based topography. Geological profile is marked by white line, whereas detailed sedimentological log is marked as white circle

Charakterystyka sedymentologiczna

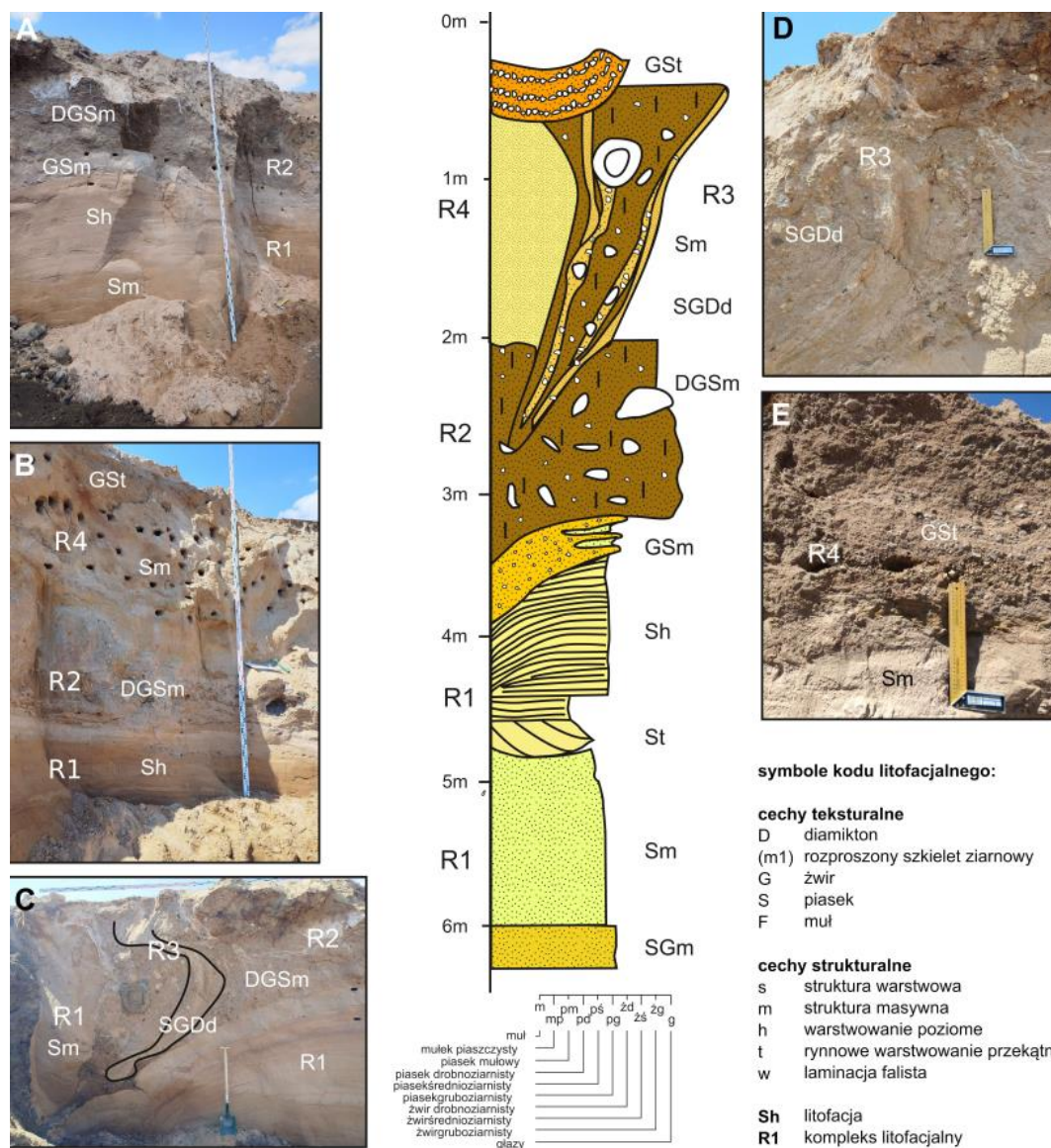
Osady kompleksu R1 reprezentują litofacie SGm, Sm, Sh i GSm, w pionowym następstwie SGm→Sm(→Sh)→GSm (ryc. 5.11). Przeważają piaski różnoziarniste masywne, w spągu żwirowe (SGm) w ławicach o miąższości do 30 cm, a następnie ku górze kompleksu piaski grubo- i średnioziarniste masywne (Sm) i/lub poziomo warstwowe (Sh) w bardziej miąższych pakietach od 50 cm do 1,2 m (ryc. 5.11A). Akcesorycznym elementem są pojawiające się miejscami średnioskalowe (do 30 cm) piaski o przekątnym warstwowaniu rynnowym (St). Ostatnim ogniwem kompleksu, w jego górnej części, są miększe (do 30 cm) żwiry piaszczyste masywne (GSm), z zaznaczającym się miejscami warstwowaniem horyzontalnym (GSh).

Osady kompleksu R2 to masywny, brązowy, homogeniczny diamikton DGm, głównie ilasty, niekiedy ilasto-piaszczysty o zróżnicowanej miąższości od 20 cm do 1,5 m (ryc. 5.11A–C). Charakterystyczną cechą tego diamiktonu jest ostra granica zarówno w stropie, jak i w spągu warstwy, a także obecność licznych klastów żwirowych i głazów o średnicy do 1 m i rozproszonym szkielecie ziarnowym.

Kolejnym ogniwem odstaniającym się w profilu są piaski i żwiry diamiktonowe (SGDd) kompleksu R3. Przeławicają się one z pakietami wyklinowujących się piasków i żwirów lub piasków żwirowych z głazami o średnicy 2–30 cm (ryc. 5.11D). Charakterystyczną cechą diamiktonów jest ilasto-piaszczysty matriks o zwartym szkielecie ziarnowym oraz ostre granice z sąsiednimi ławicami.

Najwyżej położone osady kompleksu R4 to ponownie osady piaszczyste i żwirowo-piaszczyste. Osady te są reprezentowane przez litofacie Sm i GSt (ryc. 5.11B, E). Dominują piaski

średnio- i gruboziarniste masywne w miąższych 1–2 m pakietach osadowych (Sm). Rozciągają się one na całej długości ścian odkrywki, zorientowanych poprzecznie do dłuższej osi wału. Ponad nimi zalegają żwiry piaszczyste o przekątnym warstwowaniu rynnowym (GSt). Ich faktyczna miąższość nie została rozpoznana. Odślaniają się tylko pakiety średniej i dużej skali do 50 cm miąższości i szerokości poniżej 2 m (ryc. 5.11B, E).



Ryc. 5.11. Szczegółowy profil sedymantologiczny osadów oraz wybrane przykłady litofacji w obrębie analizowanych kompleksów litofacjalnych. A – osady kompleksów R1 i R2; B – osady kompleksów R1, R2 i R4; C – zaburzone wewnętrznie osady glacialne kompleksów R2 i R3; D – piaski i żwiry diamiktonowe kompleksu R3, E – osady piaszczyste i żwirowo-piaszczyste kompleksu R4

Fig. 5.11. Detailed sedimentological log and selected examples of lithofacies within analysed lithofacies complexes. A – sediments of R1 and R2 complexes; B – sediments of R1, R2 and R4 complexes, C – internally deformed glacial sediments of R2 and R3 complexes; D – diamictic sands and gravels of R3 lithofacies complex; E – sandy and gravely sandy sediments of R3 lithofacies complex

Następstwo kompleksów osadowych w stanowisku Rudniki (R1→R2→R3→R4) dokumentuje sekwencję transgresywno-regresywną w środowisku glacialmarginalnego stożka. Cechy osadów kompleksu R1, tj. taflowy pokrój ławic, masywna struktura lub niekiedy poziome warstwowanie, wskazują, że ich depozycja następowała z płytkich, nadkrytycznych prze-

pływów typu zalewów warstwowych w strefie stożka glacyfluwalnego. Była to depozycja z naprzemiennych wezbrań i opadania wód roztopowych. Dokumentuje to następstwo litofacji: SGm→Sm(→Sh)→GSm, gdzie frakcja gruboziarnista odzwierciedla wezbrania wód roztopowych, zaś drobnoziarnista opadanie fali wezbraniowej. Grubsza frakcja żwirów piaszczystych masywnych (GSm) w stropie kompleksu może świadczyć o powolnym zbliżaniu się źródła osadów, tj. czoła lądolodu.

O wkroczeniu lądolodu na obszar stanowiska świadczy wykształcenie osadów kompleksu R2. Masywna struktura diamiktonu, przewaga matriksu ilastego, a także ostry kontakt z sąsiednimi osadami jest zapisem powolnego, oddolnego wytopienia i odłożenia materiału morenowego (DGm). Kolejny również glacialny etap depozycji dokumentują piaski i żwiry diamiktonowe (SGDd) kompleksu R3. Ich cechy teksturalne wskazują na depozycję w środowisku supraglacialnym z kohezyjnych spływów grawitacyjnych. O kohezji spływów świadczy ilasto-piaszczysty matriks osadów, który jest efektem wymieszania osadów o różnej frakcji przy małym udziale wód roztopowych. Osady kompleksu R3 są zatem świadectwem postępującej ablacji lodu. Reprezentują one środowisko glacialmarginalne i są charakterystyczne dla skłonów zamierającego/martwego lodu, jak i sąsiadujących z nimi obniżen. Zasięg depozycji osadów z kohezyjnych spływów grawitacyjnych był krótki w związku z niskim stopniem ich uwodnienia.

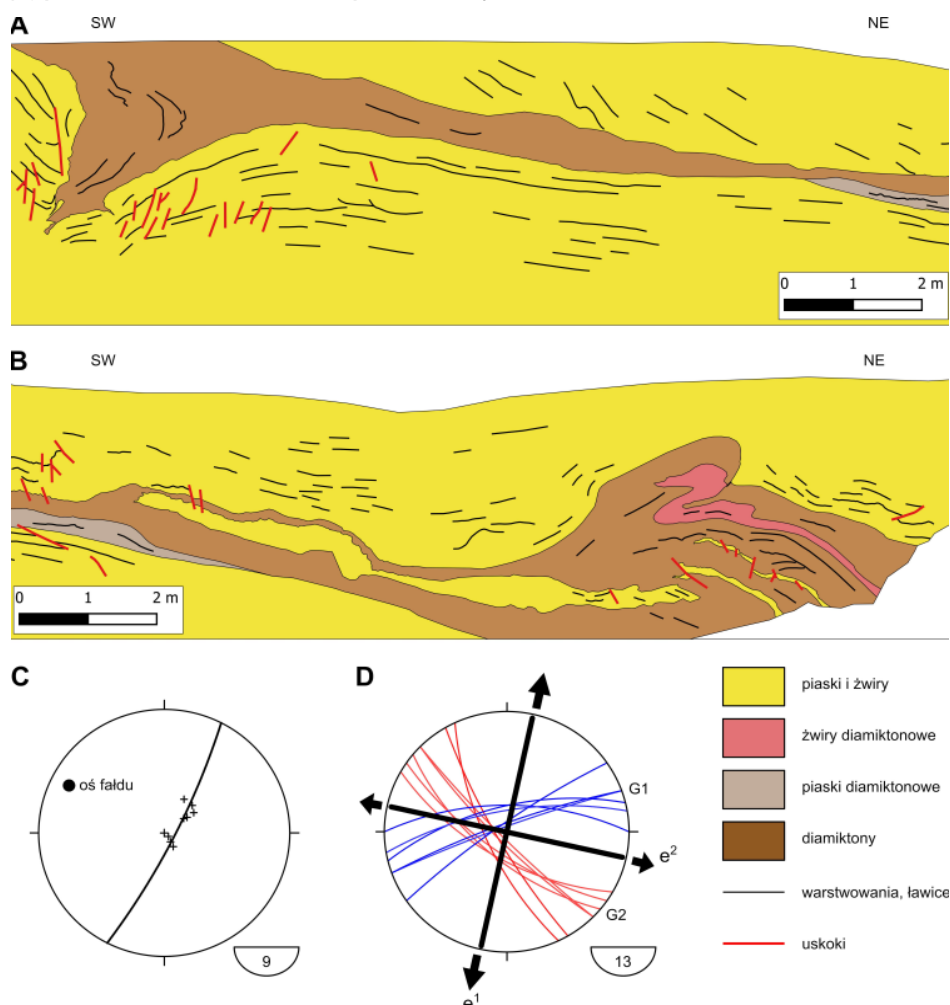
Zmianę charakteru sedymentacji ponownie na środowisko stożka glacyfluwalnego dokumentują osady kompleksu R4. Cechy charakterystyczne tych osadów, tj. taflowy pokrój ławic, znaczna miąższość, monofacjalność i szeroka rozciągłość powyżej kilkudziesięciu metrów (Sm), pozwala łączyć pakiet piasków grubo- i średnioziarnistych masywnych z szybką depozycją z zawiesiny o wysokiej gęstości podczas przepływu turbulentnego. Taki przepływ najprawdopodobniej odbywał się w strefie kontaktu lodowego. Wyżej zalegające żwiry piaszczyste o przekątnym warstwowaniu rynnowym (GSt) świadczą o wzroście tempa przepływu w tej strefie. Osady te zostały zdeponowane w wyniku procesów erozyjno-depozycyjnych zachodzących w warunkach skoncentrowanego przepływu wód roztopowych. Zwiększone tempo przepływu należy wiązać z postępującą ablacją lodu.

Fałdy i uskoki

W obrębie profilu, idąc od SW w kierunku NE, fragmentarycznie odstawiają się skrzydła asymetrycznego szerokopromiennego fałdu (ryc. 5.12A, B). Ich geometria jest dobrze odwzorowana wzdłuż spągu kompleksu R2, a także w obrazie uławicenia i warstwowania horyzontalnego osadów kompleksu R1. Maksymalny kąt zapadania warstw w skrzydle SW wynosi 35 stopni. Z kolei w skrzydle NE kąt ten nie przekracza 15°. Oś fałdu ma przebieg WNW–ESE, a niewielki kąt nachylenia wskazuje, że jest to raczej struktura cylindryczna (ryc. 5.12C). Na uwagę zasługuje drugorzędny, symetryczny i średiopromienny fałd dobrze odwzorowany w geometrii stropu kompleksu R3, a także w obrazie warstwowania osadów kompleksu R4. Struktura ta zlokalizowana jest w dystalnej części NE skrzydła szerokopromiennego fałdu asymetrycznego. Drugorzędny fałd jest strukturą niecylindryczną, co wynika z nachylenia jego osi pod kątem 27° w kierunku SW.

Sfałdowane warstwy są pocięte licznymi uskokami, wśród których dominują uskoki normalne zapadające w podobnym kierunku co przecinane warstwy w obrębie skrzydeł szerokopromiennego fałdu asymetrycznego. Orientacja uskoków zestawionych w grupy G1 i G2 pokazuje, że układają się one symetrycznie względem osi fałdu (ryc. 5.12D). Pozwoliło to wyznaczyć kierunki maksymalnej i pośredniej horyzontalnej ekstensji fałdowanych warstw, odpowiednio prostopadle i równoległe do osi fałdu. Podrzedną rolę odgrywają uskoki odwrócone.

Część z nich została rozpoznana w obrębie drugorzędnego fałdu. Warto odnotować, że uskoki te zapadają przeciwnie do ułożenia przecinanych warstw.



Ryc. 5.12. Sfałdowane warstwy i uskoki w profilu geologicznym. A – fotoszkic SW części profilu; B – fotoszkic NE części profilu; C – projekcja stereograficzna normalnych do uławicenia i laminacji; D – projekcja stereograficzna uskoków normalnych

Fig. 5.12. Folded strata and faults in geological profile. A – photo-sketch of the SW portion of the profile; B – photo-sketch of the NE portion of the profile; C – stereographic plot of poles to bedding and lamination; D – stereographic plot of normal faults

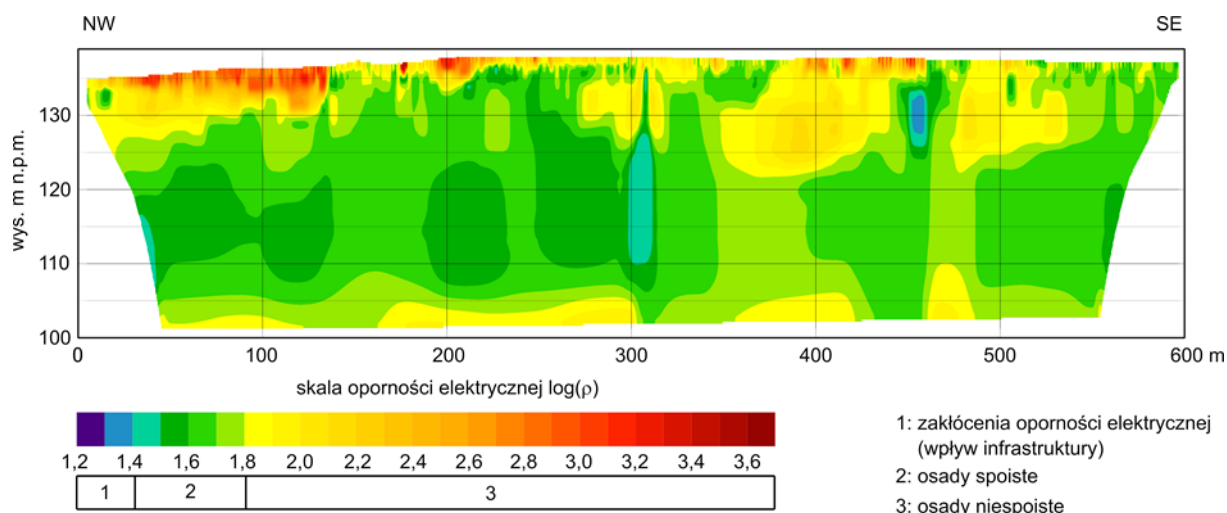
Geometria szerokopromiennego fałdu asymetrycznego, a także rozkład i nachylenie uskoków normalnych wskazują na zginanie poprzeczne jako mechanizm fałdowania. Najbardziej prawdopodobne wydaje się, że analizowany fałd i uskoki stanowią elementy struktur kolapsyjnych. Ich rozwój był kontrolowany przez procesy ablacji lodu lodowcowego, który podścielał osady kompleksu R1. Biorąc pod uwagę orientację osi i asymetrię skrzydeł fałdu można przyjąć, że ablacji podlegały asymetryczne wały lodowo-morenowe. Wały te rozciągały się na kierunku WNW-ESE, przy czym większe nachylenie wykazywały zbocza NNE. Nawiązując do modeli stref marginalnych współczesnych lodowców, zrekonstruowana topografia wałów lodowo-morenowych mogła wynikać z ablacji kontrolowanej przez wstęgi gruzowe. Ich ułożenie i stopień zagęszczenia w lodzie lodowcowym były konsekwencją ruchu kompresyjnego lądolodu.

Otwartą kwestią pozostaje rozwój strukturalny drugorzędного fałdu oraz uskoku odwróconych w jego obrębie. Z jednej strony można przyjąć, że struktury te stanowią zapis kompresji horyzontalnej, która jest typowa dla stref przegubowych struktur kolapsyjnych. W zależności od rodzaju deformowanych osadów mogą rozwijać się struktury typu *pop-up* lub wały kompresyjne. Biorąc pod uwagę względnie dużą amplitudę drugorzędного fałdu nie można wykluczyć, że obok kompresji horyzontalnej znaczący wpływ miała nierównomiernie przebiegająca ablacja wałów lodowo-morenowych. Efektem takiej ablacji mogą być lokalne zmiany położenia depocentrów, wpływające na procesy sedymentacji i nieregularny rozkład miąższości osadów. Postępująca subsydencja takich osadów może prowadzić do problemów z przestrzenią akomodacyjną w strefie przegubowej struktury kolapsyjnej, co skutkuje rozwojem drugorzędnych fałdów. Obserwowane zróżnicowanie miąższościowe kompleksów R2, R3 i R4, a także nieregularna geometria sfałdowanych ławic i warstwowania w obrębie tych kompleksów, pozwalają przyjąć, że ich sedymentacja zachodziła podczas nierównomiernej ablacji wałów lodowo-morenowych. Obok drugorzędного fałdu, dobrym tego przykładem jest klin osadów glacialnych kompleksów R2 i R3 w obrębie osadów kompleksu R1 przy stromym skrzydle asymetrycznego szerokopromiennego fałdu. Warto również wskazać na malejące ku górze nachylenie warstwowania w obrębie kompleksu R4.

O ile kompleksy R2, R3 i R4 stanowią zapis sedymentacji synfałdowej, kontrolowanej przez procesy nierównomiernej ablacji, to w odniesieniu do kompleksu R1 wydaje się, że jego osady powstały na wcześniejszym etapie rozwoju wałów lodowo-morenowych. Biorąc pod uwagę dość regularny przebieg ławic i warstwowania horyzontalnego w obrębie tego kompleksu, można przyjąć, że był to etap kiedy tempo sedymentacji było dużo większe od tempa ablacji. Tym samym wały lodowo-morenowe, stopniowo wyodrębniające się z głównej masy lądolodu w jego strefie marginalnej, podlegały szybkiemu zasypaniu przez osady glacyfluwialne.

Profil ERT

Do geometrii szerokopromiennego fałdu asymetrycznego częściowo nawiązują przypowierzchniowe struktury odwzorowane na profilu ERT (ryc. 5.13). Są one zbudowane z osadów niespoistych, a ich wysokość nie przekracza 7 m. Z analizy archiwalnych danych otworowych wynika, że osady niespoiste mogą być reprezentowane przez piaski drobne. Na profilu ERT,



Ryc. 5.13. Wyniki i wstępna analiza tomografii elektrooporowej (ERT)

Fig. 5.13. Results and preliminary interpretation of electrical resistivity tomography (ERT)

poniżej omawianych struktur, występuje seria osadów spoistych o miąższości do 30 m. Nawiązując do danych otworowych, można spodziewać się obecności glin oraz glin piaszczystych z pojedynczymi przewarstwieniami piasków o miąższości rzędu kilku metrów.

Na uwagę zasługuje dolna część profilu ERT, gdzie ponownie pojawiają się osady niespoiste (ryc. 5.13). Dane otworowe wskazują, że mogą tutaj występować neogeńskie piaski z domieszką węgla brunatnego. Strop tych osadów jest zundulowany. Ponadto zaznaczają się stosunkowo wąskie i głębokie obniżenia. Otwartą kwestią pozostaje ocena wpływu lokalnej tektoniki uskokuwej na charakter powierzchni stropu, biorąc pod uwagę wiek analizowanych osadów oraz to, że zalegają one bezpośrednio na dość silnie stektonizowanym podłożu mezozoicznym.

Podsumowanie

Osady odstawiające się w stanowisku Rudniki stanowią zapis sedymentacji glacialnej i glaci-fluwalnej na powierzchni asymetrycznych wałów lodowo-morenowych, w strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia warty. Szybkie pogrzebanie wałów lodowo-morenowych przez osady glaci-fluwalne kompleksu R1 miało istotny wpływ na dłuższy okres przetrwania tych wałów jako wydłużonych form asymetrycznych, a tym samym na możliwość odwzorowania ich geometrii w obrazie strukturalnym szerokopromiennego fałdu asymetrycznego.

Osady glacialne kompleksu R2 wskazują, że na obszarze zasypanych wałów lodowo-morenowych doszło do ponownego nasunięcia lądolodu. Tym samym końcowy etap nierównomiernego wytopienia wałów lodowo-morenowych miał miejsce podczas zaniku tego lądolodu, wpływając na zróżnicowanie miąższościowe i geometrię osadów w obrębie kompleksów R2, R3 i R4.

Pozostaje kwestią otwartą deglacjacja lądolodu zlodowacenia warty po jego ponownym nasunięciu. Wyjaśnienia wymaga też jej wpływ na procesy sedymentacji i deformacji osadów w obrębie kompleksów R3 i R4, które są odstawione w stanowisku Rudniki.

Budowa geologiczna wysoczyzny północnokonińskiej – procesy oraz osady glacialne i fluvioglacialne

Geology of the North Konin Plateau – glacial and fluvioglacial processes and deposits

Piotr Hermanowski, Wojciech Włodarski, Marek Widera

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; piotr.hermanowski@amu.edu.pl, wojciech.wlodarski@amu.edu.pl, widera@amu.edu.pl

Streszczenie

Obszar wysoczyzny północnokonińskiej charakteryzuje się względnie małą miąższością osadów kenozoicznych. W profilu brakuje osadów paleogenu, a utwory neogenu, o miąższości do 30 m, zalegają

w obniżeniu stropu mezozoiku o charakterze tektonicznym. Natomiast utwory czwartorzędu, o miąższości do 20–30 m, stanowią ciągłą warstwę na całym obszarze. Wykształcenie litologiczne i stratygrafia osadów neogeńskich nie różni się znacząco od innych obszarów w środkowej Polsce. Natomiast odsłonięcia osadów czwartorzędowych umożliwiły poznanie stratygrafii najwyższego plejstocenu i holocenu. Na szczególną uwagę zasługuje stanowisko Maliniec, które jest bogate w struktury syn- i postdepozycyjne.

Słowa kluczowe: neogen, czwartorzęd, późny plejstocen, holocen, struktury depozycyjne, struktury deformacyjne

Abstract

The area of the North Konin Plateau is characterised by a relatively small thickness of the Cenozoic sediments. There are no Paleogene sediments in vertical profile while up to 30 m thick Neogene deposits are mainly found in the tectonic depressions of the Mesozoic top surface. Whereas, the Quaternary deposits form up to 20–30 m-thick continuous layer over the entire area. The lithology and stratigraphy of the Neogene deposits does not differ significantly from other areas in central Poland. However, the exposures of the Quaternary sediments provide direct insight into the stratigraphy of the uppermost Pleistocene and Holocene. One of the most interesting issues can be observed at the Maliniec site which is rich in syn- and post-depositional structures.

Key words: Neogene, Quaternary, late Pleistocene, Holocene, depositional structures, deformational structures

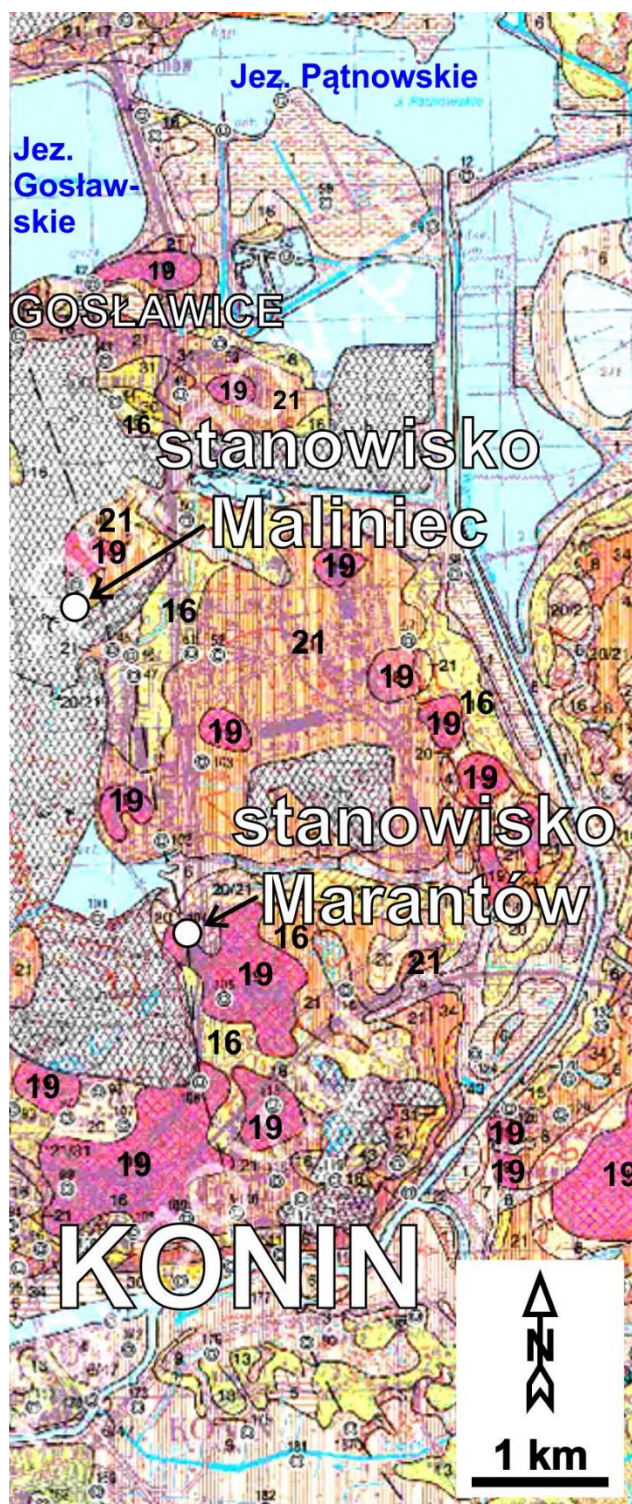
Wstęp

Wysoczyzna północnokonińska jest określeniem nieformalnym (np. Rutkowski, 1967), które funkcjonuje w literaturze dla określenia bliskiego sąsiedztwa Konina, obejmującego obszar między doliną Warty na południu a jeziorami Gostawskim i Pątnowskim na północy (ryc. 6.1). W zależności od przyjętej regionalizacji fizycznogeograficznej Polski, obszar ten stanowi południowo-wschodni fragment Wysoczyzny Gnieźnieńskiej (Krygowski, 1961) lub Pojezierza Gnieźnieńskiego (Kondracki, 2002). W odniesieniu do zasięgów zlodowaceń plejstoceniowych, wysoczyzna północnokonińska jest zlokalizowana na bezpośrednim zapleczu moren czołowych maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisty w okolicy Konina (około 19–20 ka BP; Marks, 2012).

Charakterystyka geomorfologiczna

Wysoczyzna północnokonińska obejmuje obszar strefy marginalnej lądolodu zlodowacenia wisty o szerokości około 7 km, obejmujący tereny moren czołowych. Na obszarze tym występują ciągi pagórków, obniżen i płaskich powierzchni sandrowych powstałych w fazach leszczyńskiej i poznańskiej zlodowacenia wisty (ryc. 6.1).

Na obszarze wysoczyzny północnokonińskiej deniwelacje terenu są niewielkie i rzadko przekraczają kilka, w skrajnych przypadkach kilkanaście metrów. Należy też zauważyć, że omawiany obszar jest silnie przekształcony antropogenicznie w związku z wieloletnią eksploatacją węgla brunatnego. Wyrobiska pogórnice (dawne odkrywki Morzysław, Niestusz i Gostawice), zwałowiska zewnętrzne dawnych odkrywek i sztuczne stawy rybackie zajmują blisko 20% terenu przedstawionego na rycinie 6.1.



Ryc. 6.1. Powierzchniowa budowa geologiczna wysoczyzny północnokonińskiej (Szałamacha, 2002)

Objaśnienia wybranych wydzieli litologicznych: 16 – piaski i żwiry sandrowe, 19 – piaski, żwiry i głązy moren czołowych, 21 – gliny lodowcowe moren czołowych

Fig. 6.1. Surface geology of the North Konin Plateau (Szałamacha, 2002)

Explanation of selected lithological units: 16 – sandur sands and gravels, 19 – sands and gravels of end moraines, 21 – tills of end moraines

Neogen

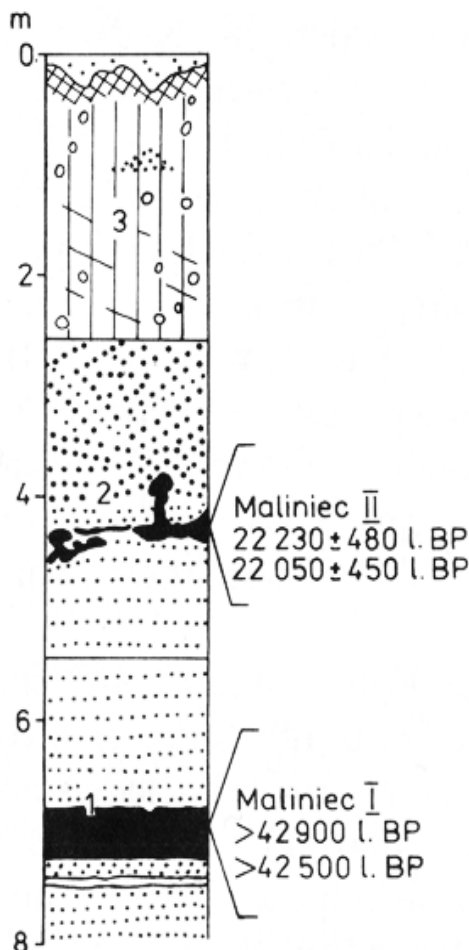
Profil osadów kenozoicznych na obszarze wysoczyzny północnokonińskiej jest silnie zredukowany zarówno pod względem stratygraficznym, jak i miąższości osadów. Wynika to z faktu, że między doliną Warty a jeziorami Gosławskim i Pątnowskim strop utworów mezozoiku (kreda górna) zalega względnie wysoko, tj. na rzędnych 60–80 m n.p.m. (patrz ryc. 1.2). Rzędne terenu opisywanego obszaru mieszczą się zwykle w przedziale 100–110 m n.p.m. Zatem na całość utworów kenozoiku przypada maksymalnie 30–50 m, z tego neogen (paleogen nie występuje) obejmuje średnio 20–30 m. W tzw. rowie tektonicznym Niestusza-Gosławic, w którym zalegały złoża węgla brunatnego „Niestusza” i „Gosławice”. Na tych złożach funkcjonowały odpowiednio w latach 1953–1961 i 1957–1974 odkrywki o tych samych nazwach.

Osady neogenu obejmują formacje koźmińską i poznańską. Ta ostatnia dzieli się na ogniwo iłów szarych (z 1. ŚPWB i „iłami szarymi” w stropie) i gniwo wielkopolskie. Ze względu na bardzo duże podobieństwo litologiczne do osadów z odkrywek Józwin IIB i Tomistawice, które scharakteryzowane zostały poniżej w niniejszym opracowaniu, szczegółowy opis osadów neogeńskich został tutaj pominięty.

Czwartorzęd

Charakterystyka utworów czwartorzędu wysoczyzny północnokonińskiej jest unikatowa w skali regionalnej. Wpływ na to mają przede wszystkim dwa stanowiska, tj. Marantów i Maliniec. Stanowisko Marantów zlokalizowane jest około 2,5 km na SSE od stanowiska Maliniec

(ryc. 6.1). Obejmuje ono profil otworu wiertniczego (poszukiwawczego za węglem brunatnym), w którym między glinami szarymi występowała seria interglacjalna (Rutkowski, 1967), palinologicznie korelowana z interglacją Zbójna (za Tobolskim w: Stankowski i in., 1995). Warto dodać, że osady interglacjalne z Marantowa (4,6 m; namuły torfiaste, torfy) odśladziały się też kilkadziesiąt metrów na zachód od wspomnianego otworu wiertniczego w odkrywcę Gostawice (Szałamacha, 2011). To ważne odkrycie pozwoliło negatywnie zweryfikować hipotezę o braku glin reprezentujących zlodowacenia sanu I i II (starsze od interglacjatu Zbójna) w okolicach Konina.



Ryc. 6.2. Profil osadów czwartorzędowych w stanowisku Maliniec (Pazdur i in. w: Kozarski, 1981)

Objaśnienia: 1 – piaski z warstwami utworów organogenicznych, 2 – piaski i żwiry z wkładką materiału organicznego, 3 – gliny lodowcowe zlodowacenia wistły (faza leszczyńska i poznańska)

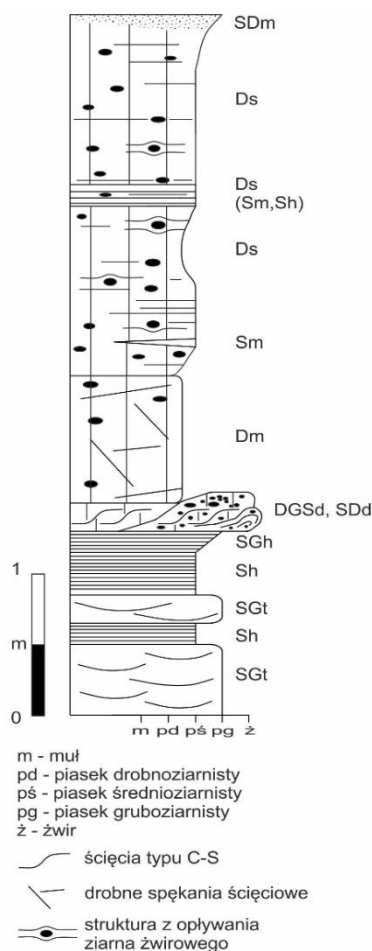
Fig. 6.2. Profile of the Quaternary sediments at the Maliniec site (Pazdur et al. in: Kozarski, 1981)

Explanations: 1 – sands with layers of organogenic sediments, 2 – sands and gravels with organic material, 3 – tills of the Weichselian glaciation (Leszno and Poznań phases)

W stanowisku Maliniec, opisywane były m.in. dwie, a miejscami trzy, nieciągłe warstwy osadów organicznych. Warstwy te występują w obrębie piasków, które zdaniem autorów rozdzielają gliny zlodowaceń warty i/lub odry od glin zlodowacenia wistły (ryc. 6.2; Pazdur i in., 1980; Fedorowicz & Olszak, 1987). Dwa główne poziomy organiczne nazwano odpowiednio Maliniec I i Maliniec II oraz wydatowano metodą ^{14}C . Dla starszej, niżej położonej warstwy torfu uzyskano wiek >42000 i >42500 lat BP. Odpowiada to chłodnemu interstadiałowi Grudziądz. Z kolei wyżej zalegającą warstwę mułu piaszczystego z organiką wydatowano na 22230 ± 480 i 22050 ± 450 lat BP, co sytuuje te osady w środkowej części stadiu głównego zlodowacenia wistły (Lindner red., 1992). Wyżej zalegają piaski i żwiry fluwioglacjalne, a wszystko przykryte jest glinami lodowcowymi (ryc. 6.2).

Odśladzające się w stanowisku Maliniec osady organiczne wydatowane zostały metodą ^{14}C (Pazdur i in., 1980), a osady mineralne wydatowano metodą TL (Fedorowicz & Olszak, 1987). Uzyskane wyniki, wsparte datowaniami i badaniami palinologicznymi z terenów otaczających wysoczną północnokonińską (np. Stankowski & Krzyszkowski, 1991; Stankowski i in., 1995, 2013), mają fundamentalne znaczenie dla chronostratygrafii górnego czwartorzędu w Polsce.

Osady obserwowane w stanowisku Maliniec odzwierciedlają różne środowiska depozycyjne (ryc. 6.3), na podstawie których możliwe jest odtworzenie zmian paleogeograficznych w okolicach Konina w ciągu ostatnich około 50 tys. lat. Oprócz zróżnicowania litologicznego osadów, można zaobserwować struktury depozycyjne i deformacyjne, których część była opisywana we wcześniejszych publikacjach (np. Pazdur i in. 1980; Stankowski & Krzyszkowski, 1991), jak również była przedmiotem badań realizowanych w ramach prac dyplomowych (Górnjak, 2012; Witaszyk, 2012). Na rycinach 6.4–6.6 przedstawiono przykładowe struktury obserwowane w stanowisku Maliniec.



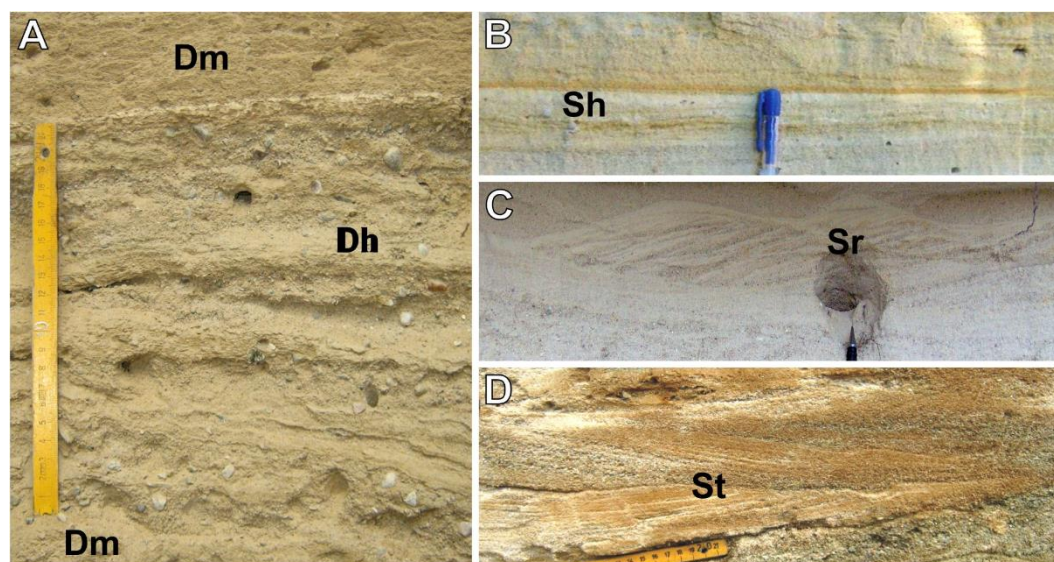
Ryc. 6.3. Profil sedymentologiczny górnej części osadów zlodowacenia wistw w stanowisku Maliniec (Włodarski i in., 2009)

Objaśnienia: G – żwir, S – piasek, D – glina lodowcowa (diamikton); struktura: m – masywna, d – zdeformowana, h – warstwowanie horyzontalne, t – warstwowanie rynnowe, s – warstwowanie (używane tylko dla glin lodowcowych)

Fig. 6.3. Sediment log of the upper part of the Weichselian glacial deposits at the Maliniec site (Włodarski et al., 2009)

Explanations: G – gravel, S – sand, D – till (diamicton); structure: m – massive, d – deformed, h – horizontal, t – through cross-stratification, s – stratification (used only for tills)

Stanowisko Maliniec to również doskonały obiekt dydaktyczny. Na dystansie około 200 m można prześledzić różne typy glin lodowcowych, m.in. ze strukturami ścięciowymi i pograżami. Wielce pouczająca i wzmagająca „czujność” geologa terenowego jest też horyzontalna (oboczna) zmiana litologii, manifestująca się przejściem glin w gytie, które są podścielone piaskami i przykryte torfem (ryc. 6.5).



Ryc. 6.4. Przykłady struktur depozycyjnych w stanowisku Maliniec. A – masywne (facja Dm) i pseudo-warstwowane (facja Dh) gliny lodowcowe; B – piaski laminowane horyzontalnie (facja Sh); C – piaski laminowane przekątnie riplemarkowo (facja Sr); D – piaski warstwowane przekątnie rynnowo (facja St)

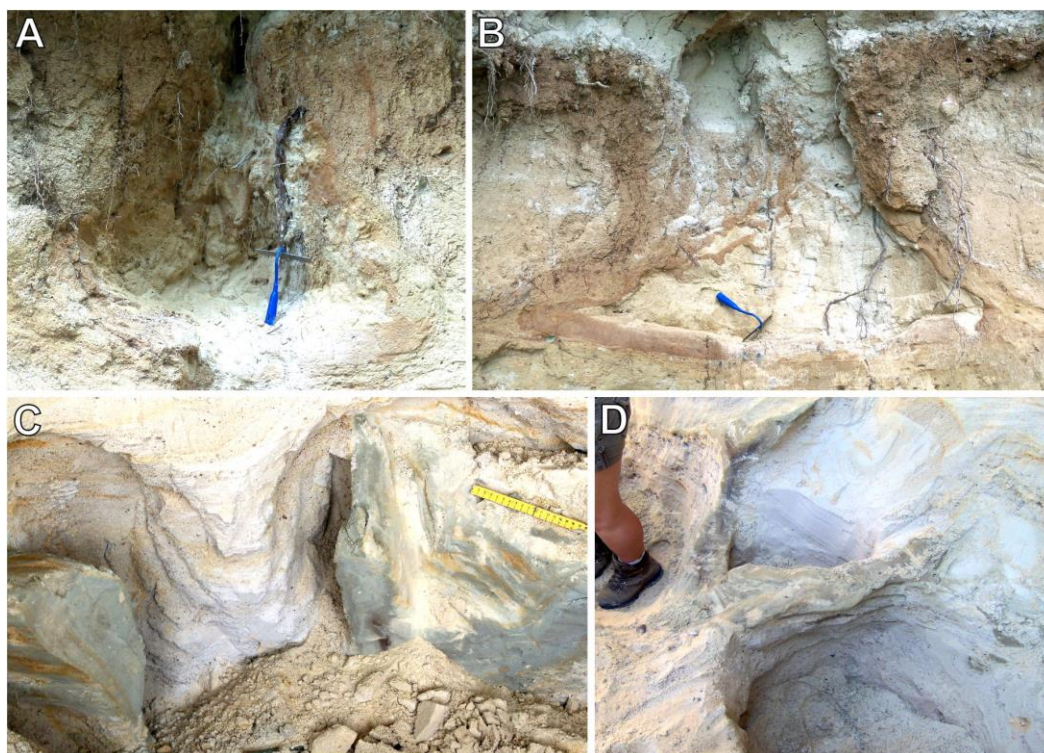
Fig. 6.4. Examples of depositional structures at the Maliniec site. A – massive (facies Dm) and pseudo-stratified (facies Dh) glacial tills; B – horizontally laminated sands (facies Sh); C – ripple cross-laminated sands (facies Sr); D – trough cross-stratified sands (facies St)



Ryc. 6.5. Szkic terenowy zachodniej ściany odstąpienia w północnej części stanowiska Maliniec wykonane przez studentów geologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Fig. 6.5. Field sketch of the western wall of the exposure in the northern part of the Maliniec site made by students of geology at the Adam Mickiewicz University in Poznań

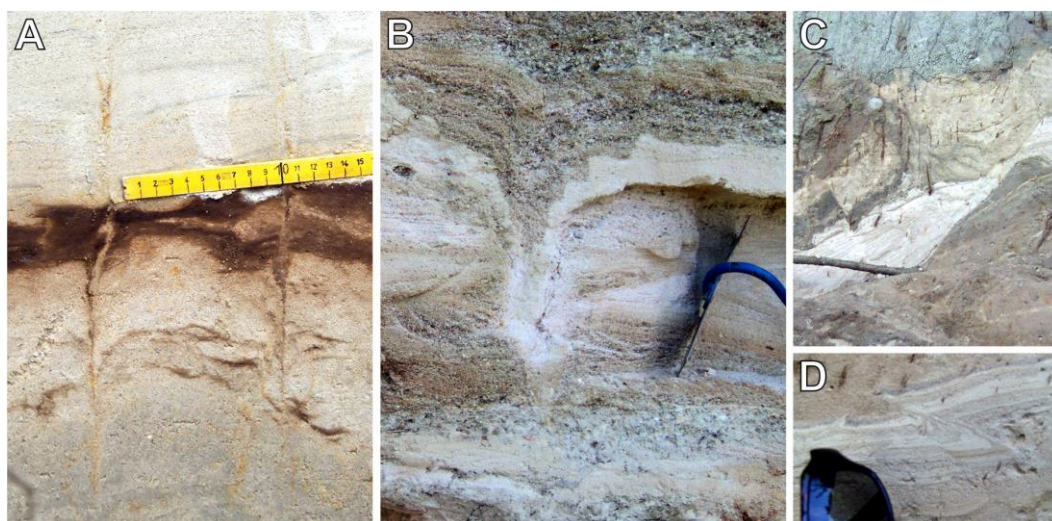
Możliwa jest też obserwacja zmian zachodzących w profilu pionowym sekwencji osadowej. Od piasków rzecznych z poziomami organicznymi i diapirami mułowymi (ryc. 6.6), poprzez piaski i żwiry fluwioglacjalne z pakietami gliniastymi w stropie, a kończąc na wyraźnie zróżnicowanych warstwach różnych facji glin lodowcowych. W stanowisku Maliniec



Ryc. 6.6. Przykłady pograżów piaszczystych i diapirów mułowych w stanowisku Maliniec. A, B – pograży; C, D – diapiry mułowe

Fig. 6.6. Examples of sandy load casts and muddy diapirs at the Maliniec site. A, B – load casts; C, D – muddy diapirs

występują także różne typy uskoków i struktur peryglacjalnych (ryc. 6.7), z których większość została udokumentowana i przeanalizowana np. w materiałach dydaktycznych dla studentów geologii (Widera red., 2009; Widera, 2022).



Ryc. 6.7. Przykłady struktur peryglacialnych i uskoków w stanowisku Maliniec. A, B – szczeliny i kliny peryglacialne; C, D – uskoki normalne i odwrócone

Fig. 6.7. Examples of periglacial structures and faults at the Maliniec site. A, B – periglacial fractures and wedges; C, D – normal and reverse faults

Fragment północnej części stanowiska Maliniec, gdzie występują torfy, jest doskonałym poligonem terenowym umożliwiającym badanie kompaktacji torfu. W tej części, w łatwy sposób, można obliczyć współczynnik kompaktacji filtracyjnej, czyli stosunek miąższości torfu przed jego odwodnieniem (koniec lat 60. XX wieku) do miąższości obecnie obserwowanej w odstąpieniu. Wyniki pomiarów i obliczeń pokazują, że miąższość badanej warstwy torfu w okresie około 50 lat zmniejszyła się od około 3 do ponad 6 razy, co jest wartością wyższą niż współczynnik kompaktacji oszacowany dla mioceńskich węgli brunatnych.

Podsumowanie

Obszar wysoczyzny konińskiej obejmuje strefę moren czołowych połączonych faz leszczyńskiej i poznańskiej zlodowacenia wisty oraz ich zaplecza. Budowa geologiczna podłoża utworów czwartorzędu, tj. stropu mezozoiku i neogenu, nie różni się znacząco od obszarów otaczających. Natomiast dla stratygrafii czwartorzędu Polski środkowej jest to obszar o dużym znaczeniu.

Na obszarze wysoczyzny konińskiej znajdują się stanowiska Marantów i Maliniec. W stanowisku Marantów (archiwalny profil otworu wiertniczego i zazwałowane odstąpienie kopalniane) udokumentowano osady organiczne, odpowiadające interglacjatom Zbójna – interglacja wielki, mazowiecki *sensu lato*. Natomiast w stanowisku Maliniec udokumentowano i wydатовano osady organiczne występujące w piaskach fluwalnych podścielających gliny ostatniego zlodowacenia. Wyniki datowań pozwalają stwierdzić, że lądolód zlodowacenia wisty wkroczył na wysoczyznę konińską nie wcześniej niż około 22 tys. lat BP.

Duże zróżnicowanie litologiczne oraz bogactwo struktur depozycyjnych i deformacyjnych w stanowisku Maliniec sprawia, że oprócz znaczenia naukowego, jest to też ważny obiekt dydaktyczny. Stanowisko to daje możliwość dyskusji na temat zmian środowiska w okresie ostatnich 50 tys. lat na obszarze środkowej Polski.

Literatura

- Fedorowicz, S. & Olszak, I., 1987. Wyniki datowań termoluminescencyjnych (TL) oraz analiz granulometrycznych próbek z profilu w Malińcu koło Konina. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, seria A 37*, 245–249.
- Górniak, J., 2012. *Struktury deformacyjne w wyrobisku Goławice, KWB Konin S.A.* Praca magisterska. Archiwum Instytutu Geologii UAM, Poznań, ss. 64.
- Kondracki, J., 2002. *Geografia regionalna Polski*. Państwowe Wydawnictwa Naukowe, Warszawa, ss. 440.
- Kozarski S., 1981. *Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej*. Polska Akademia Nauk, Oddział w Poznaniu, Seria Geografia, 6, PWN, Warszawa-Poznań, ss.44.
- Krygowski, B., 1961. *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, Część 1*. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Poznań, ss. 203.
- Lindner, L. (red.), 1992. *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*. Wydawnictwo Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa, ss. 683.
- Marks, L., 2012. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews* 44, 81–88.
- Pazdur, M.F., Stankowski, W. & Tobolski, K., 1980. Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, seria A 37*, 79–88.
- Rutkowski, E., 1967. Czwartorzęd wysoczyzny północnokonińskiej i jego podłoże. *Prace Instytutu Geologicznego* 48, 5–67.
- Stankowski, W., Biedrowski, Z., Stankowska, A., Kołodziej, G., Widera, M. & Wilkosz P., 1995. Litologia i stratygrafia kenozoiku okolic Konina. *Przegląd Geologiczny* 43, 559–564.
- Stankowski, W. & Krzyszkowski, D., 1991. Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. [W:] Stankowski, W. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek, wyniki realizacji programu RR II 14 w okresie 1986–1990*. Instytut Badań Czwartorzędu, UAM, Poznań, 11–31.
- Stankowski, W., Widera, M., Wilkosz, P., Danel, W. & Pielach, M., 2013. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Kleczew (476)*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szałamacha, B., 2002. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Konin (513)*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szałamacha, B., 2011. *Objaśnienia do Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Konin (513)*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Widera, M., 2022. *Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, ss. 97.
- Widera M. (red.), 2009 – Gruszka, B., Uścińowicz, G., Widera, M., Włodarski, W., Zieliński, T., 2009. *Geologia kenozoiku Niżu Polskiego. Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geologii kenozoiku i geomorfologii*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, ss. 164.
- Włodarski, W., Widera, M. & Uścińowicz, G., 2009. Stanowisko Maliniec. [W:] Widera, M. (red.), *Geologia kenozoiku Niżu Polskiego. Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geologii kenozoiku i geomorfologii*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 129–134.
- Witaszyk, P., 2012. *Struktury sedymentacyjne w wyrobisku Goławice, KWB Konin S.A.* Praca magisterska. Archiwum Instytutu Geologii UAM, Poznań, ss. 75.

Stanowisko Maliniec – P. Hermanowski, W. Włodarski, M. Widera

Stanowisko Maliniec położone jest w granicach administracyjnych Konina, w jego północnej części (patrz ryc. 6.1). Jednak prościej jego lokalizację można określić względem Gostawic, północnej dzielnicy Konina. Stanowisko to znajduje się około 2 km na południe od Gostawic, nad brzegiem Jez. Turkusowego (ryc. 6.8), które stanowi wypełnienie części wyrobiska końcowego odkrywki Gostawice, gdzie eksploatację węgla brunatnego zakończono w 1974 r.



Ryc. 6.8. Lokalizacja stanowiska Maliniec

Fig. 6.8. Location of the Maliniec field site

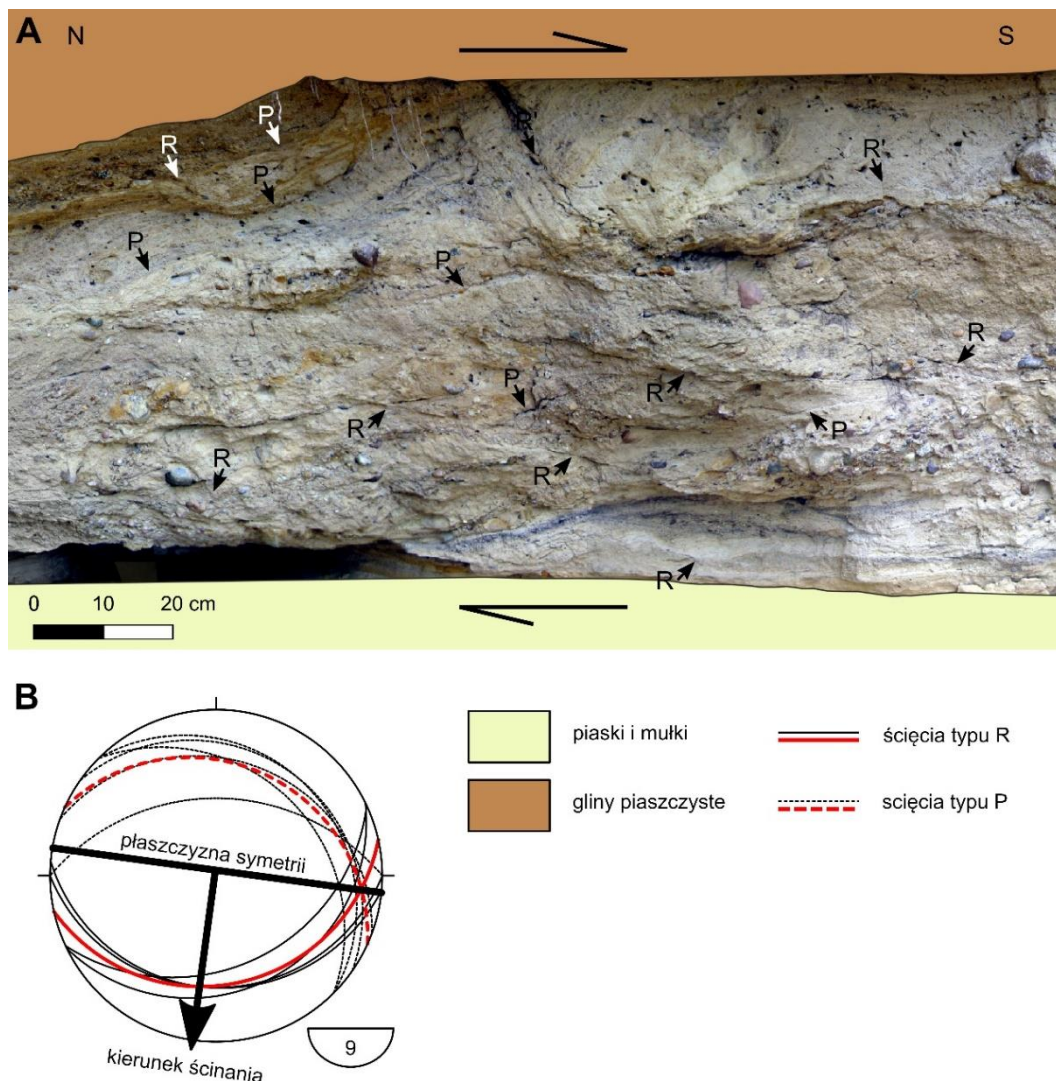
Do stanowiska Maliniec najłatwiej dojść pieszo z Gostawic, idąc wzdłuż składowiska popiołów z pobliskich elektrowni Konin i Pątnów (ryc. 6.8). Obserwacje terenowe rozpoczęte zostaną w południowej części odstonięcia. Na odcinku kilkudziesięciu metrów, w górnej części klifu, można prześledzić osady stadiu głównego zlodowacenia wisty, podścielone piaskami drobnoziarnistymi. W piaskach dominują warstwowania horyzontalne, znacznie rzadziej obserwowane są ławice piasków warstwowanych przekątnie (Włodarski i in., 2009). W obrębie piasków występuje kilkucentymetrowa warstwa piasków i mułów z organiką, która została wydatowana metodą ^{14}C na około 22 tys. lat BP (Pazdur i in. w: Kozarski 1981; ryc. 6.2). Osady te poprzecinane są przez

pionowe szczeliny mrozowe (ryc. 6.7A).

Powyżej piasków występują osady glacyfluwalne i glacialne zdeponowane podczas ostatniego zlodowacenia. Sukcesję tych osadów rozpoczyna warstwa diamiktonu o miąższości około 1 m, w której dominują osady piaszczysto-żwirowe, ale z domieszką frakcji pyłowej i ilowej. Warstwa ta zbudowana jest w postaci przewarstwień o zmiennej miąższości i rozprzestrzenieniu, a także zmiennej teksturze i dużym zróżnicowaniu struktur. Szkielet ziarnowy jest miejscami zwarty, a miejscami rozproszony. W obrębie tej warstwy występują liczne spękania Riedla, wśród których dominują ściecia typu R i P (ryc. 6.9). Pomiary kierunkowe ścieć uwiadcniają główny kierunek ścinania w azymucie 185° (ryc. 6.9B). Powyżej tych osadów znajduje się nieciągła warstwa piasków warstwowanych subhoryzontalnie, której miąższość dochodzi do 7 cm.

Kolejną warstwę w profilu tworzy masywny, makroskopowo homogeniczny, diamikton, którego miąższość wynosi do około 0,7 m. Granica pomiędzy diamiktonem masywnym a podścielającymi go osadami jest ostra, ale w wielu miejscach nie wykazuje charakteru erozyjnego. Ułożenie dłuższych osi klastów w obrębie tego wydzielenia wskazuje na kierunek SSW (bieg i upad wektora wypadkowego: $V = 17/1$). Powyżej diamiktonu masywnego występuje wyraźnie różniąca się zarówno pod względem koloru, jak i struktury (wyraźna oddzielność łupkowa) kolejna warstwa diamiktonu o miąższości do około 1 m. W obrębie tego wydzielenia bieg i upad wektora wypadkowego, obliczonego w oparciu o pomiary dłuższych osi klastów, mają wartości $V = 2/1$.

Granica pomiędzy diamiktonem masywnym a diamiktonem wyżej zalegającym jest ostra, a niekiedy (w innej części odstonięcia) warstwy te rozdzielone są żwirami występującymi w postaci soczew o rozprzestrzenieniu lateralnym około 4 m i miąższości dochodzącej do około 0,3 m. W obrębie żwirów można wyodrębnić mniejsze soczewy wypełnione osadem dobrze wysortowanym, niekiedy mającym teksturę typu *open-work*. Profil kończą piaski drobne, w obrębie których występują ziarna frakcji żwirowej. Miąższość tego wydzielania wynosi około 0,3 m. Geneza poszczególnych wydzielen osadów glacyfluwialnych i glacialnych zostanie omówiona w ramach wycieczki terenowej.



Ryc. 6.9. Geometria ścięć typu R i P (A) w obrębie diamiktonu piaszczysto-żwirowego. Linie pogrubione na projekcji stereograficznej (B) pokazują uśrednione orientacje ścięć typu R i P

Fig. 6.9. Geometry of the R and P shears (A) within sandy-gravel diamicton. Bold lines on a stereographic plot (B) show mean orientations of the R and P shears

Przemieszczając się w kierunku północnym, wąską ścieżką po dość stromej skarpie, najpierw występuje pogrąż zwany „dzwonem”, a następnie diapiry mułowe (patrz ryc. 6.6). Dotychczas stwierdzone wysokości tych diapirów przekraczały 1 m, a w ich strukturze wewnętrznej zauważalna była materia organiczna.



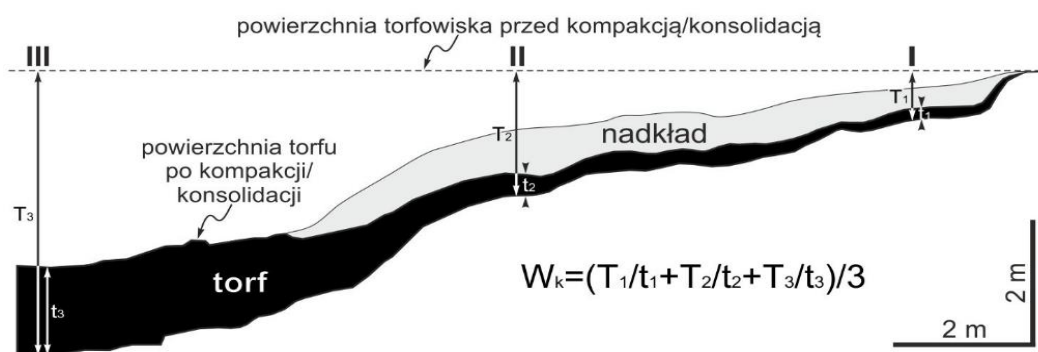
Ryc. 6.10. Następstwo osadowe typowe dla wytopisk po bryłach martwego lodu w najbardziej północnej części stanowiska Maliniec

Fig. 6.10. Sedimentary succession typical of kettle holes left by dead-ice blocks in the northernmost part of the Maliniec site

Kontynuując marszrutę na północ, wzdłuż ściany zbudowanej wyłącznie z gliny lodowcowej, bez trudu można zauważyć stopniową (oboczną, facjalną) zmianę jej barwy z brązowej na szarą. Pozostałe cechy teksturalne i strukturalne obu odmian kolorystycznych gliny są prawie identyczne. Przyczyna zmiany barwy równowiekowej gliny zostanie przedyskutowana w podsumowaniu wycieczki.

W najbardziej północnej części stanowiska Maliniec szare gliny lodowcowe w spągu występują poniżej sukcesji wytopiskowej, a z drugiej strony facjalnie zazębiają się z gytą (patrz ryc. 6.5). Niedoświadczony obserwator, który nie wykazał się wystarczającą „czujnością”, może pomylić szarą glinę lodowcową z szarą gytą. Taka sytuacja zachodzi tylko w brzeżnych częściach wytopiska, zaś nieco dalej gytia jest już wykształcona dość typowo, w przewodzie jako muł jeziorny (ryc. 6.10).

Równie typowe dla osadów wypełniających wytopisko są drobne uskoki zarówno normalne, jak i odwrócone. W tym przypadku są one dość powszechne w piaskach, które zalegają na szarej glinie lodowcowej, a przykryte są wzmiankowaną gytą (patrz ryc. 6.5). Współwystępowanie obu typów uskoków należy łączyć z deformacjami osadów zdeponowanych nad pogrzebaną i wytapiającą się bryłą martwego lodu.



Ryc. 6.11. Schemat i wzór wyznaczania współczynnika kompaktacji/konsolidacji torfu na przykładzie stanowiska Maliniec (Widera, 2022)

Fig. 6.11. Scheme and formula for determining the peat compaction/consolidation ratio on the example of the Maliniec site (Widera, 2022)

Na koniec trochę uwagi zostanie poświęcone prostemu eksperymentowi terenowemu. Przedyskutowany zostanie sposób wyznaczania współczynnika kompaktacji/konsolidacji torfu (Wk) w stanowisku Maliniec (ryc. 6.11). Metoda ta, zwana stratygraficzną, jest także stosowana dla wyznaczania współczynnika kompaktacji węgla brunatnego.

Literatura

- Kozarski, S., 1981. Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej. Polska Akademia Nauk, Oddział w Poznaniu, Seria Geografia, t. 6, PWN, Warszawa-Poznań, ss.44.
- Widera, M., 2022. *Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina ze szczególnym odniesieniem do geologii kenozoiku i geomorfologii*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, ss. 97.
- Włodarski, W., Widera, M. & Uścińowicz, G., 2009. Stanowisko Maliniec. [W:] Widera, M. (red.), *Geologia kenozoiku Niżu Polskiego. Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geologii kenozoiku i geomorfologii*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 129–134.
- Pazdur, M.F., Stankowski, W. & Tobolski, K., 1980. Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, seria A 37*, 79–88.

Streszczenia referatów

Pradolina Warszawsko-Berlińska między Łowiczem i Kołem oraz litologia utworów jej wypełnienia

Warsaw-Berlin ice-marginal spillway between Łowicz and Koło,
and sediment lithology of its fill

Jacek Forysiak¹, Aleksandra Majecka², Leszek Marks³, Łukasz Bujak²

¹Uniwersytet Łódzki, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź;
jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

²Uniwersytet Warszawski, Instytut Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
a.majecka@uw.edu.pl, l.bujak3@uw.edu.pl

³Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4,
00-975 Warszawa; leszek.marks@uw.edu.pl

Funkcjonowanie Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej na odcinku między Kotliną Warszawską a Kotliną Kolską i jej związek z zastoiskiem warszawskim jest problemem dyskutowanym od początku XX wieku. Wkraczanie lądolodów skandynawskich w dolinę Wisły (Kotlinę Płocką) sprzyjało blokowaniu rzecznego odpływu proglacjalnego, także ekstraglacialnego, i inicjowało powstawanie zastoiska. Napełnienie zastoiska warszawskiego podczas zlodowacenia wisły następowało na tyle szybko, że niezbędne było jego drenowanie na zachód, tj. przez Pradolinę Warszawsko-Berlińską.

Obecne w piśmiennictwie poglądy o braku możliwości odpływu wód ze wspomnianego zastoiska Pradolina Warszawsko-Berlińską ku zachodowi przez Łęczycę oparte są przede wszystkim na analizie współczesnej rzeźby jej dna – istnienie działu wodnego w okolicy Łęczycy i spadek dna pradoliny na wschód, zaś w Kotlinie Kolskiej opada ono w kierunku zachodnim. Jednak błędne jest odnoszenie rzędnej poziomu wody w zastoisku i możliwość jego drenowania w czasie faz leszczyńskiej i pomorskiej do współczesnej powierzchni terenu w pradolinie. Dowodzi tego miąższość osadów mineralno-organicznych późnego glacialu i holocenu na odcinku łęczyckim, która sięga 5 m. Z kolei spąg serii piaszczystej, utożsamianej z fazą maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły, stwierdzono w okolicy Łęczycy na głębokości 16 m.

Wobec powyższych faktów można przyjąć, że istniały wystarczające warunki morfologiczne do odpływu wód z zastoiska warszawskiego. Płynęły one zapewne przez odcinek łęczycki i dalej na zachód przez Kotlinę Kolską oraz odcinek koniński Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej podczas zlodowacenia wisły. Cechy litologiczne utworów wypełniających pradolina w pasie jej dna wskazują na mieszane, czyli proglacjalne i ekstraglacialne zasilanie tej negatywnej, wielkiej formy terenu w czasie ostatniego zlodowacenia.

Osady wczesnopermskich rzek okresowych basenu śródsudeckiego (SW Polska) – przykład formacji z Krajanowa

Deposits of the early Permian ephemeral rivers in the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) – an example of the Krajanów Formation

Aleksander Kowalski, Magdalena Furca

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski im. Henryka Teisseyre'a we Wrocławiu, Al. Jaworowa 19, 50-122 Wrocław; aleksander.kowalski@pgi.gov.pl, magdalena.furca@pgi.gov.pl

Autorzy przedstawiają wyniki badań sedymentologicznych utworów zaliczanych do dolnej części formacji z Krajanowa (perm dolny), odślaniającej się we wschodniej części basenu śródsudeckiego (SW Polska), pomiędzy miejscowościami Świerki i Nowa Ruda. Analiza następstwa pionowego i poziomej zmienności osadów tej formacji wykazała, że dominują wypełnienia płytkich, krętych paleokoryt rzecznych oraz rozległe litosomy piaszczyste o tafłowej geometrii i niewielkich miąższościach (ang. *sheet-like beds*). Te ostatnie zbudowane są głównie z piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych o warstwowaniu płasko-równoległym/poziomym (Sh/SGh), podrzędnie także z piaskowców warstwowanych przekątnie niskokątowo (Sl). Obecne są również litofacje zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym (GSm), interpretowane jako osady kohezyjnych spływów mas. Stwierdzono także struktury będące wynikiem deformacji nieskonsolidowanego lub słabo skonsolidowanego osadu, w tym struktury ucieczkowe i pograży. Drobnodziarniste osady pozakorytowe są bardzo słabo zachowane, a ich występowanie ogranicza się do nieciągłych przewarstwień piaskowców, zazwyczaj pylastych i ilasto-pylastych (SFm) i mułowców (Mm), o niewielkich miąższościach, przeważnie od 5 do 20 cm. Dominują zachodnie, podrzędnie południowo- i północno-zachodnie kierunki paleotransportu. Wymienione wyżej cechy osadów wskazują na wysokoenergetyczne środowisko sedymentacji fluwialnej.

Przyjmuje się, że na sedymentację osadów klastycznych we wczesnopermskim basenie śródsudeckim wpływały dwa główne czynniki – gorący, pólsuchy klimat i aktywność tektoniczna (Nemec i in., 1982; Wojewoda & Mastalerz, 1989). Wyniki przeprowadzonych badań w ogólnym ujęciu potwierdzają te poglądy. Wschodnia część basenu była odwadniana głównie w kierunku zachodnim przez płytkie rzeki roztokowe charakteryzujące się okresowymi i często intensywnymi, wysokoenergetycznymi przepływami. Sedymentacja osadów fluwialnych formacji z Krajanowa miała miejsce na rozległych, rozbudowujących się ku zachodowi stożkach typu końcowego („terminalnego”; ang. *terminal fans*), prawdopodobnie w ich proksymalnych i środkowych częściach. Stożki te rozwijały się wzdłuż aktywnych tektonicznie uskoku ram basenu. Analiza składu petrograficznego litofacji piaskowcowych i zlepieńcowych wskazuje jednak na istnienie co najmniej dwóch obszarów źródłowych, zasilających badaną część basenu śródsudeckiego we wczesnym permie. Pierwszym był masyw sowiogórski na wschodzie, ale także struktura (jednostka) bardzka. Drugim obszarem źródłowym mógł być hipotetyczny „masyw południowy”, znajdujący się na południowym wschodzie i południu (Nemec i in., 1982).

Badania finansowane z projektu NCN 2016/21/B//ST10/02451

Literatura

- Nemec, W., Porębski, S.J. & Teisseyre, A.K., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous–Permian). [W:] Lützner, H. & Schwab, G. (Eds.), *Tectonic Regime of Molasse Epochs*. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde AdW DDR, Potsdam, 267–278.
- Wojewoda, J. & Mastalerz, K., 1989. Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Przegląd Geologiczny* 432, 173–180.

Tektonika versus sedymentacja w kenozoiku na Niżu Polskim – perspektywa sejsmiczna

Cenozoic tectonics versus sedimentation within the Polish Lowlands – seismic perspective

Piotr Krzywiec

Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;
piotr.krzywiec@twarda.pan.pl

Kenozoiczna pokrywa osadowa Niżu Polskiego badana jest od wielu dekad, co ma związek m.in. z występowaniem w jej obrębie bogatych złóż węgla brunatnych, stanowiących bardzo istotny elementu miksu energetycznego Polski. Ten aspekt staje się obecnie mniej istotny w związku z sukcesywnym odchodzeniem od paliw kopalnych, jednak coraz istotniejsze jest dużo bardziej szczegółowe rozpoznanie tektoniki utworów kenozoicznych ze względu na plany budowy elektrowni jądrowych. Rozpoznanie utworów kenozoicznych prowadzone było z wykorzystaniem płytkich otworów oraz metod geofizycznych, takich jak szczegółowa grawimetria, geoelektryka oraz sejsmika refrakcyjna (Krzywiec i in., 2004). Dane otworowe dostarczają bardzo szczegółową, ale punktową informację o miąższościach i wykształceniu litologiczno-facjalnym badanych osadów. Grawimetria informuje głównie o przestrzennych zmianach morfologii podłoża kenozoiku. Dane geoelektryczne i sejsmiki refrakcyjnej obrazują budowę geologiczną kenozoiku wzdłuż profili 2D, ale na ogół z rozdzielczością zbyt niską do jednoznacznej identyfikacji potencjalnych uskoków tnących kenozoik i jego podłoża. Od jakiegoś czasu wykorzystywane również są dane sejsmiki refleksyjnej. Mogą to być albo dane specjalnie mierzone na potrzeby obrazowania kenozoiku i jego podłoża (np. ponad wysadami solnymi), albo dane mierzone przez przemysł naftowy w celu rozpoznania utworów permu, obrazujące jednak – czasem bardzo szczegółowo – również strop mezozoiku oraz nadkład kenozoiczny.

Dostępne dane sejsmiczne pozwoliły na wskazanie różnych procesów tektonicznych, które wpływały na sedymentację utworów kenozoicznych i były odpowiedzialne za powstanie obserwowanych w ich obrębie deformacji tektonicznych. Często związane one były z aktywnością struktur solnych zbudowanych z ewaporatów cechsztynu. Dane sejsmiczne pomierzone ponad wysadem solnym Lubień pokazały, iż ponad tym diapirem miała miejsce w oligocenie lokalna subsydencja, najprawdopodobniej związana z ekstensyjnym kolapsem stropu wysadu po jego późnokredowej reaktywacji w kompresyjnym polu naprężeń związanym z in-

wersją basenu polskiego (Krzywiec, 2012). Podobne zjawisko, tyle że w miocenie, miało miejsce ponad wysadem solnym Damastawek. W przypadku tego diapiru po mioceniejskiej subsydencji doszło jednak do kolejnej, bardzo młodej (pliocen? czwartorzęd?) reaktywacji kompresyjnej tej struktury, która była połączona z powstaniem w nadkładzie kenozoicznym uskoku odwróconych sięgających nieomal do współczesnej powierzchni terenu (Krzywiec i in., 2000; Krzywiec, 2012). Ponad wysadem solnym Szamotuły dane sejsmiki refleksyjnej pokazują lokalne wyraźne wzrosty miąższości utworów kenozoicznych, które jednak w niewielkim stopniu związane są z uskokowaniem mezozoicznego nadkładu tego wysadu. Główną rolę ogrywało tu nieckowate, fleksuralne obniżenie stropu mezozoiku, najprawdopodobniej wywołane lateralnym odpływem soli z diapiru na etapie postinwersyjnej relaksacji naprężeń w obrębie basenu polskiego (Krzywiec i in., 2022). Odmienne sytuacja wygląda ponad poduszką solną Trzemżala, położoną w centralnej Polsce, na południowy wschód od wysadu solnego Mogilna. W tym przypadku z danych sejsmicznych wynika, iż cała pokrywa mezozoiczna wraz z nadkładem kenozoicznym są ponad tą poduszką uniesione, co wskazuje na wzrost tej struktury solnej w kenozoiku. Jak z tego krótkiego przeglądu widać, na Niżu Polskim obserwujemy szerokie spektrum procesów tektonicznych, które wpływały na wykształcenie pokrywy kenozoicznej.

Literatura

- Krzywiec, P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish Basin – an overview. [In:]: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J. Grant, N.T. & Hodgkinson, R., (Eds.), *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society of London, Special Publications 363, 381–394.
- Krzywiec, P., Jarosiński, M., Twarogowski, J., Burliga, S., Szewczyk, J., Wybraniec, S., Czapowski, G., Zientara, P., Petecki, Z. & Garlicki, A., 2000. Geofizyczno-geologiczne badania stropu i nadkładu wysadu solnego Damastawek. *Przegląd Geologiczny* 48, 1005–1014.
- Krzywiec, P., Morawski, W. & Twarogowski, J., 2004. Aktualny stan wykorzystania metod geofizycznych w badaniach osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 181, 13–36.
- Krzywiec, P., Stachowska, A., Grzybowski, Ł., Nguyen, Q., Słonka, Ł., Malinowski, M., Kramarska, R., Ahlrichs, N. & Hübscher, C., 2022. The Late Cretaceous inversion of the Polish Basin and surrounding area – a current perspective based on seismic data. [In:]: Walaszczuk, I. & Todes J.P., (Ed.), *Cretaceous of Poland and of adjacent areas. Field trip guides*. 11th International Cretaceous Symposium, Warsaw, Poland. Faculty of Geology, University of Warsaw, 9–23.

Rekonstrukcje zmian poziomu wody w starorzeczach w oparciu o wyniki analizy wioślarek

Reconstructions of water level changes from the oxbow lake sediments based on Cladocera subfossils

Dominik Pawłowski

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; dominikp@amu.edu.pl

Wioślarki (*Cladocera*), to grupa niewielkich skorupiaków powszechnie występująca w słodkowodnych zbiornikach wodnych posiadająca duże znaczenie bioindykacyjne. Analiza ich szczątków, które także zachowują się w osadach starorzeczy, z powodzeniem może być wykorzystywana w rekonstrukcjach środowiskowych oraz hydrologicznych.

Na podstawie analizy subfosylnych szczątków wioślarek scharakteryzowano lokalne warunki panujące w kopalnych starorzeczach z dolin rzek centralnej Polski oraz wykonano ilościowe rekonstrukcje zmian poziomu wody z wykorzystaniem zaawansowanych narzędzi statystycznych. Wyniki modeli zmian głębokości wody w badanych obiektach stały się istotnym elementem rekonstrukcji hydroklimatycznych z holocenijskich oraz późnovistulianjskich (tzw. późnoglacialnych) starorzeczy, gdyż zapewniają wgląd w procesy hydrologiczne panujące w dolinie rzecznej we wspomnianym interwale czasowym.

Poruszono także kwestie możliwości interpretacyjnych oraz ograniczeń związanych z rekonstrukcjami paleohydroklimatycznymi (modelami głębokości wody w starorzeczach) w oparciu o subfosylne szczątki *Cladocera*. Uzyskana wiedza może być bardzo istotna z punktu widzenia badań geomorfologiczno-geologicznych obszarów dolin rzecznych.

Aspekty paleogeografii czwartorzędu w badaniach prowadzonych w odkrywkach KWB Adamów

Aspects of Quaternary palaeogeography in research conducted in the KWB Adamów pits

Joanna Petera-Zganiacz, Jacek Forysiak

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

Badania z zakresu paleogeografii czwartorzędu prowadzone były przez pracowników Uniwersytetu Łódzkiego od początku lat 90. XX wieku w KWB Adamów na terenie odkrywek Adamów oraz Koźmin. Inicjatorką badań na tym terenie była prof. Halina Kłatkowa, rozpoczynając od zagadnień związanych z litostratygrafią osadów czwartorzędowych. Kolejne wątki badawcze dotyczyły ewolucji środowiska naturalnego w vistulianie, ze szczególnym uwzględnieniem udziału procesów peryglacialnych zapisanych w środowisku fluwialnym oraz etapów rozwoju doliny Warty. Ściany odkrywek dostarczały nowych tematów.

Kolejnym zagadnieniem była kwestia funkcjonowania tzw. zastoiska koźmińskiego i zapisu w osadach zastoiskowych – jak się okazało niepozbawionych śladów organizmów żywych – procesów egzogenicznych. W uruchamianych w XXI wieku kolejnych odkrywkach koźmińskich kontynuowano badania nad litostratygrafią czwartorzędu oraz nad deformacyjnymi strukturami glacitektonicznymi.

Nowe ściany odkrywek ujawniały kolejne informacje dotyczące rozwoju doliny Warty, dając wyjątkową możliwość wglądu w budowę geologiczną doliny bardzo blisko jej współczesnej strefy osiowej. Jednym z ciekawszych wątków były badania kopalnych szczątków lasu w pozycji *in situ* z młodszego dryasu oraz przejawów obecności wieloletniej zmarzliny funkcjonującej w tym okresie. Archeologiczne badania ratunkowe prowadzone na przedpolu

frontu eksploatacji doprowadziły do odkrycia dobrze zachowanych obiektów archeologicznych, w tym ponad stu studni o różnorodnej konstrukcji.

Przez około 30 lat w badaniach uczestniczyło szerokie grono specjalistów, dzięki czemu uzyskane wyniki mają bardzo dobrą podbudowę metodologiczną. Pomimo, że eksploatacja węgla brunatnego w KWB Adamów została zakończona badania wciąż trwają. Jeszcze wiele ze zgromadzonych materiałów jest na etapie opracowania lub czeka na podjęcie specjalistycznych analiz. Niejeden temat – choć zakończony – czeka na publikację.

Osady stromej delty gilbertowskiej w środowisku kemowym – przykład z Wysoczyzny Kolneńskiej

Deposits of the steep Gilbert-type delta in a kame environment
– an example from the Kolno Heights

Tomasz Salamon¹, Tomasz Zieliński²

¹Instytut Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
tomasz.salamon@us.edu.pl

²Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; zielu@amu.edu.pl

Jednym z potencjalnych elementów składowych sukcesji kemowych są osady deltowe (Brodzikowski & Van Loon, 1991). Jest tak dlatego, że w przetainach i szczelinach lodowych, będących miejscem rozwoju kemów, powszechnie współwystępują ze sobą środowiska glaci-limniczne i glacyfluwialne, na styku których mogą tworzyć się delty. Mimo to przykłady delt formowanych wewnątrz systemu lodowcowego nie są zbyt liczne. Przedstawiamy przykład tego rodzaju dobrze rozwiniętej sukcesji osadowej.

Badane stanowisko Cwaliny Duże znajduje się w krawędziowej części Wysoczyzny Kolneńskiej (zachodnia część Niziny Północnopodlaskiej) graniczącej od południa i zachodu z dolinami Pisy i Narwi. Obszar ten po raz ostatni objęty był zlodowaceniem podczas stadiu warty zlodowaceń środkowopolskich (Bałuk & Petelski, 2012; Bałuk, 2013). Badany pagór to podłużne wzniesienie o orientacji NNW–SSE, długości ok. 1200 m i wysokości względnej ok. 15–20 m. Tworzy on pojedynczą formę na krawędzi wysoczyzny, równoległą do sąsiadującej od zachodu doliny Pisy.

W odstąpieniu wyróżniono kompleks głównej delty o największym rozprzestrzenieniu. Oprócz tego zidentyfikowano starszy kompleks deltowy o znacznie mniejszym zasięgu oraz osady fluwioglacjalne, z których zbudowana jest centralna część pagóra oraz jego obrzeża. Osady głównej delty odstaniają się na dystansie ok. 150 m. Jest to sukcesja osadów skłonu deltowego (tzw. facja foreset) tworzących ławicę o miąższości do ok. 5 m oraz podścielających ją osadów prodelty (facja bottomset).

Osady skłonu delty są zbudowane ze stromo nachylonych warstw żwirowych, występujących przemiennie z osadami piaszczystymi. Udział litofacji żwirowych jest większy niż litofacji piaszczystych (w przybliżonym stosunku 4:1). Miąższość warstw żwirowych wynosi od 20 cm do 1 m. Najbardziej charakterystyczne są litofacje żwirów masywnych o normalnej gra-

dacji ziarna i zwartym szkielecie ziarnowym. Warstwy piaszczyste tworzą tabularne jednostki o miąższości od kilkunastu cm do ok. 1 m. Na ogół w osadach widoczne jest wyraźne warstwowanie równoległe.

Osady prodelty tworzą ławicę zbudowaną głównie z piasku. W jej obrębie wyróżnia się kilka zestawów warstw o miąższości 20–30 cm, z których każda obocznie przechodzi w warstwy piaszczyste skłonu delty. Piaski występują najczęściej w formie cienkich wielozestawów przekątnej laminacji riplemarkowej (Sr). Obecne są również pojedyncze litofacje piasku o strukturze masywnej (Sm), o warstwowaniu poziomym (Sh) i przekątnym płaskim (Sp). Zidentyfikowano również cienkie (do 1 cm miąższości) laminy mułowe o pokroju falistym.

Osady żwirowe na skłonie delty deponowane były przy udziale kilku mechanizmów. Główną rolę odgrywało lawinowe osypywanie materiału i spływy grawitacyjne. Depozycja piasków (zarówno w facji foreset i bottomset) zachodziła głównie przy udziale prądów trącyjnych. Duża frekwencja warstw żwirowych w osadach skłonu delty i znikomy udział mułów w osadach prodelty wskazują na wysokoenergetyczny charakter sedymentacji. Znaczna progradacja delty była możliwa dzięki utrzymywaniu się przez dłuższy czas względnie stałego poziomu wody w zbiorniku, co wymagało stałego odpływu z jeziora.

Literatura

- Butak, A. & Petelski, K., 2012. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łomża*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Butak, A., 2013. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Nowogród*. Państwowy Instytut Geologiczny, PiG, Warszawa.
- Brodzikowski, K. & Van Loon, A.J., 1991. *Glacigenic sediments*. Developments in Sedimentology 49. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Zróżnicowanie facjalne osadów miocenu w klifach Pomorza Gdańskiego

Facies differentiation of Miocene sediments in the cliffs of Gdansk Pomerania

Robert J. Sokołowski

Katedra Geofizyki, Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, al. Piłsudskiego 46,
81-378 Gdynia; robert.sokolowski@ug.edu.pl

Osady miocenu, odsłaniające się w klifach nadmorskich Pomorza Gdańskiego, są przedmiotem badań od ponad 100 lat. Na temat ich wieku i genezy funkcjonowały/ją różne poglądy. Brakuje jednakże szczegółowych badań sedymentologicznych oraz szerszej korelacji paleogeograficznej w odniesieniu do najnowszych wyników badań.

Aby wypełnić tę lukę podjęto badania obejmujące analizę litofacjalną oraz ichnofacji. W oparciu o zastosowane metody zidentyfikowano środowiska sedymentacyjne charakterystyczne dla strefy przybrzeżnej i ujściowej. Tworzą one zespół facji wskazujących na depozycję osadów transportowanych z obszaru tarczy skandynawskiej w kierunku południowym. Osady były deponowane głównie w ujściach typu estuariowego, a w mniejszym stopniu w systemie deltowym. Omawiane osady były rozprowadzane przez prądy pływowe i akumulowane

na rozległych równiach pływowych. Z kolei równie te były rozcinane przez kanały pływowe, w których migrowały odsypy z charakterystycznym zespołem litofacji wskazującym na rytmiczny dwukierunkowy przepływ. Przypuszczalnie występowały też bariery piaszczyste z zespołem facji plażowych i podbrzeża.

Natomiast zespoły skamieniałości śladowych tworzą ichnofacje typowe dla przybrzeżnych środowisk klastycznych o zróżnicowanej energii i dostępności substancji odżywczych. Zidentyfikowano ichnofacje od przybrzeżnych stonych bagnisk, poprzez niskoenergetyczne laguny, po równię pływową i strefę podbrzeża. Z reguły ichnofacje te są zubożone gatunkowo, ale cechują się zróżnicowanym stopniem bioturbacji.

Przeprowadzone dotychczas badania wskazują na odmienną genezę, niż przyjmowano wcześniej. Pozwalają one przyjąć, że badane osady miocenu tworzyły się w strefie ujściowej modyfikowanej głównie przez procesy pływowe, a w mniejszym stopniu przez procesy falowania. Rzeki uchodziły do zatoki będącej częścią Morza Północnego. Kwestią wymagającą dalszych badań jest weryfikacja pozycji stratygraficznej oraz ich korelacji z profilami mioce-
nu na Niżu Polskim.

Modelowanie scenariuszy trzęsień ziemi i tsunami we wschodniej części Morza Śródziemnego – archeologiczno-geologiczne studium przypadku dla stanowiska Porphyreon (Liban)

Modeling earthquake and tsunami scenarios in the Eastern Mediterranean
– an archaeological and geological case study for the Porphyreon site (Lebanon)

Radosław Staniszewski¹, Anna Wysocka¹, Anna Filipek¹, Anna Kotarba²,
Urszula Wicenciak³, Tomasz Waliszewski⁴

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
r.staniszewski@uw.edu.pl; anna.wysocka@uw.edu.pl; anna_filipek@student.uw.edu.pl

²College of Humanities, Arts & Social Sciences, Flinders University, Bedford Park SA 5042, Australia;
ania.kotarba@flinders.edu.au

³Centrum Archeologii Śródziemnomorskiej im. Kazimierza Michałowskiego, Uniwersytet Warszawski,
ul. Prosta 69, 00-838 Warszawa; u.wicenciak@uw.edu.pl

⁴Wydział Archeologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 26/28,
00-927 Warszawa; twaliszewski@uw.edu.pl

Zaobserwowanie przez archeologów z Uniwersytetu Warszawskiego w 2005 r., w profilu stanowiska archeologicznego Porphyreon w Libanie, czterdziestocentymetrowej, ciągłej warstwy białych, dyskooidalnych, zimbrykowanych otoczków zapoczątkowało współpracę geologów i archeologów mającą m.in. na celu wyjaśnienie genezy tej warstwy. W 2021 r. zaplanowano przeprowadzenie szczegółowych obserwacji terenowych, pobór próbek i analizy laboratoryjne. Niestety, odstąpienie z 2005 r. w zasadzie już nie istniało, a przeprowadzenie ponownych prac wykopaliskowych nie było możliwe z przyczyn bezpieczeństwa (na terenie stanowiska funkcjonuje obecnie baza Hezbollah). W efekcie zaniechano dalszych prac terenowych. Postanowiono natomiast postawić roboczą hipotezę badawczą, że opisana w 2005 r.

warstwa otoczków jest zapisem niszczycielskiego tsunami. Ze względu na brak możliwości weryfikacji tej hipotezy terenowej, podjęto próbę wymodelowania możliwych scenariuszy trzęsień ziemi oraz potencjału spowodowania przez nie względnie wysokich fal tsunami dla wschodniej części Morza Śródziemnego w latach od 300 n.e. do 551 n.e. Zakres czasowy objęty modelowaniami wynikał z datowań archeologicznych warstw kulturowych stanowiska Porphyreon.

W oparciu o szczegółową analizę sieci uskokowej oraz dane archeologiczne, historyczne i aktualistyczne dotyczące trzęsień ziemi w badanym rejonie, przetestowano 135 scenariuszy trzęsień ziemi dla 42 najważniejszych uskoków. W efekcie za najbardziej prawdopodobne uznano trzęsienia ziemi występujące w latach 342, 348 i 551 n.e. Do symulacji propagacji fal tsunami wykorzystano kod MIRONE. Maksymalny możliwy napływ fal tsunami o wysokości przekraczające 2,5 m uzyskano w modelu dla trzęsienia ziemi z 551 r. n.e., generowanego przez uskoki związane z nasunięciem Trypolisu–Bejrutu. Tym samym postawioną hipotezę badawczą uznano za wysoce prawdopodobną, a depozycję warstwy żwirów ze stanowiska Porphyreon przypisano napływowi fal tsunami wywołanych trzęsieniem ziemi z 551 r. n.e.

Ku obiektywizacji analiz kształtu ziaren kwarcu – parametry morfometryczne Morphologi G3SE ziaren EL i RM (metoda Cailleux)

Towards objectifying analyzes of the shape of quartz grains – morphometric parameters Morphologi G3SE of EL and RM grains (Cailleux method)

Jacek Szmańda¹, Karol Witkowski¹, Jacek Forysiak², Joanna Petera-Zganiacz²,
Danuta Dzieduszyńska²

¹Institut Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie;

jacek.szmanda@up.krakow.pl, karol.witkowski@up.krakow.pl

²Katedra Geologii i Geomorfologii, Wydział nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki;

jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl, joanna.petera@geo.uni.lodz.pl, danuta.dzieduszyńska@geo.uni.lodz.pl

Ważne znaczenie w badaniach środowisk sedymentacji ma kształt ziaren. Zwykle do jego analizy stosowane są metody wizualnej oceny, między innymi zaproponowane przez Krumbeina i Cailleux. Ocena tymi metodami jest pracochłonna i subiektywna. Z tego powodu podejmowane były różne próby jej zastąpienia przy pomocy urządzeń pomiarowych. Jednym z nich jest aparat Morphologi G3SE. Dotychczasowe pomiary wzorców kształtu ziaren Krumbeina pozwoliły na zaproponowanie wartości granicznych trzech parametrów kolistości (HS Circularity), wypukłości (Convexity) i zwartości (Solidity) dla ziaren obtoczonych, pośrednich i kanciastych (Szmańda & Witkowski, 2021). Ziarna obtoczone mają wartości wszystkich parametrów większe od: HS Circularity – 0,915, Convexity – 0,997, Solidity – 0,992. Natomiast ziarna kaniaste charakteryzują wartości mniejsze od: HS Circularity – 0,906, Convexity – 0,994, Solidity – 0,983.

W prezentowanych badaniach podjęto próbę wyznaczenia wartości wskaźników umożliwiających wyróżnienie ziaren okrągłych matowych (RM) i zaokrąglonych błyszczących (EL) wyselekcjonowanych metodą Cailleux. Za materiał badawczy posłużyły osady rzeczne i eo-

liczne późnego vistulianu odstawiające się w Swędowie, w krawędzi terasy wysokiej Moszczenicy (Wzniesienia Łódzkie).

Na podstawie przeciętnych wartości parametrów analizowanych ziaren stwierdzono, że bardziej zaokrąglone, wypukłe i zwarte niż ziarna EL są RM. Ponadto ziarna RM mają niższe niż ziarna EL wartości uśrednionego wskaźnika średniej szarości (Intensity Mean) – są bardziej szare – i niższe wartości wskaźnika zróżnicowania szarości (Intensity SD) – są bardziej jednorodne. Natomiast wartości analizowanych wskaźników obu populacji badanych ziaren mieściły się w podobnych zakresach. Uniemożliwiało to jednoznaczne wskazanie wartości wskaźników, na podstawie których można automatycznie rozróżnić ziarna RM od EL. W związku z tym, w celu wyznaczenia optymalnych, najczęściej występujących w obu grupach ziaren wartości wskaźników, posłużono się analizą anomalii. W efekcie tej analizy, na podstawie średnich wartości i wartości odchylenia standardowego analizowanych parametrów, wyznaczono graniczne wartości tylko dwóch, spośród sześciu branych pod uwagę wskaźników. Dzięki nim można automatycznie odróżnić ziarna RM od EL na podstawie następujących wartości: HS Circularity – 0,96 i Solidity – 0,99.

Badania finansowane z projektu NCN 2016/21/B//ST10/02451

Literatura

Szmańda, J.B. & Witkowski, K., 2021. Morphometric Parameters of Krumbein Grain Shape Charts—A Critical Approach in Light of the Automatic Grain Shape Image Analysis. *Minerals* 11, 937.

Osuwisko jako czynnik kształtujący system anastomozujący na przykładzie Drwinki w Krakowie

Landslide as a factor determining the anastomosing system on the example of Drwinka in Krakow

Karol Witkowski, Jacek Szmańda

Instytut Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie;
karol.witkowski@up.krakow.pl, jacek.szmanda@up.krakow.pl

Rzeki anastomozujące to wielokorytowe, niskoenergetyczne i agradujące, zdominowane przez transport głównie osadów drobnoklastycznych, systemy fluwialne. Za niezbędne warunki dla anastomozowania uznaje się niewielki spadek rozszerzającego się dna doliny oraz awulsję koryt (Zieliński, 2014). Warunki takie istnieją w górnym biegu Drwinki, w południowej części Krakowa. Drwinka jest potokiem wyżynnym, piaskodennym, którego układ koryta jest kręty. Tylko na niewielkim odcinku posiada układ wielokorytowy, a prawdopodobną przyczyną jego powstania było osuwisko.

Zlewnia Drwinki do końca lat 60. XX wieku była użytkowana rolniczo. Postępująca od początku lat 70. XX wieku urbanizacja doprowadziła do skrócenia zboczy doliny i powstania na nich tarasów. Dociążenie infrastrukturą drogową i przesyłową lewego zbocza doliny, wraz z umiejscowieniem w jego obrębie wylotów z kolektorów kanalizacyjnych, spowodowało

uruchomienie osuwiska w latach 2004–2009. W efekcie osady koluwalne wypełniły dno doliny potoku. Przepływ wody w korycie pod lewym zboczem został zatamowany i powstał niewielki zbiornik wodny. Jego dno wypełniły muły organiczne. Po częściowym spłynięciu zbocza nachylenie podłużne dna doliny zmniejszyło się z 1,5‰ do 1,3‰. W tym miejscu koryto potoku podzieliło się na kilka odnóg, płynąc skośnie od lewego do prawego krańca dna doliny. Tak przebiegającej awulsji sprzyjał spadek poprzeczny dna doliny, którego wartość dochodzi do 3‰ oraz rumosz roślinny wypełniający dawne dno zbiornika.

Według klasyfikacji Brice'a i Blodgetta (w: Teisseyre, 1991), analizowany anastomozujący odcinek Drwinki charakteryzuje się trzecim, najwyższym stopniem anastomozowania oraz korytami rozdwojonymi o prawie równoległych ramionach o małej krętości. Wszystkie formy rozdzielające koryta spełniają kryteria morfometryczne obszarów międzykorytowych. Na ich powierzchni, w sąsiedztwie koryt, powstały piaszczyste wały przykorytowe. Wnętrze każdego obszaru jest częściowo zajęte przez mokradło porośnięte głównie wilgociolubnym tatarakiem, skrzypem olbrzymim i rzeżuchą leśną. Osady, z których zbudowane są obszary międzykorytowe to zawodnione muły piaszczyste z dużą zawartością części organicznych. Lokalnie, w tych mułach, na różnych głębokościach, znajdują się kilkucentymetrowej miąższości przewarstwienia piasków o soczewkowatych kształtach. Prawdopodobnie są one zapisem dawnych koryt przelewowych. Stosunek szerokości do głębokości koryt przyjmuje wartości poniżej 10, co jest cechą charakterystyczną koryt rzek anastomozujących (Zieliński, 2014).

Badania sfinansowano z WPBU/2022/04/00051

Literatura

- Teisseyre, A.K., 1991. *Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej*. Wydawnictwo UWr, Wrocław.
- Zieliński, T., 2014. *Sedymentologia. Osady rzek i jezior*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

Sandr suwalski – ponowne spojrzenie na osady i warunki sedymentacji

The Suwałki sandur – a new look at the sediments and depositional processes

Piotr Weckwerth¹, Wojciech Wysota¹, Edyta Kalińska¹, Jan A. Piotrowski^{1, 2},
Helena Alexanderson³, Arkadiusz Krawiec¹, Marek Chabowski¹, Joanna Martewicz¹,
Mateusz K. Suwiński¹, Weronika Marcinkowska¹

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu,
ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń; pweck@umk.pl, wysota@umk.pl, edyta.kalinska@umk.pl,
arkadiusz.krawiec@umk.pl, Marek.Chabowski@umk.pl, j.martewicz97@gmail.com,
mateusz.karol.suwinski@gmail.com, marcweronika@gmail.com

²Aarhus University, Department of Geoscience, Høegh-Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Dania;
jan.piotrowski@geo.au.dk

³Lund University, Department of Geology, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Szwecja;
helena.alexanderson@geol.lu.se

Wyniki badań sedymentologicznych osadów sandru suwalskiego pozwoliły na rozpoznanie litotypów reprezentujących rzeki roztokowe funkcjonujące w czasie recesji czoła ostatniego lądolodu (Zieliński, 1989, 1993). Stało się to trwałym fundamentem dla rozwoju nowych kierunków badań, modelowania i ujęcia teoretycznego procesów rozwoju sandrów. Prowadzone w tym kontekście w ostatnich kilku latach badania sandru suwalskiego umożliwiły rozpoznanie systemu morfogenetycznego powodzi lodowcowych, w którego skład wchodzi dwie doliny proglacjalne łączące się w okolicy Suwałk i tworzące dalej na południe szeroką równinę sandrową (Weckwerth i in., 2019). Rozwój tych szlaków sandrowych jest odzwierciedleniem systemu procesowo-responsywnego, charakteryzującego różne subsródowniska sedymentacyjne, który ewoluował w zależności od fazy powodzi lodowcowej, wielkości przepływu, ilości dostarczanych osadów oraz morfologii strefy sub- i proglacjalnej.

Prowadzone badania osadów i warunków ich depozycji dotyczą form zidentyfikowanych w strefach proksymalnej (formy typu *transverse furrows*, *cyclic steps*, *scours* oraz małoskalowe odsypy typu *pendant bars* i *chute bars*) i dystalnej sandru suwalskiego (dwuwymiarowe megadiuny) (Weckwerth i in., 2019, 2022). Szerokie spektrum badań dotyczy rozpoznania: (1) typów morfologicznych wymienionych makroform i estymacji paleohydraulicznych, (2) ich architektury facjalnej w celu określenia cech subsródownisk sedymentacyjnych w różnych strefach szlaku powodzi lodowcowej, (3) przestrzennego i czasowego zróżnicowania depozycji poszczególnych typów tekstualnych osadów powodzi lodowcowej oraz (4) czasu depozycji osadów z zastosowaniem metody OSL.

Prezentowane wyniki badań są rezultatem realizacji grantu Narodowego Centrum Nauki (nr 2018/31/B/ST10/00976)

Literatura

- Weckwerth, P., Kalińska, K., Wysota, W., Krawiec, A. & Adamczyk, A., 2022. What does transverse furrow train in scabland-like topography originate from? The unique records of upper-flow-regime bedforms of a glacial lake-outburst flood in NE Poland. *Quaternary International* 617, 40–58.
- Weckwerth, P., Wysota, W., Piotrowski, J.A., Adamczyk, A., Krawiec, A. & Dąbrowski, M., 2019. Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: Landform evidence and palaeohydraulic significance. *Earth-Science Reviews* 194, 216–233.
- Zieliński, T., 1989. Lithofacies and palaeoenvironmental characteristics of Suwałki outwash (Pleistocene, Northwest Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 59, 195–257.
- Zieliński, T., 1993. *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 1398.

Wyrwane karty z kalendarza poznańskiej sedymentologii

Pages ripped out from the calendar of Poznań sedimentology

Jurand Wojewoda

Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Politechnika Wrocławska, ul. Na Grobli 15,
50-421 Wrocław; jurand.wojewoda@pwr.edu.pl

W latach 1989–1991, z inicjatywy ówczesnych władz Uniwersytetu im A. Mickiewicza w Poznaniu, do stosunkowo nielicznej grupy geologów poznańskich dołączyła duża liczebnie grupa geologów z innych ośrodków naukowych w Polsce, głównie z Wrocławia. Tak powstał Instytut Nauk Geologicznych UAM (ING UAM). W grupie tej znalazły się osoby o znaczących dorobkach naukowych, co już na samym starcie nadało nowej jednostce bardzo wysoką rangę w skali kraju.

Grupę tę wówczas tworzyli m.in. S. Lorenc (pierwszy dyrektor ING UAM, późniejszy Rektor UAM dwóch kadencji), Z. Baranowski, A. Muszyński, J. Wojewoda (wicedyrektor ING UAM i twórca pierwszego programu nauczania na kierunku geologia), K. Mastalerz, S. Koszela, A. Bodzioch oraz A. Duczmał, J. Biernacka i S. Burliga. Z czasem, jeszcze na początku lat 90. XX wieku, dołączyli m.in. J. i E. Liszkowscy, J. Głazek, Z. Bełka, a jeszcze później (w 2005 r.) również wielu innych, np. T. Zieliński i B. Gruszka. Warto wspomnieć, że gdyby nie nagła śmierć A.K. Teeisseyre'a również i on był na etapie relokacji do Poznania.

Wszyscy ww. zajmowali się różnymi aspektami sedymentologii, co sprawiło, że 62. Zjazd PTGeol. w 1991 r. właśnie tej części geologii był poświęcony. Już w następnym roku (31.08–2.09.1992), również w Poznaniu, zainaugurowane zostały cykliczne spotkania sedymentologów w Polsce (KSS I–VII). Przypadł mi wtedy w zaszczyt przejąć z rąk P. Roniewicza kierowania Sekcją Sedymentologii PTGeol. Te cykliczne robocze konferencje są obecnie kontynuowane pod nazwą POKOS – Polska Konferencja Sedymentologiczna.

W 1994 r., z mojej inicjatywy, powstało cykliczne wydawnictwo ING UAM. Zawierało ono streszczenia referatów wygłoszonych w ramach posiedzeń Oddziału Poznańskiego PTGeol., którego pierwsze numery były wypełnione w większości pracami sedymentologicznymi.

Podsumowując, naukowy i organizacyjny dorobek zbiorowy (patrz wykaz literatury) i indywidualny ww. osób począwszy od 1989 r. na rzecz UAM można ocenić jako ogromny. Niestety, w tzw. „Podsumowaniu” autorstwa J. Skoczylasa (2022) nie znalazła się na ten temat choćby wzmianka. Stąd moje uzupełnienie zapisu historycznego ku pamięci wszystkich tych, którzy dzisiaj nie mają już możliwości zabrania głosu.

Literatura

- Lorenc, S. & Wojewoda, J., 1991. *Przewodnik LXII Zjazdu Naukowego PTG Geol.* Wydawnictwo ING UAM, Poznań.
- Skoczylas, J., 2022. Dzieje Oddziału Poznańskiego Polskiego Towarzystwa Geologicznego. *Przegląd Geologiczny* 70, 326–328.
- Skoczylas, J. & Wojewoda, J., (red.), 1994. *Streszczenia Posiedzeń Naukowych Poznańskiego Oddziału PTG, tom 1.* Wydawnictwo ING UAM, Poznań.

- Wojewoda, J., 1993. *Przewodnik Geologiczny po Wielkopolskim Parku Narodowym*. Wydawnictwo ING UAM, Poznań.
- Wojewoda, J., 1997a. *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, VI KSS*. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 1997b. *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, tom I*. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., 1998. *Ekologiczne Aspekty Sedymentologii, VII KSS*. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J. & Zwoliński, Z., 1992. *Osady i Procesy Sedymentacji w Środowiskach i Systemach Depozycyjnych w Zapisie Współczesnym i Kopalnym*. Wydawnictwo ING UAM, Poznań.

Streszczenia posterów

Zapis późnoplejstocенских trzęsień ziemi w nieskonsolidowanych osadach glacialimnicznych na Półwyspie Gnitz (Wyspa Uznam, NE Niemcy)

Sedimentary record of Late Pleistocene earthquakes on glaciolacustrine sediments on Gnitz Peninsula (Usedom Island, NE Germany)

Szymon Belzyt¹, Małgorzata Pisarska-Jamróży², Andreas Börner³, Gösta Hoffmann⁴, Michael Kenzler⁵, Henrik Rother⁶, Holger Steffen⁷, Rebekka Steffen⁷

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu; s.belzyt@umk.pl

²Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu; pisanka@amu.edu.pl

³State Authority of Environment, Nature Conservation and Geology Mecklenburg-Western Pomerania, Güstrow, Niemcy; andreas.Boerner@lung.mv-regierung.de

⁴UNESCO Global Geoparks Unit, Department Heritage, Nature, Society, German Commission for UNESCO, Bonn, Niemcy; Goesta.Hoffmann@unesco.de

⁵Institute of Geography and Geology, University of Greifswald, Niemcy, kenzlerm@uni-greifswald.de

⁶Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle (Saale), Niemcy; henrik.rother@sachsen-anhalt.de

⁷Lantmäteriet, Geodetic Infrastructure, Gävle, Szwecja, holger.steffen@lm.se; rebekka.steffen@lm.se

Na posterze zaprezentowano wyniki badań geochronologicznych i geodynamicznych oraz szczegółowych analiz sedymentologicznych (w skali mezo i mikro – na podstawie płytek cienkich) wewnętrznie zdeformowanych warstw zawierających struktury deformacyjne w nieskonsolidowanych osadach (ang. *soft-sediment deformation structures* – SSDS). Badania przeprowadzono w stanowisku Weisser Berg na Półwyspie Gnitz (Wyspa Uznam, NE Niemcy).

Rozpoznano pięć warstw zawierających SSDS, spośród których cztery zostały zdeformowane przez trzęsienia ziemi wywołane zmianami naprężeń w skorupie ziemskiej spowodowanymi obciążeniem glaciostatycznym. Bezpośrednim procesem prowadzącym do rozwoju SSDS było upłynnienie badanych osadów, a w części warstw również ponowne upłynnienie (ang. *re-liquefaction, repeated liquefaction*) tego samego osadu po odbudowaniu kontaktów międzyziarnowych i odzyskaniu wytrzymałości na ścinanie. Proces ponownego upłynnienia jest obserwowany m.in. wówczas, gdy osad jest cyklicznie poddawany działaniu mechanizmu spustowego. W naszej pracy potwierdzamy interpretację Hoffmana i Reichertera (2012), którzy sugerowali, że rozwój warstw z SSDS był związany z aktywnością sejsmiczną wywołaną zmianą naprężeń w skorupie ziemskiej i reaktywacją uskoku w podłożu podczwartorzędowym w odpowiedzi na zmiany zasięgu lądolodu skandynawskiego.

Dzięki uzyskanym wynikom datowań osadów metodą optycznie wzbudzonej luminescencji (OSL) określiliśmy przedział czasu, w którym doszło do deformacji osadów – między 23,2 a 14,6 tys. lat temu. Na możliwość występowania w tym przedziale czasu na badanym obszarze trzęsień ziemi wskazują również wyniki modelowań numerycznych zmian naprężeń w skorupie ziemskiej.

Badania sfinansowano ze środków grantów Narodowego Centrum Nauki nr 2015/19/B/ST10/00661 (projekt GRE-BAL) i 2019/35/N/ST10/03401

Literatura

- Hoffmann, G. & 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.
- Pisarska-Jamroży, M., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Kenzler, M., Rother, H., Steffen, R. & Steffen, H., 2022. Late Pleistocene earthquakes imprinted on glaciolacustrine sediments at Gnitz Peninsula (Usedom Island, NE Germany). *Quaternary Science Reviews* 296C, 107807.

Zapis paleośrodowiska w osadach plenivistulianu stanowiska Warenka

Palaeoenvironmental record in the Plenivistulian deposits of the Warenka

Dorota Brzozowicz, Joanna Petera-Zganiacz

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, Łódź 90-139,
ul. Narutowicza 88; dorota.brzozowicz@geo.uni.lodz.pl, joanna.petera@geo.uni.lodz.pl

Zachodzące podczas plenivistulianu zmiany klimatyczne odznaczały się niewielką amplitudą, ale pozostawiły dostrzegalne ślady w środowisku strefy staroglacjalnej. Duży problem w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych tego okresu wynika z braku ciągłego zapisu w środowiskach sedymentacyjnych, poza pojedynczymi przypadkami. Dlatego duże znaczenie ma gromadzenie danych dotyczących nawet krótkich okresów, przy możliwie precyzyjnym ułożeniu odtwarzanych zdarzeń na skali czasu.

Badania przeprowadzono w stanowisku Warenka, położonym w dolinie Warty niedaleko linii maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, na obszarze, na którym dolina przebiega częściowo w strefie rowu tektonicznego Adamowa. Materiał do analiz sedymentologicznych, palinologicznych i geochronologicznych pobrano ze ścian odkrywki Adamów PAK KWB Adamów.

Osady plenivistuliańskie reprezentowane są przez aluwia, które zalegają na glinie lodowcowej lub pisakach i żwirach fluwioglacjalnych, osiągając miąższość do 20 m. Aluwia zdominowane są przez litofacje Sp, St, Sm i Sr, które formowane były w środowisku niskoenergetycznej piaskodennej rzeki roztokowej. Osady rzeczne wydatowane zostały metodą OSL, a uzyskane wyniki mieszczą się w zakresie między 17 a 30 tysięcy lat BP. W profilu osadów plenivistuliańskich znajdują się cienkie warstwy osadów mineralno-organicznych. W niektórych miejscach są to dwa poziomy w superpozycji. Wyniki oznaczeń wieku metodą ^{14}C dały wyniki mieszczące się w granicach 19–26 tysięcy lat BP.

Analizę palinologiczną przeprowadzono dla dwóch warstw osadów mineralno-organicznych, znajdujących się na głębokości 4,9–5,2 m – profil Warenka A4 i 6,0–6,2 m – profil Warenka A1. W profilu A1 dominuje pyłek roślin zielnych, szczególnie turzycowatych i traw. Od głębokości 6,07 m duże znaczenie ma również widliczka ostrozębna (*Selaginella selaginoides*), związana z siedliskami podmokłymi. Wyniki wskazują, że badane osady ulegały sedymentacji w warunkach klimatu zimnego, a w bezpośrednim otoczeniu stanowiska teren zajęty był przez wilgotne łąki i torfowiska. Spektra pyłkowe odpowiadają otrzymanemu wiekowi radiowęglowemu z okresu plenivistulianu. W przypadku profilu A4 odczyt danych palinolo-

gicznych był znacząco utrudniony ze względu na zły stan zachowania ziaren pyłku oraz jego niską frekwencję.

Wyniki badań pokazują, że w bardzo chłodnych częściach plenivistulianu dno doliny rzecznej formowane było przez piaskodenną rzekę roztokową. W takich warunkach środowiskowych okresowo występowały warunki sprzyjające rozwojowi szaty roślinnej.

R2-D2* w odśtonięciu – czyli jak zaprząć nowe technologie do prac terenowych

R2-D2* in excavations – or how to harness new technologies for field work

Weronika Danel, Karol Majewski

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4,
00-975 Warszawa; weronika.danel@pgi.gov.pl, karol.majewski@pgi.gov.pl

W dobie rozwoju nowych technologii i upowszechnienia urządzeń mobilnych warto wykozystać ich możliwości w terenie. Smartfony i tablety zawierają w sobie funkcjonalność urządzeń, takich jak GPS, kompas cyfrowy, aparat fotograficzny, co jest niezwykle pomocne w poruszaniu się po terenie. Wykorzystując specjalistyczne aplikacje można zarejestrować za pomocą urządzenia mobilnego zróżnicowane obserwacje terenowe. Następnie zebrane dane można w łatwy sposób poddać pracom analitycznym.

Przejsie z analogowych metod gromadzenia informacji na metody cyfrowe ma szereg zalet, takich jak:

- zwiększenie efektywności wykonywanych prac i dokładności pomiarów (uzyskujemy lokalizacje punktów, linii ścian odśtonięć, zdjęć, serii pomiarów, jednocześnie zwiększając liczbę zarejestrowanych obserwacji);
- spójność zbieranych danych i eliminacja przypadkowych błędów (spójny schemat i możliwość zastosowania słowników dla opisu zbieranych obserwacji porządkuje i ułatwia ich zapis);
- mniej czasochłonny i przystępny sposób migracji danych (zamiast przepisywać dane z notatników w oprogramowanie do wykonywania analiz od razu można przystąpić do analizy zebranych informacji);
- możliwość załączenia opisów, szkiców terenowych do konkretnych lokalizacji, zbiorów danych;
- na bieżąco można podejrzeć swoje położenie w przestrzeni przez dostęp do wcześniej przygotowanych map, modeli terenu (ISOK), szkiców itd.;
- możliwość pracy w terenie „poza zasięgiem” (tryb offline);
- ułatwiony sposób wizualizacji zebranych informacji.

Zwolennicy tradycyjnych notatników terenowych zarzucają cyfrowym metodom, że powodują spadek jakości zbieranych informacji. Jednak prawidłowo przygotowane schematy i obszary robocze w aplikacjach porządkują zgromadzone informacje, nie wpływając negatywnie na ich zawartość merytoryczną. Słaba jakość zebranych informacji wynika częściej z niewystracających umiejętności i wiedzy operatora, co jest niezależne od metody zapisu informacji. Dlatego warto jest zapoznać się z możliwościami mobilnych urządzeń oraz wy-

branych aplikacji (np. ArcGIS Field Maps, Locus i FieldMove Clino), które autorzy z powodzeniem używają podczas kartowania geologicznego.

*R2-D2 (Artoo-Detoo) postać fikcyjna, droid, jeden z bohaterów Gwiezdnych Wojen

Zmiany klimatu zapisane we właściwościach granulometrycznych sekwencji lessowo-glebowych w Polsce

Climate changes recorded in grain-size of loess-palaeosol sequences in Poland

Marcin Krawczyk, Zdzisław Jary, Michał Łopuch

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej,
ul. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław; marcin.krawczyk2@uwr.edu.pl, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl,
michal.lopuch@uwr.edu.pl

W badaniach wykorzystujących analizy wielkości ziaren do interpretacji paleośrodowiskowych często stosuje się proste deskryptory statystyczne, które mogą być pomocne w interpretacji stratygraficznego i sedymentacyjnego znaczenia danych granulometrycznych. Ilość i właściwości fizyczne (np. wielkość ziaren) uruchomionego, transportowanego i deponowanego materiału są jednak modyfikowane przez kilka jednoczesnych czynników środowiskowych. Tego typu podejście, wskazujące na bezpośrednie powiązanie pomiędzy pojedynczymi wskaźnikami statystycznymi (średnia średnica ziaren, moda lub mediana), z jedną tylko cechą środowiska sedymentacyjnego, np. prędkością wiatru, odległością od obszaru źródłowego, jałowością/rozległością obszarów źródłowych, jest dużym uproszczeniem, gdyż na wielkość cząstek pyłu eolicznego ma wpływ efekt kilku współistniejących procesów. Rozkład wielkości cząstek pyłu eolicznego i wynikające z tego implikacje paleośrodowiskowe wydają się być bardziej złożone, niż pokazują to proste wskaźniki statystyczne. Różne cechy środowiska sedymentacyjnego mogą odgrywać istotną rolę w modyfikacji wielkości deponowanego materiału. Podczas suchej depozycji wielkość deponowanych cząstek pylastych zależy od intensywności turbulencji atmosferycznej, właściwości samych cząstek i charakteru powierzchni terenu. Wcześniejsze badania potwierdziły, że zarówno grawitacyjne osadzanie, jak i turbulentny charakter przepływu powietrza mają wpływ na wielkość deponowanych cząstek.

W badaniach granulometrycznych wykorzystano szereg metod statystycznych. Oprócz najbardziej podstawowych, takich jak graficzne wskaźniki uziarnienia (M_z , M_d , σ_1 , K_6 czy Sk_1), użyto również najczęściej spotykane w literaturze wskaźniki granulometryczne U-ratio i GSI. Zastosowano też dwie zaawansowane techniki statystyczne, które nie były wykorzystywane do tej pory w badaniach sekwencji lessowo-glebowych w Polsce, czyli analizę k-median i analizę elementów końcowych EMMA.

Szczegółowa analiza wyników uziarnienia pozwoliła na lepsze zrozumienie relacji zachodzących między rozkładem wielkości frakcji a warunkami środowiska sedymentacyjnego. Interpretacja rezultatów pozwoliła wysunąć następujące wnioski:

- Rozkłady uziarnienia oraz pionowa zmienność udziału frakcji granulometrycznych są niewystarczające do pełnej charakterystyki zmian cech środowiska sedymentacyjnego.

Zastosowanie metod statystycznych i wskaźników granulometrycznych pomogło przypisać wynikom konkretne cechy środowiska sedymentacyjnego.

- Udało się wykazać, że sedymentacja lessów nie miała ciągłego charakteru, ponieważ w jednostkach lessowych można wyróżnić horyzonty tundrowo-glejowe. Wskazują one na pojawianie się środowisk związanych ze wzrostem wilgotności klimatu.
- Zastosowana metodyka pozwoliła wyróżnić cykle depozycji lessu. Poprzedzielane są one cieplejszymi fazami wzmożonej intensywności procesów glebowych, które mogą mieć ponadregionalny charakter.
- We wszystkich badanych sekwencjach wykazano dużą zmienność późnoplejstocenicznych warunków klimatyczno-środowiskowych. Zmienność ta była kontrolowana głównie przez warunki lokalne i dlatego nie daje podstaw do dokładnych korelacji między profilami.

Glacimarginalny stożek powstały podczas deglacjacji zlodowacenia odrzańskie na stanowisku w Mokrzeszowie na Przedgórzu Sudeckim, SW Polska

Glaciomarginal fan formed during Odranian glaciation at the Mokrzeszów site in the Sudeten Foreland, SW Poland

Dariusz Krzyszkowski¹, Lucyna Wachecka-Kotkowska², Jacek Skurzyński¹

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; dariusz.krzyszkowski@uwr.edu.pl, jacekskurzynski2@uwr.edu.pl

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

Osady odstąpione w żwirowni w Mokrzeszowie w środkowej części Przedgórza Sudeckiego reprezentują niemal pełną sukcesję powodzi lodowcowej w warunkach jeziorno-rzecznych. Jezioro charakteryzowało się dużą zmiennością hydrologiczną i wysoką energią procesów depozycyjnych – od przepływów wysokoenergetycznych szacowanych dla facji Gms i Gp na około $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, poprzez zamieranie przepływu do około $0,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Sp/Sh/Sr), do braku przepływu (Fm) (Krzyszkowski i in., 2022).

Na stokach misy jeziornej ukształtowała się forma złożona z osadów żwirowo-głazowo-piaszczystych. Sekwencje osadowe Gp–Gms–Sh/Sr(Dmm/Dcc) potwierdzają istnienie stożka, który powstał podczas co najmniej dwóch odrębnych, ale następujących po sobie epizodów powodzi lodowcowych. Początkowo, w czasie rozwoju lądolodu i jego późniejszej dezintegracji na granicy sudeckiego uskoku brzeżnego (SUB) w pasie obniżenia topograficznego na południowym stoku rowu tektonicznego Roztoki–Mokrzeszowa, utworzyły się struktury przedpola Sp/Gp. Następnie, w wyniku gwałtownej ablacji i uwolnienia znacznych mas wody z topniejącego lądolodu, nastąpiły spójne spływy gruzowe oraz depozycja osadów głazowych Gms (>1 m) i glin spływowych Dcm.

Po gwałtownym zalaniu glacialnym i glacifluwalnym nastąpiło wygaszenie przepływu, stabilizacja łagodnie opadającego stożka/delty i agregacja górnego zestawu Sh/Sr – poziomo zalegającego, średnio- lub gruboziarnistego piasku lub piasku z rzadkimi żwirami i piaskiem lub mułem piaszczystym ze śladami falowania. Powyższy scenariusz powtórzył się,

a większe klastry zostały dostarczone do systemu jeziornego podczas ostatniego epizodu powodziowego, co przypuszczalnie wskazuje na środowisko o wyższej energii. Cała sekwencja osadów jeziornych/glacifluwialnych zwieńczona jest gliną lodowcową (Dmm), która mogła zostać nasunięta na osady deltowe w procesie spiętrzania glacitektonicznego, a następnie przekroczenia przez lądolód bariery brzegowej sudeckiego uskoku brzeżnego (SUB). Obecność uskoku tektonicznych w podłożu mogła potencjalnie dostarczyć ciepła geotermalnego i wytapianie się dodatkowych mas wody.

Jezioro funkcjonowało jako depresja pomiędzy frontem lądolodu a strefą SUB, na granicy rowu tektonicznego Roztoki–Mokreszowa. W tym czasie miał także miejsce epizod przekroczenia przez lód bariery w postaci krawędzi wspomnianego SUB. Powstały łagodnie nachylone uskoki i spękania stanowiące struktury deformacyjne wskazujące nie tylko na deformację plastyczną osadów, ale także na możliwe efekty neotektoniki. Uskoki odwrócone były związane z czwartorzędową kompresją w strefie SUB, która przebiegała w przybliżeniu prostopadle do tego uskoku.

Literatura

Krzyszowski, D., Wachecka-Kotkowska, L. & Skurzyński, J., 2022. An examination of the glaciomarginal fan of the Odranian glaciation at the Mokreszów site, Sudetic Foreland, SW Poland. *Geology, Geophysics and Environment* 48, 287–318.

Osady stożków pośrednich na północnych stokach Pasma Bielińskiego (Góry Świętokrzyskie) zapisem zmian warunków klimatycznych MIS8–MIS2

Deposits of the intermediate fans on the northern slopes of the Bieliński Range (Świętokrzyskie Mountains) as a record of changes in climatic conditions MIS8–MIS2

Małgorzata Ludwikowska-Kędzia¹, Danuta Michczyńska²

¹Institut Geografii i Nauk o Środowisku, Wydział Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce; malgorzata.ludwikowska@ujk.edu.pl

²Institut Fizyki, Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Politechnika Śląska, ul. S. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; Danuta.Michczynska@polsl.pl

W Górach Świętokrzyskich, podobnie jak i w innych obszarach wyżynnych/górskich Polski i Europy, warunki peryglacjalne w plejstocenie determinowały intensywne wietrzenie skał lokalnych połączone z ich redepozycją, warunkowaną m.in. występowaniem permafrostu. Wykazano, że południowe stoki Pasma Bielińskiego w Górach Świętokrzyskich są pokryte osadami nakładających się na siebie różnowiekowych, niewielkich stożków pośrednich (ang. *inter-mediate type fan*), które tworzą u podstawy Pasma Bielińskiego poziom spłaszczeń podstokowych. Rozmiary tych stożków wynikają z ograniczonych rozmiarów obszarów alimentacyjnych. Osady stożków to serie gruzowe, piaszczysto-gruzowe i piaszczyste oraz diamiktonowe (Ludwikowska-Kędzia & Olszak, 2009; Pawelec & Ludwikowska-Kędzia, 2016).

Procesy, które transportowały ten osad do i wewnątrz środowiska formowania stożków to: a) przepływy wodne (słabe, roztokowe przepływy korytowe, zalewy warstwowe), b) wysokoenergetyczne przepływy przeciążone osadem, c) spływy mas – soliflukcja, d) osuwanie (ang. *active-layer detachment*) oraz e) depozycja eoliczna.

Z analizy rozkładów częstości (uzyskanych za pomocą funkcji gęstości prawdopodobieństwa PDF) dat luminescencyjnych osadów stokowych Pasma Bielińskiego, skorelowanych z krzywą tlenową z rdzenia NGRIP i stratygrafii INTIMATE (Rasmussen i in., 2014), wynika, że stożki były formowane w okresie trzech faz aktywizacji procesów stokowych w Górach Świętokrzyskich, tj. SPI-1 (MIS 4), SPI-2 (MIS 3) oraz SPI (MIS 2) (Ludwikowska-Kędzia & Michczyńska, 2022). Fazy te są zapisem szybkich i częstych zmian klimatu (z coraz zimniejszymi epizodami chłodnymi), poprzedzonych stosunkowo długotrwałymi warunkami interstadialnymi, okresów wzrostu kontynentalizmu oraz końca długotrwałych, chłodnych warunków stadialnych. Najstarszy udokumentowany etap formowania stożków przypada na okres zlodowaceń środkowopolskich (MIS8–MIS6).

Badane stożki to dynamiczne formy rzeźby, wyjątkowo podatne na nagłe zmiany warunków środowiskowych. Dzięki strefom długotrwałej aggradacji, choć nierównomiernej, są one cennym archiwum zapisu zmian klimatycznych w Górach Świętokrzyskich.

Literatura

- Ludwikowska-Kędzia, M. & Michczyńska, D., 2022. Fazy aktywizacji procesów stokowych i fluwialnych w południowej części Gór Świętokrzyskich w okresie MIS 4–MIS 2. XXVII Stratygrafia Plejstocenu Polski. 5–9 września 2022 r., Stara Kiszewa, 90–91.
- Ludwikowska-Kędzia, M. & Olszak, I., 2009. Litologia i stratygrafia peryglacialnych osadów stokowych Pasma Bielińskiego w rejonie Huty Starej Koszary. [W:] Ludwikowska-Kędzia, M. & Wiatrak, M. (red.), *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich*. Instytut Geografii UJK w Kielcach, 75–89.
- Pawelec, H. & Ludwikowska-Kędzia, M., 2016. Macro- and Micromorphological interpretation of relict periglacial slope deposits – case study from the Holy Cross Mountains. Poland. *Permafrost and Periglacial Processes* 27, 229–247.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., 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.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallenga, 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, 14–28.

Zapis powodzi lodowcowych w wybranych cechach teksturalnych osadów północno-wschodniej Polski

Record of glacial lake-outburst floods in the selected textural properties of sediments in north-eastern Poland

Weronika Marcinkowska, Piotr Weckwerth

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, ul. Lwowska, 87-100 Toruń; marcweronika@gmail.com, pweck@umk.pl

Przedmiotem badań są osady zdeponowane w wyniku powodzi lodowcowych w północno-wschodniej Polsce pod koniec ostatniego zlodowacenia (Weckwerth i in., 2019). Osady te pochodzą z 10 stanowisk badawczych zlokalizowanych w strefach proksymalnej oraz dystalnej szlaku sandrowego genetycznie związanego z powodzią lodowcową. Stanowiska położone w strefie proksymalnej (Bachanowo 3, 4; Szeszupka 1, 2) reprezentują osady stożków powodzi lodowcowych, zaś stanowiska zlokalizowane w strefie dystalnej (Płociczno 3, 4 oraz Ateny 1-4) dokumentują sukcesje osadowe skupiska megadiun znajdującego się na południe od Suwałk.

Celem podjętych badań było: (1) zdefiniowanie typów morfologicznych ziaren frakcji 0,5–0,8 mm, (2) określenie ich zmiennego udziału w profilach pionowych każdego stanowiska (tj. w relacji do fazy powodzi lodowcowej) oraz zróżnicowania wraz z odległością od miejsca wypływu wód powodzi lodowcowych na przedpolu lądolodu, (3) wyznaczenie typów morfologicznych ziaren charakterystycznych dla każdej ze stref szlaku sandrowego. Badaniom poddano 86 próbek, z których pochodziło 17110 ziaren frakcji 0,5–0,8 mm, dla których wyznaczone zostały parametry definiujące ich kształty za pomocą urządzenia Camsizer M1.

Dalszym analizom statystycznym (jądrowy estymator gęstości – KDE i analiza skupień) poddano wartość sferyczności ziaren (SPHT). W efekcie tych analiz rozpoznano dziewięć typów morfologicznych ziaren osadów powodzi lodowcowych. Pięć z nich, reprezentujących najmniej sferyczne ziarna, jest częściej spotykane w strefie proksymalnej, zaś trzy grupy ziaren najbardziej sferycznych częściej występują w osadach megadiun dystalnej części szlaku sandrowego powodzi lodowcowej.

Prezentowane wyniki badań są rezultatem realizacji grantu Narodowego Centrum Nauki (nr 2018/31/B/ST10/00976), pt. „Dowody geomorfologiczne i implikacje paleogeograficzne katastrofalnych powodzi i szarży lodowcowych południowego sektora lądolodu skandynawskiego w późnym wistulianie (MEASSIS)”

Literatura

Weckwerth, P., Wysota, W., Piotrowski, J.A., Adamczyk, A., Krawiec, A. & Dąbrowski, M., 2019. Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: landform evidence and palaeohydraulic significance. *Earth-Sciences Review* 194, 216–233.

Cechy morfologiczne ziaren kwarcu osadów powodzi glacialnych Suwalszczyzny

Morphological characteristics of quartz grains of glacial flood deposits from Suwalszczyzna

Joanna Martewicz¹, Edyta Kalińska², Piotr Weckwerth²

¹Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu;
j.martewicz97@gmail.com

²Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu,
ul. Lwowska, 87-100 Toruń; edyta.kalinska@umk.pl, pweck@umk.pl

Przedmiotem badań są piaszczyste osady megadiun (nazywanych również megariplemarkami), które powstały w wyniku powodzi lodowcowych na południe od Suwałk (Weckwerth i in., 2019). Analizowane profile badawcze (stanowiska Ateny 1–4) są zlokalizowane w różnych strefach pola megadiun oraz reprezentują zróżnicowane elementy morfologii tych form. Poprzez zastosowanie analizy uziarnienia oraz analizy kształtu i charakteru powierzchni ziaren piasku pod mikroskopem binokularnym, wg Cailleux (1942) z modyfikacją Mycielskiej-Dowgiatto i Woronko (1998), określono właściwości osadów, charakter ich transportu oraz zapis zdarzeń ekstremalnych (powodzi glacialnej).

Celem badań było również zdefiniowanie osadu powodzi glacialnej na podstawie wyników przeprowadzonych analiz, m.in. z zastosowaniem propozycji kodu teksturalnego definiującego typy ziaren. Dokonano korelacji wyników badań morfologii ziaren kwarcu ze zróżnicowaniem facjalnym sukcesji osadowych w badanych stanowiskach. Ponadto przeprowadzono automatyczny pomiar zróżnicowania kształtu ziaren kwarcu dla tego samego zestawu próbek (dla frakcji 0,5–0,8 mm), z wykorzystaniem urządzenia Microtrac MRB Camsizer M1.

Do dalszych analiz wybrano dwa parametry, tj. *aspect ratio*, który definiowany jest jako stosunek szerokości do długości ziarna oraz sferyczność, która jest powiązana z wydłużeniem ziarna i pomocna w określeniu źródła osadów oraz rodzaju ich transportu. Zarówno analiza morfologii ziaren kwarcu z zastosowaniem binokularu, jak i w sposób zautomatyzowany, są badaniami pionierskimi dla środowiska dyspozycyjnego powodzi glacialnych w Polsce i na świecie.

Prezentowane wyniki badań są rezultatem realizacji grantu Narodowego Centrum Nauki (nr 2018/31/B/ST10/00976), pt. „Dowody geomorfologiczne i implikacje paleogeograficzne katastrofalnych powodzi i szarży lodowcowych południowego sektora lądolodu skandynawskiego w późnym wistulianie (MEASSIS)”

Literatura

- Cailleux, A., 1942. *Les actiones éoliennes périglaciaires en Europe*. Mémoires de la Société Géologique de France 41, 1–176.
- Mycielska-Dowgiatto, E. & Woronko, B., 1998. Analiza obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Przegląd Geologiczny* 46, 1275–1281.
- Weckwerth, P., Wysota, W., Piotrowski, J.A., Adamczyk, A., Krawiec, A. & Dąbrowski, M., 2019. Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: landform evidence and palaeohydraulic significance. *Earth-Sciences Review* 194, 216–233.

Środowiska depozycji szczątków nosorożca włochatego i mamuta włochatego w Polsce

Depositional environments of woolly rhinoceros and woolly mammoth remains in Poland

Kamilla Pawłowska

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza
w Poznaniu, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; koka@amu.edu.pl

Szczątki nosorożca włochatego oraz mamuta włochatego są najczęściej występującymi wśród szczątków fauny plejstocenijskiej w Polsce. Jednak niewiele z nich jest znajdowane i przez to rozważane w kontekście geologicznym, a tym bardziej paleośrodowiskowym. Dodatkowo większa uwaga została dotychczas poświęcona badaniom szczątków mamutów włochatych. Skutkuje to skąpym rozpoznaniem stanowisk w Polsce ze szczątkami nosorożca włochatego, braku rewizji taksonomicznej kolekcji muzealnych i brakiem prowadzonych szeroko zakrojonych badań. Wszystko to powoduje, że nie mamy kompleksowej bazy danych z udziałem nosorożca włochatego oraz wielowymiarowej wiedzy o tym gatunku, na przykład pozwalającej scharakteryzować jego populację oraz relację z człowiekiem. W zasadzie znane są tylko stanowiska archiwalne z Polski, bo od dawna nie odkryto nowego stanowiska, ale nawet w tych przypadkach dane archiwalne są rozproszone.

Celem wypełnienia luki naukowej o nosorożcu włochatym zaprojektowano badania („Rozwikłanie chronologicznych, geograficznych i tafonomicznych zawłości występowania nosorożca włochatego w plejstocenijskich kontekstach Polski (WOOLRHINOPOLI) i Europy”, grant Narodowego Centrum Nauki (2021/43/B/ST10/00362) przyznany Kamilli Pawłowskiej), których założenia zostaną przybliżone. Wyniki w zakresie środowisk depozycji szczątków nosorożca włochatego, ale także mamuta włochatego, zostaną zaprezentowane poprzez analizy wieloskładnikowe przeprowadzone na stanowisku Krosinko w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej. Badania sedymentologiczne, w tym analizy morfologii ziaren piasku i ich mikromorfologii, wraz z badaniami tafonomicznymi kości nosorożca włochatego i innych ssaków, dostarczyły danych, które pozwoliły scharakteryzować warunki depozycyjne, reżim paleofluwialny i paleoklimat w czasie akumulacji osadów (aluwiów) od interglacjału eemskiego do holocenu.

Wskaźniki kierunku ruchu ostatniego lądolodu skandynawskiego na obszarze centralnej i północnej Polski

Indicators of the ice movement direction of the Last Scandinavian Ice Sheet
in central and northern Poland

Małgorzata Roman

Uniwersytet Łódzki, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź;
malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

Dla wyznaczenia kierunków ruchu mas lodowych lądolodów plejstocénskich wykorzystuje się świadectwa geologiczne i geomorfologiczne, które mogą mieć także zastosowanie dla identyfikacji dawnych strumieni lodowych (Roman, 2019). Na obszarze akumulacji lodowcowej, jakim jest Polska, źródłem informacji o kierunku ruchu lądolodu są bezpośrednie wskaźniki, takie jak: orientacja niektórych form lodowcowych utworzonych subglacialnie (ang. *streamlined landforms*) – w tym drumlinów i drumlinoidów, wergencja spiętrzeń glaci-tektonicznych, orientacja subglacialnych struktur kinematycznych – rzadziej rys lodowcowych, a także cechy teksturalne glin lodowcowych dotyczące ukierunkowania dłuższej osi klastów w glinie i subglacialnych poziomach głazowych (ang. *clast fabric*). Kierunki ruchu lodu można wyznaczyć też pośrednio w oparciu o analizę ukierunkowanych następujących form wodnolodowych: rynien subglacialnych i ozów, a także poprzez badanie rozprzestrzenienia materiału eratycznego i lokalnych egzotyków o znanym obszarze alimentacji. W przypadku obszaru południowego Peribalticum istotnym zagadnieniem dla odczytania kierunków napływu mas lodowych ostatniego lądolodu skandynawskiego była analiza ukształtowania i budowy geologicznej południowo-wschodniej części dna Bałtyku Centralnego (Pikies, 2016).

Literatura

- Pikies, R., 2016. Budowa geologiczna i morfogeneza Wzniesienia Elbląskiego w świetle zróżnicowanej dynamiki lądolodu zlodowacenia Wisły. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 487, 41–61.
- Roman, M., 2019. Ice flow directions of the Last Scandinavian Ice Sheet in central Poland. *Quaternary International* 501, 4–20.

Zapis historycznego hutnictwa żelaza w rzeźbie terenu i w osadach wybranych zlewni rzecznych

Record of historical iron smelting in the relief and sediments of selected river
basins

Paweł Rutkiewicz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce;
prut@pgi.gov.pl

Celem badań jest rekonstrukcja wpływu historycznego hutnictwa żelaza na środowisko przyrodnicze w oparciu o analizę rzeźby terenu i osadów na wybranych obszarach zlewni Czarnej (Koneckiej), Małej Panwi i Kłodnicy. W czasie badań zastosowano szereg metod badawczych. Przeprowadzono kwerendę literatury historycznej oraz archiwalnych materiałów kartograficznych. Wykorzystane zostały dane z lotniczego skanowania laserowego oraz utworzone zostały cieniowane modele rzeźby terenu, na których identyfikowano formy po hutnictwie. Następnie wykonano terenową analizę rzeźby oraz pomiary form. W wybranych formach wykonano wkopy i odstonięcia osadów. Z wykonywanych odstonień wyodrębniano i pobrano materiał badawczy (węgiel drzewny i próbki osadów) do analizy antrakologicznej oraz datowania radiowęglowego.

Ustalono, że najpowszechniej występującymi formami powstałymi po historycznym hutnictwie są pozostałości po mielerzach. Dzięki dużej dokładności danych z lotniczego skanowania laserowego oraz narzędzi służących do przetwarzania i obrazowania tych danych możliwa była identyfikacja niewielkich form rzeźby terenu, jak formy po mielerzach oraz innych form związanych z historycznym hutnictwem. W badanych zlewniach rzek zidentyfikowano łącznie ponad 200 tys. form po mielerzach. Zdecydowana większość zlokalizowana jest w zlewni Małej Panwi (74,9%), a ich zagęszczenie wynosi 184 formy/1 km². W niewielkiej liczbie zachowały się dawne groble, co wynika ze specyfiki funkcjonowania systemów fluwialnych i ich transformacji.

Formy po mielerzach mają kształt owalny, a w ich centrum znajduje się niewielkie wyniesienie terenu (<0,5 m) otoczone przez płytkie zagłębienia do odprowadzania wody i substancji smolistych (<0,2 m). Badane formy miały średnicę 11–20 m. Wokół każdego z mielerzy występuje od 4 do 9 zagłębień o średnicy 2–3 m i pierwotnej głębokości nawet do 80 cm. Osady w formach po mielerzach charakteryzuje występowanie ciemnoszarej/czarnej warstwy popiołu węglowego i drobnych fragmentów węgla drzewnych wymieszanych z piaskiem. W zagłębieniach form po mielerzach poniżej warstwy popiołu występują nagromadzenia dużych fragmentów węgla drzewnych (do kilkudziesięciu centymetrów).

Natomiast dawne groble stawów hutniczych osiągają długość od 120 do 280 m, szerokość od 12 do 20 m i wysokość od 80 do 180 cm. Formy po groblach charakteryzuje zmienność teksturalna warstw osadów widoczna przede wszystkim w postaci zmiany barwy tych warstw ze szczególnym uwzględnieniem warstw zawierających węgle drzewne. Przeważająca część datowanych form po mielerzach pochodzi z okresu XVII–XIX w., czyli z okresu prosperity produkcji hutniczej na badanych obszarach. Jednak pojedyncze datowania wskazują, że niektóre ośrodki mogły funkcjonować wcześniej niż wynika to ze źródeł historycznych.

Datowania węgla drzewnych z osadów w groblach umożliwiają określenie minimalnego wieku badanych obiektów. Do wypału węgla drzewnego używano zarówno gatunków drzew iglastych, jak i liściastych. Głównie jednak bazowano na gatunkach iglastych. Sosna zwyczajna jest dominującym gatunkiem identyfikowanym we wszystkich badanych formach po miele-rzach. Biorąc pod uwagę morfometrię oraz liczbę zidentyfikowanych form oszacowano, że na przestrzeni wieków w mielerzach mogło być wypalone nawet ponad 40 mln m³ drewna.

Zmiany klimatu i środowiska w okresie środkowy–późny plejstocen rejestrowane w paleojeziorach północnego Mazowsza

Climate and environmental changes in the Middle–Late Pleistocene recorded in the palaeolakes of northern Mazovia

Joanna Rychel¹, Dominika Sieradz¹, Joanna Mirosław-Grabowska²,
Barbara Massalska¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4,
00-975 Warszawa; joanna.rychel@pgi.gov.pl, dominika.sieradz@pgi.gov.pl,
barbara.massalska@pgi.gov.pl

²Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;
jmirosla@twarda.pan.pl,

Stanowiska interglacjatu eemskiego i vistulianu występują częściej na południe od przebiegu maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia. Obszar północnego Mazowsza jest pod tym względem stosunkowo mało rozpoznany, gdyż udokumentowano tam kilkanaście stanowisk (Bruj & Roman, 2007). Nowe stanowiska to: Stara Maryśka II, Białe Błota i Srebrna, które zlokalizowane są w rejonie Płońska, w obrębie Niziny Północnomazowieckiej, mezoregionów Równiny Raciąskiej i Wysoczyzny Płońskiej (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018).

Są to niewielkie, zamknięte zbiorniki, które stanowią najlepsze źródło zapisu zachodzących zmian klimatu i środowisk depozycji. Wykonane badania biostratygraficzne (analiza palinologiczna i makroszczałków), geochemiczne (pierwiastków, TOC/TN i pirolityczna) izotopów ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{15}\text{N}$) oraz chronostratygraficzne (datowania ^{14}C i OSL) pozwoliły na prześledzenie zmian klimatycznych i środowiskowych w okresie od późnego glacjatu zlodowacenia warty (MIS6) po holocen (MIS1).

W badanych stanowiskach udokumentowano granicę późnego glacjatu zlodowacenia warty i interglacjatu eemskiego. Poza tym prześledzono pełny zakres zmian z okresu tego interglacjatu oraz zapis procesów zachodzących na przedpolu zlodowacenia wistły podczas jego maksymalnego zasięgu (Rychel i in., 2022). Udokumentowano też granicę vistulianu i holocenu.

Badania zostały wykonane w ramach zadania, pt. „Rekonstrukcja zmian klimatu w wybranych stanowiskach północnego Mazowsza w okresie od interglacjatu eemskiego do vistulianu (MIS5e–MIS2)” finansowanego z subwencji MEiN

Literatura

- Bruij, M. & Roman M., 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 425, 29–36.
- Kondracki, J., 2009. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- Rychel, J., Sieradz, D., Massalska, B., Standzikowski, K., Wasiłuk, R., Woronko, B. & Nawrocki, J., 2022. Rekonstrukcja zmian paleośrodowiskowych w eemskich zagłębieniach bezodpływowych przedpola łądolodu ostatniego zlodowacenia na przykładzie stanowiska Stara Maryńska II (Północne Mazowsze, Polska Centralna). *Landform Analysis* 41, 53–68.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, I., Jodłowski, M., Kistowski, M., Kot, R., Krąż, P., Lechnio, J., Macias, A., Majchrowska, A., Malinowska, E., Migoń, P., Myga-Piątek, U., Nita, J., Papińska, E., Rodzik, J., Strzyż, M., Terpiłowski, S. & Ziemia, W., 2018. Physico-geographical meso-regions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91, 143–170.

Nowe stanowisko interglacjału eemskiego w Białych Błotach (Polska centralna) – wyniki analiz multi-proxy

New Eemian interglacial site from Białe Błota (central Poland)
– results of multi-proxy analyses

Dominika Sieradz¹, Joanna Rychel¹, Joanna Mirosław-Grabowska²,
Barbara Massalska¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4,
00-975 Warszawa; dominika.sieradz@pgi.gov.pl, joanna.rychel@pgi.gov.pl

²Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;
jmirosla@twarda.pan.pl, barbara.massalska@pgi.gov.pl

Stanowisko Białe Błota zlokalizowane jest w miejscowości Stara Maryńska położonej ok. 5 km na W od Strzegowa i 14 km na NNE od Raciąża. Niewielkie, owalne zagłębienie o wymiarach ok. 120 x 170 m usytuowane jest na wysoczyźnie zbudowanej z glin zlodowacenia odry stadiu warty w strefie jej kontaktu z piaskami wodnolodowcowymi (Lichwa, 2007). W 2020 r. w centralnej części obniżenia wykonano odwiert przy użyciu sondy udarowej Geoprobe. W pozyskanym rdzeniu o długości 4 m udokumentowano osady zbiornikowe (gytie, torfy, mułki).

Materiał do badań został przewieziony, opisany i opróbowany w laboratorium Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie. Pobrano próbki do badań paleobotanicznych (analiza palinologiczna) oraz geochemicznych (ICP OES, analizy izotopowe). Datowania ¹⁴C dwóch próbek z górnej części profilu techniką AMS z preparatów pyłkowych wykonano w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Krakowie. W planach jest wykonanie dodatkowo analizy pirolitycznej Rock Eval w celu uchwycenia zmian zachodzących w obrębie zbiornika podczas depozycji osadów zbiornikowych. Wiek dolnej części profilu określono na podstawie wyników analizy palinologicznej na interglacjału eemski. W osadach z tego interglacjału potwierdzono występowanie wszystkich wydzielonych dla

obszaru Polski regionalnych zon palinologicznych (RPAZ) (Mamakowa, 1988). Otrzymane daty ^{14}C , $10\,626 \pm 84$ cal BP i $13\,040 \pm 96$ cal BP, pozwoliły na dokładne określenie ponownej sedymentacji osadów organicznych w zbiorniku, która przypada na przetom późnego glacjału zlodowacenia wisty i holocenu.

Dla osadów zbiornikowych wykonano oznaczenia składu izotopów trwałych węgla i azotu ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{15}\text{N}$) oraz zawartości wybranych pierwiastków chemicznych (m.in. Al, K, Na, Ca, Fe). Badania wykazały brak sedymentacji węglanowej, wzrost zawartości węgla organicznego do ok. 50% oraz duży udział pierwiastków litofilnych w dolnej części profilu.

Uzyskane wyniki badań pozwoliły na prześledzenie zmian klimatycznych i środowiskowych w okresie od późnego glacjału zlodowacenia odry po holocen. Przeprowadzono również korelację z wcześniej opisanymi stanowiskami z osadami interglacjału eemskiego i/lub późnego glacjału, tj. Stara Maryśka (Bińka, 2005) oraz Stara Maryśka II (Rychel i in., 2022).

Badania zostały wykonane w ramach zadania, pt. „Rekonstrukcja zmian klimatu w wybranych stanowiskach północnego Mazowsza w okresie od interglacjału eemskiego do vistulianu (MIS5–MIS2)” finansowanego z subwencji MEiN

Literatura

- Bińka, K., 2005. *Analiza palinologiczna próbek organogenicznych z arkusza Radzanów (367) SMGP 1:50 000*. NAG PIG–PIB, Warszawa.
- Lichwa, M., 2007. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Radzanów (367)*. NAG PIG–PIB, Warszawa.
- Mamakowa, K., 1988. Pollen Stratigraphy of Eemian and Adjoining Glacial Deposits Based on Continuous Sequences in Poland. *Bulletin of Polish Academy of Sciences Earth Sciences* 36, 299–308.
- Rychel, J., Sieradz, D., Massalska, B., Standzikowski, K., Wasiluk, R., Woronko, B. & Nawrocki, J., 2022. Rekonstrukcja zmian paleośrodowiskowych w eemskich zagłębieniach bezodpływowych przed-pola lądolodu ostatniego zlodowacenia na przykładzie stanowiska Stara Maryśka II (Północne Mazowsze, Polska centralna). *Landform Analysis* 41, 53–68.

Typy morfometryczne form akumulacji powodzi lodowcowych oraz rekonstrukcja ich środowiska depozycyjnego w północno-wschodniej Polsce

Morphometric types of the glacial lake-outburst floods accumulation forms
and reconstruction of their depositional environment, NE Poland

Mateusz K. Suwiński, Piotr Weckwerth

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń;
mateusz.karol.suwinski@gmail.com, pweck@umk.pl

Badania geomorfologiczne realizowane w ostatnich latach w północno-wschodniej Polsce dostarczyły dowody na występowanie katastrofalnych powodzi lodowcowych (ang. *glacial*

lake-outburst floods – GLOFs) w czasie recesji czoła ostatniego lądolodu (Weckwerth i in., 2019). Obszar Równiny Augustowskiej cechuje się występowaniem licznych form zarówno erozyjnych, jak i akumulacyjnych, które są genetycznie związane z GLOFs. Do form akumulacyjnych należą megadiuny, powstałe w efekcie nagłego zmniejszenia energii przepływu wód powodziowych w strefie zwiększenia szerokości szlaku sandrowego. Megadiuny występują często w grupach, tworząc pola (skupiska) o różnym stopniu zagęszczenia tych form. Szczególnym ich skupiskiem jest położone na wschód od Jez. Serwy pole megadiun, które mają różną orientację grzbietów i nakładają się na siebie.

Celem przeprowadzonych badań megadiun było wyznaczenie ich typów morfometrycznych, ilościowa rekonstrukcja i ocena przestrzennej zmienności ich środowiska depozycyjnego oraz zdefiniowanie potencjalnych obszarów źródłowych dla powodzi. W efekcie dokonanych pomiarów parametrów morfometrycznych megadiun (na podstawie numerycznego modelu terenu o rozdzielczości 1 m) utworzono bazę danych określającą zróżnicowanie 340 form pod względem długości stoków doprądowego i zaprądowego, wysokości form oraz orientacji ich grzbietów.

Zebrane dane zostały poddane analizie statystycznej (analiza skupień oraz estymacja jądrowa gęstości), która pozwoliła na zdefiniowanie typów morfometrycznych megadiun. Utworzona baza danych została również wykorzystana w celu wyznaczenia parametrów przepływu GLOFs, tj. średniej głębokości przepływu, wielkości przepływu, kierunku przepływu oraz liczby Frouda. Zróżnicowanie wartości tych parametrów zostało przeanalizowane z zastosowaniem narzędzi GIS w celu określenia przestrzennej zmienności cech środowiska depozycyjnego megadiun i ustalenia pochodzenia wód powodzi lodowcowych.

Prezentowane wyniki badań są rezultatem realizacji grantu Narodowego Centrum Nauki (nr 2018/31/B/ST10/00976), pt. „Dowody geomorfologiczne i implikacje paleogeograficzne katastrofalnych powodzi i szarży lodowcowych południowego sektora lądolodu skandynawskiego w późnym wistulianie (MEASSIS)”

Literatura

Weckwerth, P., Wysota, W., Piotrowski, J.A., Adamczyk, A., Krawiec, A. & Dąbrowski, M., 2019. Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: landform evidence and palaeohydrologic significance. *Earth-Sciences Review* 194, 216–233.

Cechy sedymentacyjne i wiek gliny lodowcowej w stanowisku Gronowo Polskie (krawędź Doliny Dolnej Wisły)

Sedimentary features and age of a till at Gronowo Polskie site
(edge of the Lower Vistula Valley)

Karol Tylmann¹, Łukasz Elwirski¹, Aleksandra Jobska¹, Piotr Moska²,
Damian Moskalewicz¹, Olga Reutt¹, Piotr P. Woźniak¹

¹Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk; k.tylmann@ug.edu.pl, lukasz.elwirski@phdstud.ug.edu.pl,

aleksandra.jobska@phdstud.ug.edu.pl, damian.moskalewicz@ug.edu.pl, olga.reutt@phdstud.ug.edu.pl,
piotr.wozniak@ug.edu.pl

²Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, Instytut Fizyki Centrum Naukowo-
Dydaktyczne, Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; Piotr.Moska@polsl.pl

Na posterze zaprezentowano wyniki badań sedymentologicznych oraz datowania metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) osadów plejstocénskich odśłaniających się w stanowisku Gronowo Polskie. Stanowisko to położone jest w krawędzi Doliny Dolnej Wisły, ok. 3 km na północny wschód od Gniewu. Jest to rozległe, nieczynne wyrobisko, w którym odśłaniają się ponad 20-metrowej miąższości piaski tzw. formacji gniewskiej, które pokryte są warstwą gliny lodowcowej oraz łłami zastoiskowymi. Przedmiotem badań była górna część piasków formacji gniewskiej oraz pokrywająca ją glina i łły.

Profil osadów, który podlegał analizie, ma 8 m miąższości. Wyróżniono w nim trzy podstawowe jednostki sedymentacyjne: U1, U2 i U3. Jednostka U1 o miąższości poniżej 1 m, to stropowa część formacji gniewskiej. Jest ona wykształcona w postaci piasków o warstwowaniu przekątnym rynnowym i miąższości 75 cm oraz pokrywającej ją warstwy piasków o przekątnej laminacji riplemarkowej miąższości 15 cm. Powyżej występuje jednostka U2, którą stanowi warstwa diamiktonu glacialnego (gliny lodowcowej) o miąższości 5,3 m. Profil kończy warstwa łłów zastoiskowych (jednostka U3) o miąższości 1,8 m, pokrywająca jednostkę U2.

Stropowa część formacji gniewskiej została opróbowana do datowania metodą OSL. Pobrano trzy próbki z piasków o warstwowaniu przekątnym rynnowym. Pokrywająca ją jednostka diamiktonowa została przeanalizowana pod względem zróżnicowania facjalnego, rodzajów kontaktu z niżej zalegającymi piaskami, czy też obecności w jej obrębie struktur świadczących o procesach formowania gliny. Ponadto wykonano pomiary orientacji dłuższej osi klastów oraz pobrano próbki do analiz: (1) petrograficznych i mineralogicznych, (2) zawartości węglanów, (3) składu granulometrycznego oraz (4) koncentracji izotopu kosmogenicznego ¹⁰Be.

Poster zawiera wstępne wyniki badań. Obejmują one głównie: wykształcenie facjalne i strukturalne gliny, orientację dłuższej osi klastów, skład petrograficzny i zawartość węglanów w glinie oraz wyniki datowania OSL piasków odśłaniających się poniżej wspomnianej gliny lodowcowej.

Czy obiekty zawierające osady kenozoiczne mogą być atrakcyjne dla geoturystyki? Przykłady geostanowisk Świętokrzyskiego Światowego Geoparku UNESCO

Can objects containing Cenozoic sediments be attractive for geotourism? Some examples of geosites of the Holy Cross Mountains UNESCO Global Geopark

Witold Wesołowski

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski im. Jana Czarnockiego w Kielcach, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; wwes@pgi.gov.pl

Geopark Świętokrzyski jest zlokalizowany w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Dzięki swym niezaprzeczalnym walorom geologicznym został włączony do Sieci Światowych Geoparków UNESCO w 2021 r. Wniosek aplikacyjny do wyżej wymienionej sieci zawiera dokumentację 78 geostanowisk wyróżnionych na obszarze geoparku, z których 15 uznano za geostanowiska kenozoiczne. Zazwyczaj potencjalny geoturysta jest głównie zainteresowany spektakularnymi formami rzeźby lub miejscami występowania skamieniałości i minerałów. Czy zatem stanowiska związane z erą kenozoiczną mogą być atrakcyjne dla geoturystyki?

Formy krasowe, a w szczególności jaskinie, są bezsprzecznie takimi obiektami. Na terenie geoparku istnieją dwie podziemne trasy turystyczne, które można zwiedzać z przewodnikiem: Jaskinia Raj koło Chęcin oraz jaskinie na Kadzielni w Kielcach. W czasie oprowadzania przewodnik omawia genezę jaskiń i przedstawia występujące w nich rodzaje form naciekowych. Zwiedzający otrzymuje także informacje o badaniach namulisk i znaczeniu tych obiektów jako plejstoceńskich stanowisk paleontologicznych.

Warte uwagi zwiedzających mogą być zagłębienia krasowe, szczególnie liczne w NW części Geoparku, stanowiące świadectwo aktywnego krasu. Niestety, wymagają one najczęściej odpowiedniego udostępnienia, gdyż brakuje tam tablic edukacyjnych i zazwyczaj leżą one poza głównymi szlakami turystycznymi.

Jedną z najstojniejszych, geoturystycznych atrakcji Geoparku Świętokrzyskiego jest Góra Miedzianka. Przyciąga ona turystów głównie swym kształtem z wyraźną, długą granią skalną i śladami dawnej eksploatacji rud miedzi. Przy szlaku spacerowym zlokalizowane jest odsłonięcie czwartorzędowych piasków wodnolodowcowych zlodowaceń południowopolskich, stanowiących osady tarasu kemowego. Wspomniane piaski mają do 15 m miąższości i zalegają na wysokości sięgającej 320 m n.p.m. Niestety przy tym stanowisku brak jest tablicy informacyjnej. W pobliżu Miedzianki znajduje się bardzo ważne paleontologiczne geostanowisko Kozi Grzbiet. Odsłaniają się w nim osady interglacjalne z kompleksu południowopolskiego ze szczątkami fauny. Obecnie uważa się, że jest to górna część interglacjału podlaskiego. Miejsce to jest jednak trudne do eksploracji ze względu na bujną roślinność oraz zaśmiecenie.

Znaczący potencjał geoedukacyjny mają geostanowiska przetomu rzek Bobrzy i Hutki. W obiektach tych należałoby postawić tablice edukacyjne z informacjami o geologii i geomorfologii dolin rzecznych wraz z opisem genezy odcinków przetomowych. Podobna tablica powinna stanąć przy geostanowisku Wąwóz Jaworzniański. Wąwóz ten wykształcony jest w lessach, a w jego dnie odsłaniają się piaskowce kambryjskie.

Podsumowując, na obszarze Geoparku Świętokrzyskiego znajduje się kilkanaście stanowisk z osadami kenozoicznymi. Jednakże, aby były one atrakcyjne dla geoturysty, należałoby je odpowiednio udostępnić. Obecnie w pełni przygotowane do zwiedzania są tylko podziemne trasy turystyczne.

Wybrane zagadnienia geoturystyczne południowej części Pałuk

Selected geotouristic issues of the southern part of Pałuki

Jurand Wojewoda

Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Politechnika Wrocławska, ul. Na Grobli 15,
50-421 Wrocław; jurand.wojewoda@pwr.edu.pl

W latach 2017–2023 autor zbierał i wykonywał materiały dla opracowania geoturystycznego obszaru Pałuk między miejscowościami Gniezno, Trzemeszno oraz Mogilno*. Przygotowana została m.in. robocza mapa geoturystyczna oraz przewodnik geoturystyczny wykonany w oparciu o materiały publikowane oraz wyniki badań własnych.

Prezentacja stanowi wstępne omówienie prowadzonych dotychczas prac oraz niektórych przygotowanych do dalszego opracowania materiałów, w tym najciekawszych (zdaniem autora) stanowisk geoturystycznych. Krótko omówiony zostanie związek budowy powierzchniowej z budową wgłębną tego obszaru i hydrogeologią. Ponadto przybliżona będzie historia badań i rozpoznania geologicznego tych ziem oraz przypomniane zostaną niektóre postacie wywodzące się z tego regionu, które wniosły ważny wkład w badania nie tylko Pałuk.

**Nota bene* są to tereny, skąd wywodzą się przodkowie autora

Stanowisko Złotoryja–Rokitki po 30 latach – nowe dane do jednej z ostatnich polemik naukowych w polskiej literaturze geologicznej

The Złotoryja–Rokitki site after 30 years – new data for one of the latest scientific polemics in the Polish geological literature

Jurand Wojewoda¹, Damian Kasza¹, Dominik Sokalski²

¹Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Politechnika Wrocławska, ul. Na Grobli 15,
50-421 Wrocław; jurand.wojewoda@pwr.edu.pl, damian.kasza@pwr.edu.pl

²KGHM Polska Miedź S.A., ul. Marii Skłodowskiej-Curie 48, 59-301 Lubin;
Dominik.Sokalski@kgbm.com

W 1990 r. Mastalerz i Wojewoda* opublikowali artykuł poświęcony zjawiskom strukturalnym, najprawdopodobniej związanym z aktywnością tektoniczną uskoku sudeckiego brzeżnego w plio-plejstocénskich osadach pre-Kaczawy na północ od Złotoryi w stanowisku Rokitki. Artykuł wywołał dyskusję na łamach Przeglądu Geologicznego (Krzyszkowski & Migoń, 1991; Mastalerz & Wojewoda, 1991). Po dwóch latach ukazała się publikacja w znanej monografii poświęconej utworom i procesom aluwialnym (Mastalerz & Wojewoda, 1993).

Ww. artykuły można traktować, jako „preludium” do późniejszych opracowań i wnioskowań na temat paleogeograficzno-geodynamicznej ewolucji Sudetów i Przedgórz Sudeckiego

w kenozoiku (August i in., 1995; Wojewoda i in., 1995). Opisane wtedy m.in. rowy, półrowy, strefy ścinania oraz sejsmity wskazywały na przesuwczo-ekstensyjny charakter uskoku sudeckiego w badanym segmencie. Jednocześnie jego aktywność sejsmiczna była znacząca.

Stosunkowo niedawno sytuacja uległa zmianie po tym, gdy w miejscu dawnego stanowiska Rokitki wznowiono eksploatację kruszywa i powstało nowe, dużych rozmiarów wyrobisko. Ujawniły się w nim ponownie skutki ww. zjawisk strukturalnych. Wykonano dokumentację fotometryczną oraz powierzchniowy skanning laserowy wyrobiska. Tym razem obecne tam zjawiska strukturalne zostały udokumentowane cyfrowo. Prace całkowicie potwierdziły wcześniejsze tezy dotyczące geodynamiki badanej części bloku sudeckiego w kenozoiku.

Literatura

- August, C., Awdankiewicz, M. & Wojewoda, J., 1995. Trzeciorzędowe bazaltoidy, wulkanoklastyki i serie osadowe wschodniej części bloku przedsudeckiego. [W]: S. Cwojdzinski (red.), *Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego*. Rocznik PTGeol., 241–254.
- Krzyszowski, D. & Migoń P., 1991. Stożek aluwialny pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plioplejstocen, Sudety: dyskusja. *Przegląd Geologiczny* 39, 404–407.
- Mastalerz, K. & Wojewoda J., 1990. Stożek aluwialny pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plioplejstocen, Sudety. *Przegląd Geologiczny* 38, 363–369.
- Mastalerz, K. & Wojewoda, J., 1991. Stożek aluwialny pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety: odpowiedź na dyskusję. *Przegląd Geologiczny* 39, 407–412.
- Mastalerz, K. & Wojewoda, J., 1993. Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene Pre-Kaczawa fan, SW Poland. In: M. Marzo & Puigdefabregas C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*. IAS Sp. Publications 17, 293–304, Blackwell.
- Wojewoda, J., Migoń, P. & Krzyszowski, D., 1995. Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. [W]: S. Cwojdzinski (red.), *Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego*. Rocznik PTGeol., 315–331.

*W latach 1991–1994 obydwa autorzy reprezentowali UAM w Poznaniu



Jubilat, prof. Tomasz Zieliński, w terenie...