
IV Polski Kongres Geologiczny

Przewodnik do wycieczek terenowych

Organizator



Polskie Towarzystwo Geologiczne

Współorganizatorzy



Instytut Geologii
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu



Państwowy Instytut Geologiczny -
Państwowy Instytut Badawczy

Poznań, 10–14 czerwca 2024 r.

KOMITET HONOROWY

Prof. dr hab. Jerzy Fedorowski
Prof. dr hab. Adam Gasiński
Prof. dr hab. inż. Bohdan Kozerski
Prof. dr hab. Jerzy Lefeld
Prof. dr hab. inż. Jacek Motyka
Prof. dr hab. inż. Andrzej Paulo
Prof. dr hab. Andrzej Ślęczka

KOMITET NAUKOWY

Przewodniczący

Prof. dr hab. Andrzej Muszyński (UAM)

Członkowie

Prof. dr hab. Mirosław Błaszkiwicz (IGiPZ PAN)
Prof. dr hab. Krzysztof Borówka (USz)
Prof. dr hab. Michał Gradziński (UJ)
Prof. dr hab. Janusz Janeczek (UŚ)
Prof. dr hab. Ewa Krogulec (UW)
Prof. dr hab. inż. Maciej K. Kumor (UTP)
Prof. dr hab. Marek Lewandowski (IG PAN)
Prof. dr hab. Maria Łanczont (UMCS)
Prof. dr hab. Leszek Marks (UW)
Prof. dr hab. Leszek Marynowski (UŚ)
Prof. dr hab. inż. Jacek Matyszkiewicz (AGH)
Prof. dr hab. Stanisław Mazur (ING PAN)
Prof. dr hab. Tadeusz Peryt (PIG-PIB), Prezes PTGeol
Dr hab. Anna Pietranik, prof. UW
Prof. dr hab. Janusz Skoczylas (UAM)
Prof. dr hab. Stanisław Skompski (UW)
Prof. dr hab. Ewa Słaby (IG PAN)
Prof. dr hab. Jarosław Stolarski (IP PAN)
Prof. dr hab. Wojciech Tylmann (UG)
Dr hab. Piotr Weckwerth, prof. UMK
Prof. dr hab. Antoni Wójcik (PIG-PIB)
Prof. dr hab. Andrzej Żelaźniewicz (IG PAN)

KOMITET ORGANIZACYJNY

Przewodnicząca

Dr hab. Joanna Rotnicka-Dłużewska, prof. UAM

Wiceprzewodniczący

Dr Robert Jagodziński (UAM)

Sekretarze

Prof. dr hab. Karina Apolinarska (UAM)
Dr hab. Katarzyna Skolasińska, prof. UAM

Członkowie

Mgr Anna Bagińska (PIG-PIB)
Prof. dr hab. Błażej Berkowski (UAM)
Mgr Anna Dąbrowska (PIG-PIB)
Mgr Ewa Dąbrowska-Jędrusik (PIG-PB)
Dr Dariusz Kasztelan (UAM)
Dr Magdalena Matusiak (UAM)
Dr hab. Danuta Michalska, prof. UAM
Dr Małgorzata Mrozek-Wysocka (UAM)
Dr hab. Kamila Pawłowska, prof. UAM
Dr Bartosz Pieterek (PIG-PIB)
Dr Wojciech Stawikowski (UAM)
Mgr Zofia Struś (PTGeol)
Dr hab. Małgorzata Szczepaniak, prof. UAM
Prof. dr hab. Witold Szczuciński (UAM)
Dr hab. inż. Jędrzej Wierzbicki, prof. UAM

Redakcja: Joanna Rotnicka-Dłużewska

Wydawca: Polskie Towarzystwo Geologiczne[®], ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

Projekt okładki: Andrzej Wasilewski, Danuta Michalska

Skład i łamanie: Aleksandra Dręgowska

Druk i oprawa: „DUX” Sp. z o.o. ul. Lwowska 12, 00-658 Warszawa

Nakład: 200 egz.

ISBN 978-83-942304-9-4

Druk materiałów kongresowych został dofinansowany ze środków budżetu państwa, przyznanych przez Ministra Edukacji i Nauki w ramach Programu „Doskonała nauka II” nr projektu KONF/SN/0438/2023/01



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Projekt dofinansowany ze środków budżetu państwa,
przyznanych przez Ministra Edukacji i Nauki
w ramach Programu Doskonała Nauka II



Doskonała
Nauka

PATRONATY HONOROWE



Patronat honorowy
JEJ MAGNIFICENCJI REKTOR UAM
prof. dr hab. Bogumiły Kaniewskiej



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



POZnań*

Patronat Honorowy
Prezydenta Miasta Poznania

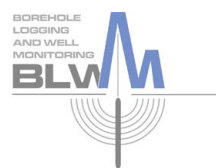
PARTNER STRATEGICZNY



PARTNERZY MERYTORYCZNI



SPONSORZY



FIRMA GEOLOGICZNA
FELKEL & GUŚ





WYDOBYCIE GAZU ZIEMNEGO TO FUNDAMENT BEZPIECZEŃSTWA ENERGETYCZNEGO POLSKI

Eksploatacja własnych zasobów gazu w kraju i za granicą oraz rozbudowa podziemnych magazynów gazu **to gwarancja nieprzerwanych dostaw błękitnego paliwa do milionów polskich odbiorców.** Celem Grupy ORLEN do 2030 roku jest niemal dwukrotne zwiększenie poziomu wydobycia gazu z posiadanych i nowych złóż.

Wyższe wydobycie to **więcej korzyści finansowych dla polskich gmin i mieszkańców, rozwój polskiej gospodarki** oraz **wzmocnienie pozycji koncernu multienergetycznego na globalnym rynku.**

Spis treści

WYCIECZKI PRZEDKONGRESOWE

- A1. Rezerwat przyrody „Meteoryt Morasko” 11
Andrzej Muszyński, Monika Szokaluk, Witold Szczuciński
- A2. Geologiczne atrakcje turystyki miejskiej w Poznaniu 19
Małgorzata Szczepaniak, Jacek Michniewicz, Janusz Skoczylas, Paweł Wolniewicz
- A3. Największa kopalnia gazu ziemnego w Polsce: KGZ Kościan-Brońsko 41
Marcin Dudziński
- A4. Permomezozoik pogranicza Wielkopolski i Kujaw – geologia i eksploatacja 49
Wojciech Stawikowski, Łukasz Grzybowski, Mateusz Czarnomski

WYCIECZKI POKONGRESOWE

- B1. Kłodawskie złoża soli i Narodowe Archiwum Geologiczne w Leszczach
- Część B1.1 Kłodawskie złoża soli 67
Stanisław Burliga, Joanna Jaworska, Grzegorz Bartłomiejczak, Wacław Staszczak
- Część B1.2 Narodowe Archiwum Geologiczne i stacja hydrogeologiczna Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Leszczach 80
Marcin Konopiński, Krzysztof Dąbroś, Jacek Otwinowski, Grzegorz Ryżyński, Przemysław Wojtaszek, Kajetan Wczelik, Jarosław Zawłocki
- B2. LGOM – budowa złoża, problematyka eksploatacji 93
Wojciech Kaczmarek, Robert Jagodziński, Dariusz Litwin
- B3. Przyrodnicze i gospodarcze wyzwania związane z eksploatacją i rekultywacją konińskich odkrywek węgla brunatnego 105
Bogumił Nowak, Paweł Szadek, Marek Widera, Ewa Kruczyńska
- B4. Glacjalne i tektoniczne formy rzeźby terenu w strefie marginalnej lobu Sławy Śląskiej zlodowacenia wistły 137
Izabela Szuman-Kalita, Wojciech Włodarski, Leszek Kasprzak, Jakub Kalita, Piotr Krzywiec

A1. Rezerwat przyrody „Meteoryt Morasko”

Andrzej Muszyński^{1*}, Monika Szokaluk¹, Witold Szczuciński¹

¹ Pracownia Geozagrożeń, Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

*mail: anmu@amu.edu.pl

1. Wprowadzenie

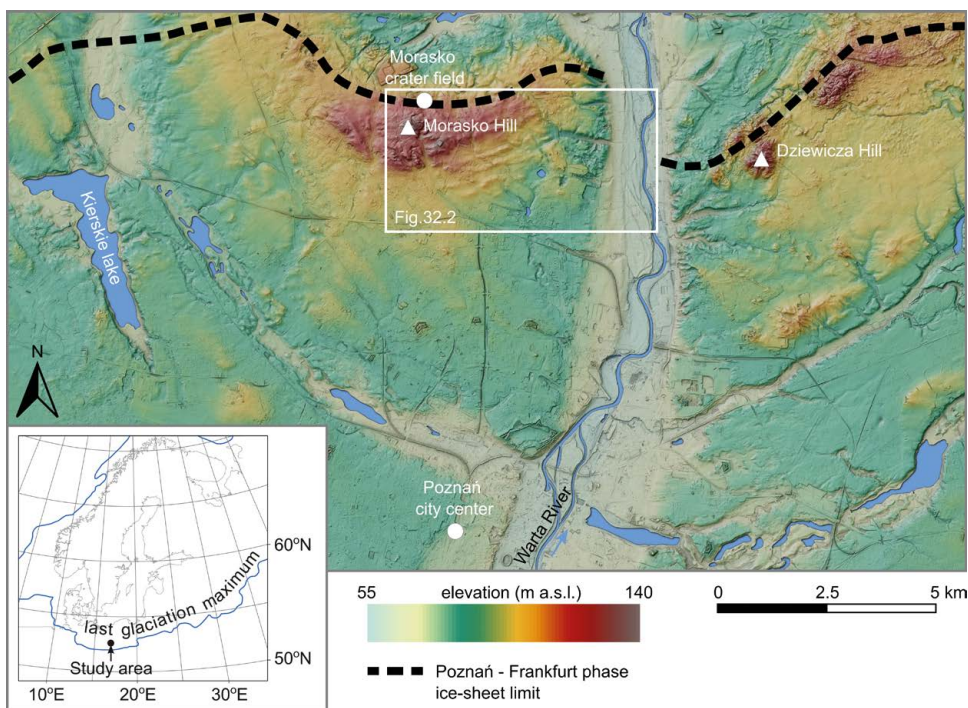
Meteoryty są bardzo cennym źródłem informacji o budowie planet w Układzie Słonecznym i ich ewolucji. Dotyczy to również meteorytu Morasko, którego badania wnoszą wiedzę nie tylko na temat jego właściwości i historii upadku, ale również odnośnie budowy wewnętrznej ciał planetarnych. Ponadto, procesy związane z impaktami meteorytów, komet i planetoid w powierzchni planet i księżyców (*impact cratering*) są uznawane za jedno z najpowszechniejszych procesów geologicznych w naszym Układzie Słonecznym (Melosh, 1989). O tym, że i Ziemia podlega nieustannemu, kosmicznemu bombardowaniu przypominają nam zarówno zdarzenia historyczne jak i ślady geologiczne. Te ostatnie to między innymi kratery uderzeniowe i zachowane w skałach struktury impaktowe. Baza danych *Impact Crater Database* (2020) zawiera listę około 200 potwierdzonych struktur impaktowych. Nie jest to jednak wiele w porównaniu z liczbą kraterów na dużo przecież mniejszym Księżycu, gdzie samych kraterów o średnicy > 20 km jest ponad 5000. Ta różnica wynika głównie z procesów zachodzących na Ziemi, tektoniki, erozji i sedymentacji, które skutecznie niszczą, bądź maskują struktury uderzeniowe.

Liczne znaleziska meteorytów żelaznych i zespół kraterów uderzeniowych w pobliżu wsi Morasko, która obecnie znajduje się w granicach administracyjnych miasta Poznania, są uważane za miejsce największego udokumentowanego deszczu meteorytów żelaznych w Europie Środkowej (Muszyński i in., 2012). Meteoryt Morasko ma historię badań sięgającą 1914 r., kiedy to dr Cobliner natknął się na pierwsze okazy meteorytu podczas kopania okopów wojskowych. Ich masy wynosiły 77,5 kg, 4,2 kg i dwie sztuki po 3,5 kg każdy. Do tej pory udokumentowano ponad 2000 kg materii pozaziemskiej z poszczególnymi kawałkami o wadze od kilku gramów do ponad 270 kg. Oprócz meteorytów występują tu również zagłębienia o średnicy do 100 m, interpretowane jako kratery uderzeniowe. Obecność zarówno pozaziemskiego materiału metalicznego, jak i morfologicznych skutków jego upadku sprawiają, że Morasko jest jednym z zaledwie kilkunastu takich miejsc na Ziemi. Pokłosiem tego jest również wiele prac badawczych podejmujących szerokie spektrum badań mineralogicznych, geologicznych, geomorfologicznych i modelowych dotyczących impaktu meteorytu Morasko (np. Stankowski, 2008; Muszyński i in., 2012; Karwowski in. 2015, 2016; Bronikowska i in., 2017; Włodarski i in., 2017; Pleškot i in. 2018; Szokaluk i in., 2019; Szczuciński i Muszyński, 2020; Losiak i in., 2022; Szczuciński i Włodarski, 2024).

2. Góra Moraska i kratery

Góra Moraska (154 m n.p.m.) stanowi część pasa moren polodowcowych (Ryc. 1), których obecna forma powstała ok. 18,5 tys. lat temu w fazie poznańskiej (faza frankfurcka) ostatniego

złodowacenia (Karczewski, 1976; Kozarski, 1995). Moreny te zbudowane są głównie z późnoplejstocenijskich osadów glacialnych i fluwioglacialnych – glin, piasku i żwiru – oraz zdeformowanych glaciciektonicznie ilów neogeńskich tzw. formacji poznańskiej, które miejscami są widoczne na powierzchni (Ryc. 2). W sąsiedztwie znajduje się również wiele obniż z wytopienia bloków martwego lodu (Stankowski, 2001), w niektórych z nich znajdują się obecnie jeziora o różnych kształtach i rozmiarach, wypełnione osadami jeziornymi osiagającymi miąższości od kilku do kilkunastu metrów (Pleskot i in., 2018).

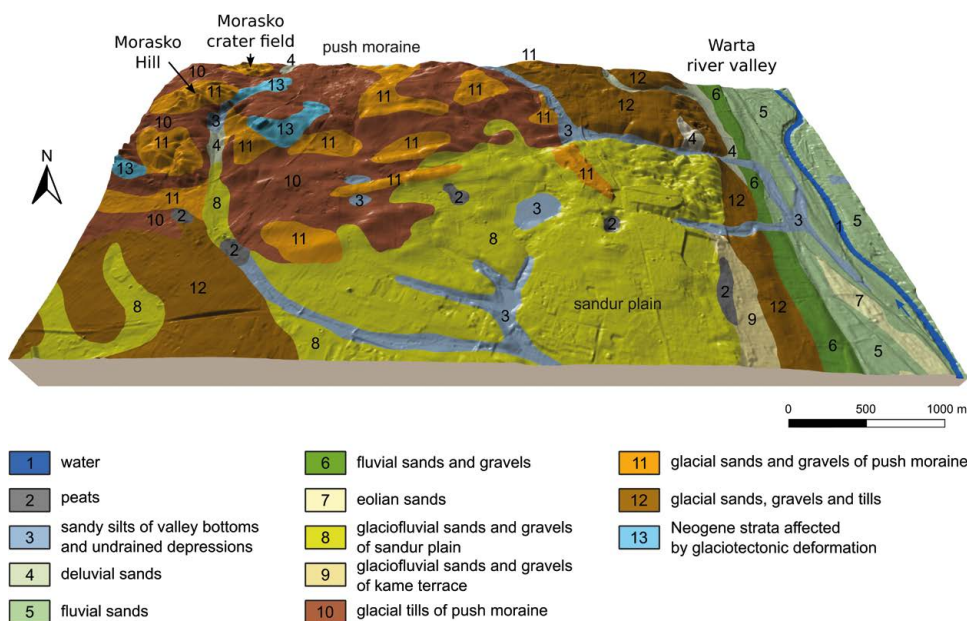


Ryc. 1. Geomorfologia strefy moren wyznaczających fazę poznańską (faza frankfurcka) ostatniego zlodowacenia

(źródło: Szczuciński i Włodarski, 2024; Copyright: Springer Nature – license number 5784100288463)

Na północnych stokach Góry Moraskiej znajdują się koliste śródlądowe zagłębienia (Ryc. 3), które jako pierwszy połączył z ich impaktową genezą Pokrzywnicki (1964). Jednak hipoteza ta przez kilkadziesiąt lat była poddawana pogłębionej dyskusji. Wynikało to między innymi ze złożonej budowy geologicznej pozostawionej przez lądolód (zdeformowana glaciciektonicznie strefa marginalna) oraz z ówczesnym brakiem jednoznacznych kryteriów pozwalających na identyfikację małych struktur impaktowych. Obecna interpretacja kraterów na Morasku oparta jest na wielu przesłankach oraz wskaźnikach, takich jak własności optyczne węgielków w obrębie osadów wyrzuconych z krateru (*ejecta deposits*), które właśnie na podstawie badań na Morasku zostały zaproponowane jako uniwersalne dla większości małych struktur impaktowych (Losiak i in., 2020).

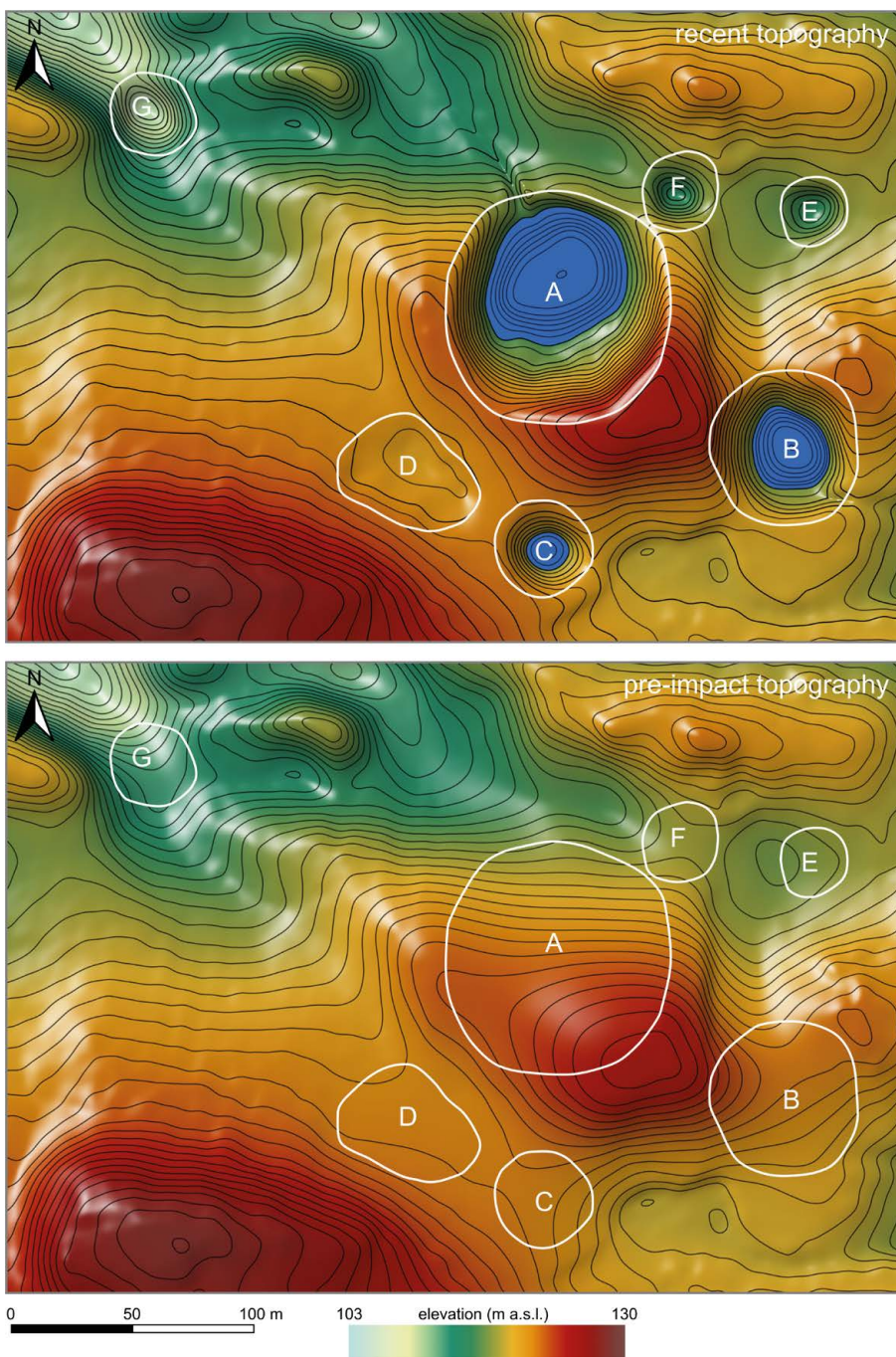
Pierwotnie krater był interpretowany jako struktura impaktowa głównie ze względu na ich kształt (Ryc. 3), powszechnie współwystępujące meteoryty oraz wiek. Datowania palinologiczne, radiowęglowe, czy termoluminescencyjne wskazywały bowiem, że początek akumulacji



Ryc. 2. Blokdiagram (przewyższenie 5x) przedstawiający obszar zaznaczony na Rycinie 1 z rozkładem typów osadów w otoczeniu Góry Moraskiej (źródło: Szczuciński i Włodarski, 2024; Copyright: Springer Nature – license number 5784100288463)

w zagłębieniach to środkowy holocen (ok. 5000–5500 lat temu), zatem znacznie później niż by się tego należało spodziewać w przypadku ich polodowcowej genezy (Stankowski, 2008). Z czasem jednak argumentów na impaktową genezę przybywało, np. usytuowanie kraterów w stosunku do elipsy rozrzutu meteorytów. Kolejnym wskaźnikiem jest rzeźba kraterów (Włodarski i in., 2017; Szczuciński i Włodarski, 2024), która została zbadana detalicznie, z uwzględnieniem prawdopodobnych zmian, jakim podlegała po impakcie oraz uwarunkowań wynikających z rzeźby przedimpaktowej (Ryc. 3). Kratery mają obecnie średnicę od 29,6 do 96,5 m i są niemalże idealnie kuliste – stosunek najdłuższej do najkrótszej średnicy waha się między 1,03 a 1,1.

Powstanie krateru wiąże się również z wyrzuceniem materiału na zewnątrz. Takie osady, zdeponowane dookoła krateru, są nazywane zwykle *ejecta deposits*. Ich identyfikacja możliwa była dzięki znalezieniu paleogleb, które przykryte są tymi osadami (Ryc. 4). Wiek paleogleb wynosi 5000–6400 kalibrowanych lat BP (Szczuciński i in., 2016), zatem jest tylko nieco starszy niż wiek najstarszych osadów wypełniających kratery. Zasięg, miąższość i typy osadów wyrzucanych z kraterów zostały szczegółowo zbadane przez Szokaluk i in. (2019) w oparciu o ponad 300 nowych wierceń oraz analizy wkopów. Osady te zwykle mają postać polimodalnych diamiktonów zawierających nieregularne klasty ilów neogeńskich. Takie osady określane są również terminem brekcja impaktowa (*impact breccia*). Ich miąższość sięga maksymalnie około 2 m i maleje z odległością od krateru. Miejscami są w niej zachowane niewielkie fragmenty (0,5–2,5 cm) węgielków drzewnych. Ponadto w pobliżu krawędzi krateru udokumentowano też sekwencję „przewróconych” osadów, które mają zachowaną odwróconą oryginalną sekwencję stratygraficzną, tj. na paleoglebie leżą kolejno osady fluwioglacjalne, lodowcowe i na samej górze, najstarsze ilły neogeńskie. Wspomniane węgielki okazały się posiadać właściwości optyczne (zależne od temperatury i czasu wypalania) odbiegające od tych typowych dla pożarów



Ryc. 3. Numeryczny model terenu przedstawiający współczesną morfologię otoczenia kraterów na Morasku (górną ryciną) oraz zrekonstruowaną rzeźbę przedimpaktową (dolną ryciną). Poziomice co 5 m. Białe linie oznaczają współczesne krawędzie kraterów. Dane za Włodarski i in. (2017) (źródło: Szczuciński i Włodarski, 2024; Copyright: Springer Nature – license number 5784100288463)



Ryc. 4. Przykład brekcji impaktowej – osadów wyrzuconych z krateru (*ejecta deposits*) zdeponowanych na wcześniejszych osadach fluwioglacjalnych z cienkim poziomem paleogleby

lasów i są podobne jak w przypadku tych znajdujących w osadach wyrzuconych również z innych kraterów (w Estonii i Kanadzie). Zapewne powstały one w wyniku powolnego uwęglenia materii roślinnej zniszczonej podczas impaktu w gorących osadach (Losiak i in., 2022).

3. Meteoryt

Meteoryt Morasko (Ryc. 5) to meteoryt żelazny o spójnym składzie chemicznym i mineralnym, co sugeruje, że znajduwane okazy pochodzą z rozpadu pojedynczego meteoroidu. Meteoryt Morasko pod względem struktury należy do grupy oktaedrytów gruboziarnistych i zawiera średnio 6% Ni i 94% Fe (Muszyński i in., 2012). Pod względem klasyfikacji chemicznej należy do głównej grupy meteorytów żelaznych IAB-MG, ale wykazuje drobne anomalne cechy chemiczne (m.in. bardzo niską zawartość irydu) (Pilski i in., 2013). Meteoryt Morasko składa się głównie z dwóch minerałów kamacytu i taenitu (stopy Fe i Ni) oraz sporadycznie występujących cohenitu i schreibersytu (węglík i fosforek Fe i Ni). Te dwa zasadnicze minerały przerastają się ze sobą i tworzą mozaikę kryształów. Po wytrawieniu pojawiają się charakterystyczne obrazy zwane strukturami Widmanstättena (Ryc. 5B, C). Wielkość poszczególnych kryształów kamacytu waha się w granicach 1–3 mm.

Interesującą cechą są zawarte w meteorycie inkluzje, zwane nodulami, mające zwykle 1–2,5 cm średnicy. Składają się one głównie z grafitu i troilitu (siarczku Fe), z niewielką ilością krzemianów, tlenków i fosforanów, które dodatkowo zawierają kilkanaście innych rzadkich minerałów. Z minerałów niespotykanych na Ziemi można na przykład wymienić, poza troilitem, schreibersyt, alitait, czy kosmochlor. W grupie rzadkich tutaj krzemianów najczęstsze są pirokseny i skalenie, a wyjątkowo natrafić można na pojedyncze ziarna



Ryc. 5. Meteoryt Morasko: A – okaz meteorytu z widocznymi regmagliptami i pierwotną skorupą obtopieniową; B i C – przecięte powierzchnie meteorytów z wytrawionymi powierzchniami, widoczne są figury Widmanstättena i pojedyncze owalne nodule troilitowo-grafitowe; D – drugi co do wielkości okaz meteorytu Morasko (Memross – 261,2 kg) eksponowany w Muzeum Ziemi Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza przy ul. Bogumiła Krygowskiego 10 w Poznaniu (<http://muzeumziemi.amu.edu.pl/>) (Szczeniński i Muszyński, 2020)

oliwini i kwarcu. W nodulach spotyka się także fosforany, najczęściej apatyt w odmianach chlorapatytu i fluorapatytu.

W nodulach odkryto również inne pozaziemskie fosforany, jak buchwaldyt, brianit, merrillit, a ostatnio dwa zupełnie nowe minerały odkryte przez Karwowskiego i in. (2015, 2016): moraskoit i czochralskiit. Ich nazwy nawiązują do dawnej wsi Morasko, od której przyjęła się nazwa meteorytu i rezerwatu przyrody oraz do nazwiska wybitnego polskiego chemika, metaloznawcy i wynalazcy – Jana Czochralskiego. Obydwa nowe fosforany zostały oficjalnie zatwierdzone jako nowe minerały przez Komisję Nazewnictwa i Klasyfikacji Nowych Minerałów Międzynarodowej Asocjacji Mineralogicznej (CNMNC IMA). **Moraskoit** – $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{PO}_4)_2\text{F}$, tworzy w nodulach troilitowo-grafitowych agregaty o wielkości do 1,5 mm, a poszczególne ziarenka osiągają wielkość do 300 μm . Jest bezbarwny i przezroczysty. Struktura krystaliczna jest podobna do jego syntetycznego analogu. Szczegółowe dane tego nowego minerału zostały opublikowane przez Karwowskiego i in. (2015). **Czochralskiit** – $\text{Na}_4\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)_4$, występuje tylko w małych nodulach o średnicy 1–3 mm. Wielkość jego ziaren dochodzi do 150 μm . Jest bezbarwny, przezroczysty z połyskiem szklistym i białą rysą. Struktura krystaliczna jest typu

syntetycznego fosforanu – glaserytu. Szczegółowe dane tego nowego minerału opisali Karwowski i in. (2016). Holotypy nowych fosforanów (okazy minerałów opisanych po raz pierwszy na świecie) zostały przekazane Muzeum Mineralogicznemu Uniwersytetu Wrocławskiego, które jest jednym z zaledwie dwóch muzeów w Polsce upoważnionych do przechowywania holotypów. Dwa nowe minerały opisane z Moraska rozszerzają listę kilkunastu fosforanów znanych wcześniej z meteorytów i innych obiektów pozaziemskich. Fosforany są głównym nośnikiem fosforu w materii kosmicznej, a ogromne zainteresowanie nimi wynika m.in. z ważnej roli, jaką miał pełnić fosfor przy powstaniu życia w naszym Układzie Słonecznym.

4. Impakt i jego skutki

Szczegółowe rozpoznanie budowy meteorytu i kraterów stanowiło również podstawę do modelowania numerycznego samego impaktu. Proces powstawania kraterów uderzeniowych (impaktowych) różni się od naszych codziennych doświadczeń. W przypadku impaktów mamy bowiem do czynienia z prędkościami znacznie przekraczającymi > 1 km/s. Nowoczesne metody modelowania zostały zastosowane przez Bronikowską i in. (2017) dla analizy upadku meteorytu Morasko, co pozwoliło oszacować, że meteoroid miał zapewne pierwotnie masę rzędu 600–1100 ton i wpadł w atmosferę z prędkością między 16 a 18 km/s. Podczas przelotu przez atmosferę doszło do przynajmniej jednej fragmentacji, dającej w efekcie deszcz meteorytów. Największy z odłamków, mający około 1,5 m średnicy, uderzył w ziemię z prędkością około 10 km/s, tworząc największy z kraterów. Modelowanie pozwoliło też oszacować, że oddziaływanie wysokiej temperatury było zapewne bardzo krótkie a wysokie ciśnienie (> 5 GPa), które mogło doprowadzić do powstania struktur szokowych w minerałach, oddziaływało tylko na bardzo niewielką objętość osadów rozrzuconych w promieniu kilkuset metrów.

Wyniki modelowania sugerują również umiarkowane skutki środowiskowe impaktu. W odległości zaledwie kilku kilometrów od kraterów znajduje się jednak kilka jezior polodowcowych, w których Pleskot i in. (2018) podjęli próbę odnalezienia potencjalnych śladów zaburzenia środowiska jako skutku impaktu. Uzyskane dotychczas wyniki wskazują, że skutki impaktu były niewielkie a zasięg katastrofy prawdopodobnie ograniczał się do najbliższego otoczenia kraterów (Szokaluk i in., 2019; Losiak i in. 2022). Na przykład, w jeziorze Strzeszyńskim, położonym około 5,5 km od kraterów, jedynym wskaźnikiem wykazującym wyraźną zmienność w okresie korespondującym z upadkiem meteorytu Morasko jest podwyższona podatność magnetyczna osadów jeziornych (Pleskot i in., 2018).

Meteoryt Morasko i miejsce jego upadku wraz z zachowanymi kraterami uderzeniowymi stanowią niezwykle intrygującą osobliwość geologiczną, nie tylko na skalę Wielkopolski, ale również w skali światowej. Rzucają światło na jeden z najpowszechniejszych procesów kształtujących powierzchnie planet skalistych – uderzenia meteorytów i planetoid. Aktualnie krater na Morasku i ich otoczenie należą do najdokładniej i najwszechstronniej przebadanych małych struktur impaktowych na Ziemi. Kolejne badania w rejonie Moraska są w toku, dotyczą między innymi uszczegółowienia wieku impaktu, wpływu na własności geotechniczne gruntów, poszukiwania nowych meteorytów i nowych minerałów.

Literatura

- Bronikowska, M., Artemieva, N.A., Wünnemann, K., 2017. Reconstruction of the Morasko meteoroid impact – Insight from numerical modeling. *Meteoritics & Planetary Science*, 52, 1704–1721.
- Impact Crater Database, 2020. <https://impact.uwo.ca/>
- Karczewski, A., 1976. Morphology and lithology of closed depression area located on the northern slope of Morasko Hill near Poznań. [w:] Hurnik, H. (red.), *Meteorite Morasko and the Region of Its Fall*. Seria Astronomia, 2, Adam Mickiewicz University Press, Poznań, 7–20.
- Karwowski, Ł., Kryza, R., Muszyński, A., Helios, K., Drożdżewski, P., Galuskin, E.V., 2016. Czochralskiite, $\text{Na}_4\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)_4$, a second new mineral from the Morasko IAB-MG iron meteorite (Poland). *European Journal of Mineralogy*, 28, 969–977.
- Karwowski, Ł., Kusz, J., Muszyński, A., Kryza, R., Sitarz, M., Galuskin, E.V., 2015. Moraskoite, $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{PO}_4)\text{F}$, a new mineral from the Morasko IAB-MG iron meteorite (Poland). *Mineralogical Magazine*, 79, 387–398.
- Kozarski, S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (ok. 20 ka – 10 ka BP). *Continuo*, Wrocław.
- Losiak, A., Belcher, C.M., Plado, J., Joeleht, A., Herd, C., Kofman, R., Szokaluk, M., Szczuciński, W., Muszyński, A., Wild, E., Baker, S., 2022. Small impact cratering processes produce distinctive charcoal assemblages. *Geology*, 50, 1276–1280.
- Melosh, H.J., 1989. *Impact cratering: A geologic process*. New York Oxford Univ. Press. Oxford Clarendon Press.
- Muszyński, A., Kryza, R., Karwowski, Ł., Piłski, A.S., Muszyńska, J., 2012. Morasko. Największy deszcz meteorytów żelaznych w Europie Środkowej. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Piłski, A.S., Wasson, J.T., Muszyński, A., Kryza, R., Karwowski, Ł., Nowak, M., 2013. Low-Ir IAB irons from Morasko and other locations in central Europe: One fall, possibly distinct from IAB-MG. *Meteoritics & Planetary Science*, 48, 2531–2541.
- Pleskot, K., Tjallingii, R., Makohonienko, M., Nowaczyk, N., Szczuciński, W., 2018. Holocene paleohydrological reconstruction of Lake Strzeszyńskie (western Poland) and its implications for the central European climatic transition zone. *Journal of Paleolimnology*, 59, 443–459.
- Pokrzywnicki, J., 1964. I. Meteoryty Polski. II. Katalog meteorytów w zbiorach polskich. *Studia Geologica Polonica*, 15, 9–140.
- Stankowski, W.T.J., 2001. The geology and morphology of the natural reserve “Meteoryt Morasko”. *Planetary and Space Science*, 49, 749–753.
- Stankowski, W., 2008. *Meteoryt Morasko. Osobliwość obszaru Poznania*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań.
- Szczuciński, W., Muszyński, A., 2020. Meteoryty, kraterzy uderzeniowe i inne ślady kosmicznej katastrofy w rejonie Moraska pod Poznaniem. *Przeгляд Geologiczny*, 68, 637–644.
- Szczuciński, W., Szokaluk, M., Bronikowska, M., Jagodziński, R., Muszyński, A., Wünnemann, K., 2016. Identification and dating of small impact crater ejecta deposits, case of Morasko craters, Poland. 32nd IAS International Meeting of Sedimentology, 2016, Marrakech, Morocco, 296.
- Szczuciński, W., Włodarski, W., 2024. Morasko – meteorite impact craters in the glacial landscape. [w:] Migoń, P., Jancewicz, K. (red.), *Landscapes and Landforms of Poland*. World Geomorphological Landscapes. Springer, 547–555.
- Szokaluk, M., Jagodziński, R., Muszyński, A., Szczuciński, W., 2019. Geology of the Morasko craters, Poznań, Poland – small impact craters in unconsolidated sediments. *Meteoritics & Planetary Science*, 54, 1478–1494.
- Włodarski, W., Papis, J., Szczuciński, W., 2017. Morphology of the Morasko crater field (western Poland): Influences of pre-impact topography, meteoroid impact processes, and post-impact alterations. *Geomorphology*, 295, 586–597.

A2. Geologiczne atrakcje turystyki miejskiej w Poznaniu

Małgorzata Szczepaniak^{1*}, Jacek Michniewicz², Janusz Skoczylas², Paweł Wolniewicz³

¹ Pracownia Badań Systemów Depozycyjnych, Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

² Zakład Geologii Dynamicznej i Petrografii Stosowanej, Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

³ Pracownia Paleobiologii Środowiskowej, Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

* malgorzata.szczepaniak@amu.edu.pl

1. Wprowadzenie

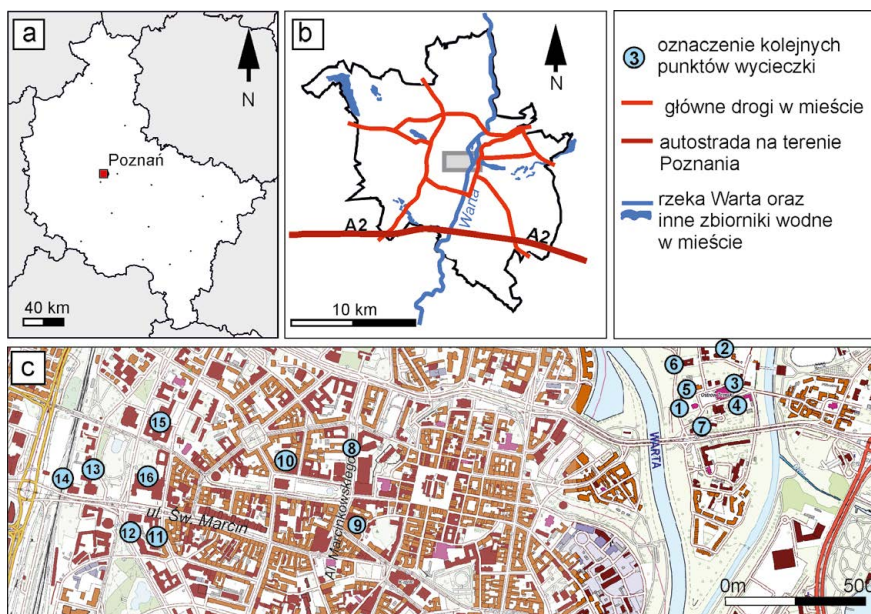
Popularyzację wiedzy geologicznej oraz edukację z zakresu nauk o Ziemi można uprawiać na różne sposoby, również w mieście, m.in. poprzez zwrócenie uwagi na rolę i znaczenie wykorzystania surowców skalnych w budownictwie na przestrzeni dziejów.

W Poznaniu, z racji na znaczne oddalenie naturalnych wychodni surowca skalnego, wykorzystanie kamienia w architekturze do przełomu XV i XVI wieku było dość ograniczone. Obserwując chociażby mury piwnic najstarszych kamienic w mieście, podziemia poznańskiego ratusza, czy też mury poznańskiej katedry, od której to rozpoczyna się trasa wycieczki, obserwować można przede wszystkim materiał eratyczny. Odmienny surowiec, głównie piaskowiec, spotkać można było głównie w detalach architektonicznych, np. ościeżach okiennych, portalach, czy głowicach i bazach kolumn. Śledząc jednak architekturę młodszą, renesansową, barokową oraz z przełomu XIX i XX wieku, zróżnicowanie to znacznie wzrasta. Działo się tak głównie za sprawą rozbudowy miasta, która znacznie przyspieszyła dopiero na przełomie XIX i XX wieku. Piaskowce, wapienie, tufy, marmury, a także inne surowce pojawiają się powszechnie już nie tylko w detalach, ale także jako okładzina zarówno zewnętrzna, jak i wewnętrzna budynków, a kamienne elementy wystroju wewnątrz importowane są z terenu całej Europy.

Szczególnym przykładem kamiennej architektury Poznania jest dawna dzielnica cesarska, która powstała na początku XX w. w zachodniej części likwidowanej wówczas Twierdzy Poznań. W 1904 r. Wilhelm II Hohenzollern ostatni cesarz Niemiec, stworzył tzw. Królewską Komisję Rozbudowy Poznania mającą zmienić układ miejski w centrum (Skuratowicz, 1991; Pazder, 2008). To właśnie ta część miasta oraz tzw. Trakt Królewsko-Cesarski będzie stanowił drugą część trasy wycieczki.

Proponowana trasa (Ryc. 1) prowadzi będzie od najstarszych zabytków poznańskiej architektury zlokalizowanych na Ostrowie Tumskim, przez dawną wyspę Chwaliszewską, Rynek, a następnie Traktem Królewsko-Cesarskim do byłej śródmiejskiej dzielnicy rezydencjonalnej, gdzie w ówczesnym Zamku Cesarskim znajduje się ostatni punkt wycieczki. Mimo teoretycznie skromnego, w porównaniu chociażby z Krakowem czy Wrocławiem, kamiennego wystroju miasta, był on już wielokrotnie prezentowany w pracach naukowych, czy też analizowany na potrzeby prac konserwatorskich w różnym ujęciu przez autorów

wycieczki (Michniewicz, 2019; Michniewicz i Zieliński, 2010, 2012; Skoczylas, 2005, 2016, 2017, 2024; Szczepaniak, 2019, 2021, 2022; Wolniewicz, 2019, 2022, 2024).



Ryc. 1. Lokalizacja poszczególnych punktów wycieczki na tle fragmentu mapy śródmieścia Poznania (podkład mapy: geoportal.gov.pl)

2. Ostrów Tumski w Poznaniu

Na Ostrowie Tumskim w Poznaniu obecność kamienia w budownictwie ma szczególne znaczenie wynikające m.in. z faktu, że tutaj zachowały się materialne, głównie skalne, ślady początków państwa polskiego i początków chrześcijaństwa – przede wszystkim w postaci relikwów, pierwszej w Wielkopolsce, kamiennej architektury. Właśnie na Ostrowie Tumskim możemy podziwiać kamienne materiały budowlane w takich obiektach o znaczeniu historycznym, jak:

- palatium książęce – najstarszy obiekt pałacowo-sakralny, czyli pałac księżnej Dobrawy z kaplicą z II połowy X wieku,
- wczesnośredniowieczny wał, którego fragmenty udostępnione zostały w Rezerwacie Archeologicznym „Genius Loci”,
- relikty preromańskiej i romańskiej katedry udostępnione w podziemiach obecnego kościoła katedralnego,
- regotyzowana katedra z wieńcem kaplic z końca XV wieku, obecnie najczęściej o wystroju renesansowo-barokowym,
- gotycki kościół Najświętszej Marii Panny,
- XVI-wieczny gmach Akademii Lubrańskiego,
- nowożytne i bardziej współczesne obiekty świeckie, kamienne drogi i place oraz niektóre pomniki.

2.1. Palatium książęce Dobrawy

(Punkt 1)

Palatium Dobrawy wraz z kaplicą zostało odkryte podczas prac wykopaliskowych na przełomie XX i XXI wieku przez zespół Kóćki-Krenz (2021). Przeprowadzono wtedy makroskopowe rozpoznanie 1330 skał stanowiących kamienny materiał budowlany fundamentów i fragmentów ścian. Wyróżniono 13 rodzajów skał: granitoidy, sjenity, dioryty, diabazy, bazalty, porfiry, pegmatyty, aplity, gnejsy, kwarcyty, amfibolity, wapienie i pojedyncze okruchy kwarcu. Palatium zbudowane zostało z eratyków. Podstawowy materiał budowlany to kwarcyty (34,5%), granitoidy (33,5%) i gnejsy (26,5%). Stanowią one 94,5% całego udostępnionego do badań materiału budowlanego. Na podstawie obliczonych przez Koćkę-Krenz (2021) wymiarów oszacowano, że do budowy tego obiektu, nie uwzględniając ścian działowych wewnątrz palatium, wykorzystano co najmniej 3226 t kamieni. Przyjmując, że na jednym wozie można było przewieźć około 500 kg kamieni, można oszacować, że do wzniesienia palatium trzeba było dowieźć około 6500 wozów kamieni (Skoczylas, 2005). Rozpoznano także gipsowe zaprawy i wylewki w przedromańskim palatium, a także murarskie zaprawy węglanowe być może związane z elementami gotyckiego kościoła N.M.P. (Skoczylas i Michniewicz, 2005). Przy palatium odkryto również pracownię złotniczą, a w niej drobinki złota, paciorki z masy szklanej i karneolu, dwa kaboszony z granatu oraz drobne cząsteczki złożonego drewna. W sumie znaleziono 14 okazów kamieni ozdobnych, w tym 5 sztuk kryształu górskiego, pięć sztuk karneolu, dwa granaty oraz jeden agat i jeden chalcedon. Szczegółowe badania nieinwazyjną metodą mikrospektroskopową Ramana pozwoliły stwierdzić, że wyroby z kryształu górskiego mogą pochodzić z Czech, z wystąpień Sklené (powiat Zdziar nad Szawą). Z kolei granaty określone jako piropy, również pochodzą z Czech, prawdopodobnie ze złoża Vestřev (powiat Trutnov), gdzie działała jedna z najstarszych szkół kamieniarskich w tej części Europy (Sachanbiński i in., 2014).

2.2. Wał grodu wczesnopiastowskiego z kamiennymi ławami

(Punkt 2)

Wał obronny i prawdopodobnie przeciwpowodziowy powstał pod koniec X wieku. Zbudowany został z drewnianych belek i bierwion uszczelnionych piaskiem, układanych poprzecznie do przebiegu wału.

Opierały się one na drewnianych legarach. Natomiast w partii odsadzek zewnętrznych stabilizowane były kamienną pryzmą w postaci ławy. Obecnie fragmenty wału udostępnione są zwiedzającym w Rezerwacie Archeologicznym „Genius Loci”. W całym wale rozpoznano makroskopowo 670 skał i wyróżniono 17 rodzajów surowca. Przeważają granitoidy, kwarcyty i gnejsy, które stanowią około 83% materiału skalnego. Rozpoznano także inne głązy narzutowe takie, jak porfiry, sjenity, gabra, dioryty, diabazy, aplity, pegmatyty i amfibolity. Zauważono także dwie duże bryły krzemienia, grudki słabo związłego żelazowanego piaskowca, bryłę darniowej rudy żelaza oraz okruch wapienia jurajskiego prawdopodobnie z położonych na zachód od Inowrocławia wychodni okolic Piehcina-Barcina. Badane okruchy skalne były najczęściej niewielkich rozmiarów. Obliczono, że na jeden metr bieżący ławy kamiennej potrzeba było około 11 t kamieni (Skoczylas, 2005, 2016).

2.3. Relikty preromańskiej i romańskiej architektury sakralnej w podziemiach gotyckiej katedry (Punkt 3)

Najważniejszym obiektem sakralnym Ostrowa Tumskiego w Poznaniu jest bazylika archidiecezjalna pod wezwaniem św. Piotra i Pawła. W wyniku przeprowadzonych po II wojnie światowej prac wykopaliskowych odkryto w jej podziemiach kamienne relikty przypuszczalnej stacji misyjnej biskupa Jordana (968-982/84) z misą chrzcielną, a także preromańskiej trójnawowej bazyliki z umieszczonymi pośrodku tumbami grobowymi prawdopodobnie pierwszych władców – Mieszka I (zm. 992) i Bolesława Chrobrego (zm. 1025) (Kóčka-Krenz, 2021; Kurnatowska i Kara, 2004). Odkryte fragmenty murów preromańskiej świątyni składają się głównie z kwarcytów (42,5%, w tym 32,5% kwarcytów jotnickich), gnejsów (22,5%), granitoidów (17,5%) oraz innych rodzajów skał, które stanowią łącznie tylko 17,5% materiału budowlanego. Z kolei w romańskich ścianach katedry powstałej prawdopodobnie w latach 1039–1058, 84% materiału budowlanego to gnejsy i granity. W fragmentach filarów tej bazyliki dominują sporej wielkości płytowe elementy wykonane z jasnego piaskowca kwarcytowego sprowadzanego prawdopodobnie z kamieniołomu z Brzeźna koło Konina. Obecność obrobionych płyt mioceńskich piaskowców, a także najczęściej sześciennych bloków głazów narzutowych, świadczy o zastosowaniu do obróbki kamiennego materiału budowlanego dłuta żelaznego. Zauważono także elementy skalne wykonane z marmury wapiennej. Niezależnie od fazy budowy kamiennych świątyń, wszystkie elementy ścian łączone były węglanową zaprawą murarską, a posadzka miała formę węglanowej wylewki.

2.4. Katedra (Punkt 4)

W 1243 r. rozebrano wschodnią część katedry romańskiej wznosząc na jej miejscu wczesnogotyckie prezbiterium. Natomiast od 1356 r. biskup Jan z Lutogniewa rozpoczął wznoszenie nowego korpusu gotyckiej katedry jako prawdopodobnie polityczną, prestiżową i artystyczną odpowiedź na nowy chór katedry gnieźnieńskiej (Kowalski, 2010). W wieku XV ukończono także budowę wieńca kaplic, które obecnie najczęściej mają wystrój renesansowo-barokowy. W kaplicach tych znajdują się kamienne posadzki, kamienne ołtarze i nagrobki z licznymi zabytkowymi kamiennymi rzeźbami, płaskorzeźbami i tablicami. Gotycka katedra wybudowana została z cegiel, jednak w fundamentach i fragmentarycznie w filarach nawy głównej wykorzystano piaskowcowe romańskie elementy skalne. Natomiast w ceglanej wieży południowej zachował się fragment ciosanych głazów narzutowych. Wprawdzie wykonano go dopiero w latach 1791–1792, ale wykorzystano materiał skalny z rozebranej uprzednio wieży romańskiej (Skoczylas i Walendowski, 2000). W XVI-XVIII wieku katedra była wielokrotnie remontowana i przebudowywana. Jej wnętrze otrzymało wystrój barokowy, zaś frontową elewację przebudowano w stylu klasycystycznym. Dopiero walki o wyzwolenie Poznania w 1945 r. doprowadziły do poważnego zniszczenia katedry. W latach 1948–1956 dokonano odbudowy przywracając jej gotycką formę stylizowaną na przełom XIV i XV w.

Obecny wystrój kamienny wnętrza katedry jest bardzo zróżnicowany. Burzliwe dzieje świątyni niszczonej przez powodzie, pożary i katastrofy budowlane nie sprzyjały zachowaniu elementów sztuki, architektury i budownictwa, nawet tych wykonanych z najtwardszych materiałów takich, jak kamień. W ciągu kolejnych lat zmieniało się wewnątrz niemal wszystko, nawet poziom i jakość kamiennych posadzek.

Niezwykłe interesujący jest kamienny wystrój 12 bocznych kaplic i 2 zakrystii, których szczegółowy opis został przedstawiony m.in. przez Skoczylasa i Walendowskiego (2000), Skoczylasa (w druku). Jednymi z najczęściej wykorzystywanych tam skał były skały węglanowe o zróżnicowanej barwie, pochodzeniu (od wapieni belgijskich po węgierskie) oraz genezie.

2.5. Kościół Najświętszej Marii Panny

(Punkt 5)

Ten ceglany kościół wzniesiony w latach 1431–1448 jest najlepiej zachowaną gotycką budowlą w Poznaniu. Prawdopodobnie wcześniej, ok. 965 r., na części tego terenu funkcjonowało kamienne palatium i kaplica Dobrawy. W jego południowo-zachodniej części zachowało się kilka elementów kamiennych. Wyróżniają się pojedyncze bloki martwicy wapiennej i mioceńskiego piaskowca z Brzeźna. Z piaskowca wykonany został także tzw. „piekielny kamień” z pionowymi 10 rysami o różnej długości i głębokości. Wszystkie te elementy pochodzą prawdopodobnie z portalu budowli romańskiej i wtórnie zostały wmontowane w partię gotyckiego cokołu. Z kolei w ścianie północnej zwraca uwagę pojedynczy granitoidowy próg (?) interpretowany niekiedy jako fragment tronu władcy.

2.6. Gmach Akademii Lubrańskiego

(Punkt 6)

Collegium Lubranescianum, ufundowane w 1518 r., było pierwszą w Poznaniu placówką o charakterze szkoły wyższej. Murowany trójkondygnacyjny budynek wybudowany z cegły i głazów narzutowych oddano do użytku w 1530 r. W niewielkim arkadowym dziedzińcu znajduje się posadzka szwedzka z ordowickich wapieni z Olandii, która wmontowana została dopiero w XIX wieku. Prawdopodobnie przeniesiono ją z innego obiektu. Przedtem posadzka w sieni i na dziedzińcu wybrukowana była głazami narzutowymi.

2.7. Inne elementy kamienne na Ostrowie Tumskim w Poznaniu

(Punkt 7)

Współczesne infrastrukturalne otoczenie zabytkowych budowli Ostrowa Tumskiego dosyć harmonijnie wpisuje się w całość tej wyjątkowej przestrzeni. Plac przed katedrą wyłożony jest drobną kostką, w której rozpoznajemy szare wapienie, czarne bazalty i czerwone porfiry. Przed głównym portalem katedry wykonano rozetę o średnicy 13 m, w którą wkomponowano łaćniński napis upamiętniający milenijny rok 1966. Obok postawiono pionowo 2 granitowe płyty z płaskorzeźbami przedstawiającymi poczet królów polskich, chrzest Mieszka I i jego zaślubiny z Dobrawą. Wokół całego placu przed katedrą ustawiono 6 granitowych ław.

Ulice Ostrowa Tumskiego, a przede wszystkim ich bruki, są świadectwem przemian zachodzących w przeszłości. Większość dróg, m.in. północne i wschodnie otoczenie katedry, a także ulice Lubrańskiego i Posadzego, pokryte były nieobrobionymi głazami narzutowymi – „kocimi łbami” – lub częściowo obrobionymi kostkami z głazów narzutowych.

Na obszarze Ostrowa Tumskiego znajduje się kilka pomników i figur. Przed Akademią Lubrańskiego znalazła kolejna replika pomnika Jana Kochanowskiego, proboszcza tytularnego kapituły poznańskiej. Wykonał ją z dolnośląskiego piaskowca Jerzy Sobociński. Poprzedni pomnik z 1885 r. został zniszczony w czasie drugiej wojny światowej. Z kolei przed pałacem biskupim w miejscu dawnej lokalizacji pomnika Jana Kochanowskiego postawiono pomnik

Jana Pawła II. Wprawdzie postać wykonana została z brązu, jednak stoi na cokole z indyjskiego migmatytu Shivakashi.

3. Fontanna z delfinami (1909 r.)

(Punkt 8)

Autorem projektu jest berliński rzeźbiarz Hugo Lederer, autor m.in. Fontanny z Szermierzem usytuowanej na placu przed Uniwersytetem Wrocławskim (1904 r.). Fontannę stanowi wapienna balustrada z umieszczonymi po bokach miedzianymi wizerunkami chłopców dosiadających delfiny (Ryc. 2A). Poniżej umieszczony jest zbiornik z wizerunkami ropuch. Fontannę utworzono w miejscu studni wodociągu, ufundowanego przez Edwarda Raczyńskiego, której cokół wraz z Posągami Higiei – *de facto* żony Edwarda – Konstancji, przeniesiono na Plac Wolności.

Podczas renowacji w 2006 r. kamienne fragmenty fontanny poddano badaniom petrograficznym, których głównym celem było określenie pochodzenia surowca (Michniewicz, 2006). Są one wykonane z muszłowca barwy beżowej, wietrzącego na kolor biały. Jest to skała bogata w pryzmy muszli małżów i ramienionogów wielkości przekroju do 1 cm. Muszle te są w różnym stopniu pokruszone i spojone mikrytem, podlegającemu rekrytalizacji. Skała wykazuje wyraźne warstwowanie. Poszczególne warstwy mają podobny skład petrograficzny, różni je jednak nieco odmienny odcień szarości. W ten sposób obserwujemy naprzemianległe ułożenie warstw barwy jasnoszarej i ciemnoszarej. Miąższość tych warstw jest zmienna i waha się od 2 do 15 cm. Petrograficznie jest to biomikryt. Kwestia pochodzenia surowca: na zasadzie podobieństwa do surowca zastosowanego w fasadzie Banku Rzeszy (pkt. 9) zastosowany surowiec można traktować jako import z Dolnej Frankonii.

4. Bank Rzeszy (aktualnie siedziba Banku Polskiego)

(Punkt 9)

Budynek Banku wzniesiono w latach 1911–1913. Został on zaprojektowany przez Juliusa Habichta w stylu neoklasycznym. Zarówno jego fasada, jak też hol pozostają do dziś obłożone beżowym wapieniem charakteryzującym się gęstym warstwowaniem i nagromadzeniem muszli. Jednym z podstawowych źródeł dotyczących wykorzystania surowców skalnych na terenie „Państwa Pruskiego i terenów przyległych”, w tym Wielkopolski, jest monografia Otto Hermana (Herman, 1914). Czytamy w niej, że „bawarski – dolnofrankoński wapień muszlowy z okolic Würtzburga zastosowano w fasadzie Banku Rzeszy w Poznaniu” (Ryc. 2B).

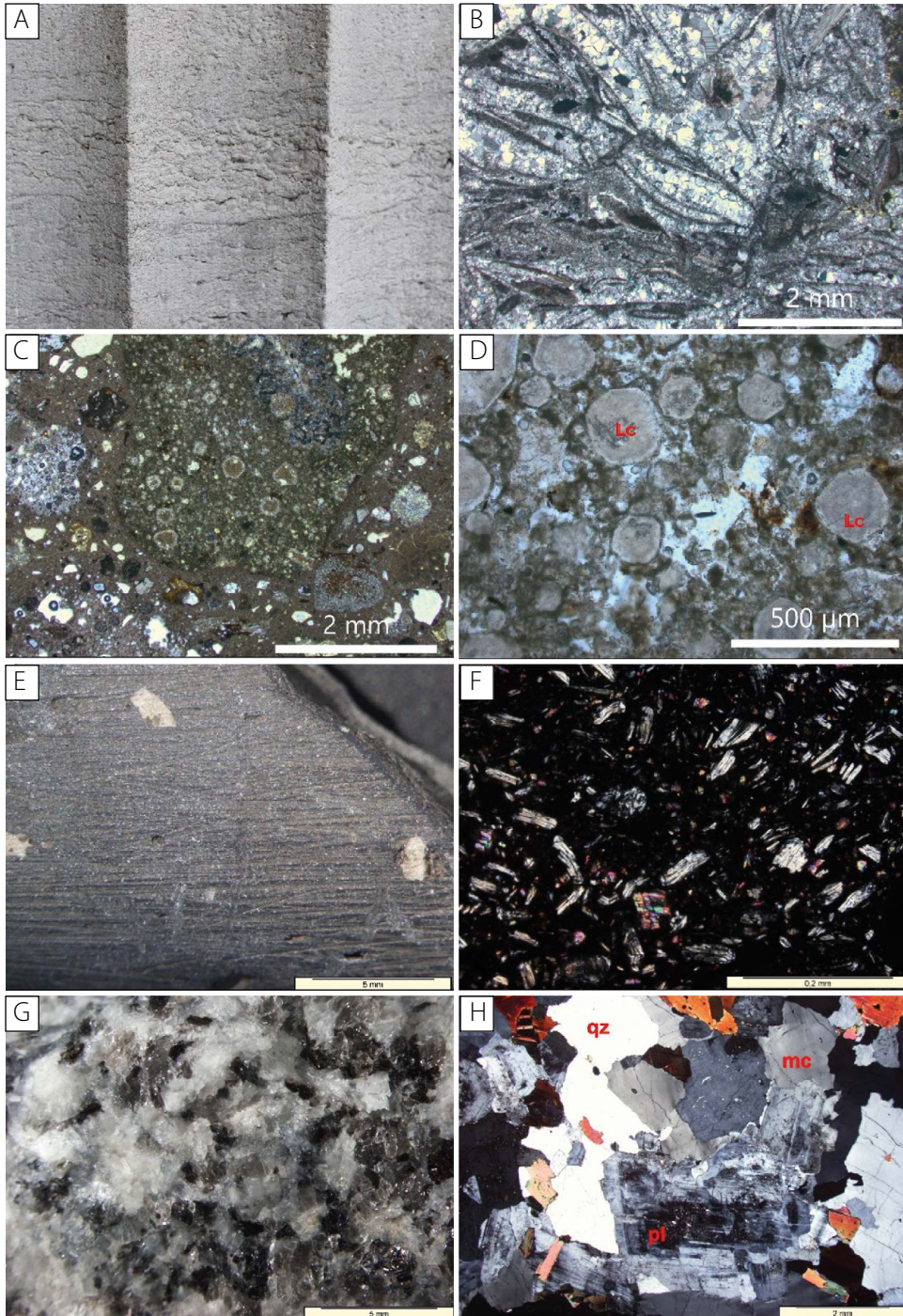
5. Dawny Bank Wschodni

(Punkt 10)

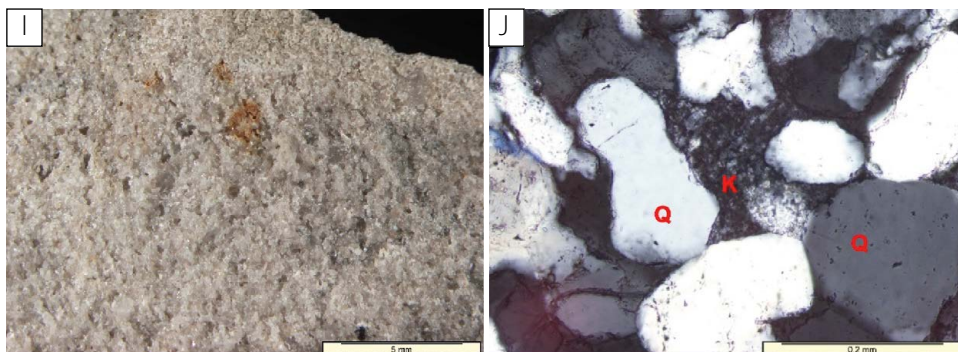
Gmach ten zlokalizowany przy placu Wolności 15, został zaprojektowany w stylu eklektycznym przez Hansa Uhla oraz Mosera i Belefelda w roku 1910 (Skuratowicz, 1990; Ryc. 2C). Cokół gmachu obłożony jest bawarskim wapieniem muszlowym (Michniewicz i Zieliński, 2010), analogicznym do surowca PKO przy Al. Marcinkowskiego 12. Zasadniczą fasadę budynku wykonano jednak ze skały ciemnoszarej, zwietrzałej, która na świeżym przełamie jest barwy szaro-żółtej. Jest to surowiec o strukturze porfiroklastycznej, jasnoszarym tle, kolorystycznie i strukturalnie przypominającym zaprawę cementową. Rozproszone w tle nieregularne i różnej wielkości grudki (najczęściej 0,5–1,0 cm) są barwy ciemno- i jasnożółtej, stanowiąc ok. 30% obj. Zarówno w tle, jak też wśród żółtych klastów obserwujemy obecność niewielkich



Ryc. 2. Wybrane zabytki prezentowane w czasie wycieczki: A – widok fontanny z delfinami, Al. Marcinkowskiego; B – gmach Narodowego Banku Polskiego przy Al. Marcinkowskiego 12; C – fasada Banku Wschodniego przy Placu Wolności



A2.



Ryc. 3. Obraz mikroskopowy wybranych skał wykorzystanych w architekturze Poznania:
 A, B – wapień muszlowy; C, D – tuf z Ettringen pobrany z gmachu Banku Wschodniego;
 E, F – łupek dachówkowy z Dyrekcji Poczty; G, H – granitoid z cokołu Dyrekcji Poczty;
 I, J – piaskowiec z fasady Dyrekcji Poczty

mlecznobiałych kryształów. Najczęściej są one owalne, lecz część wykazuje charakterystyczną sześcioboczną symetrię. Obecne są także klasty podłużne barwy szarej, ciemnoczerwonej i czarnej, których łączny udział nie przekracza 10% obj. W obserwacji pod binokulem część z nich ujawnia budowę łupkową. Badania mikroskopowe wskazują na to, że badanym surowcem jest tuf o strukturze hipokrystaliczno-porfirowej (Ryc. 3C, D) (Michniewicz i Zieliński, 2010). Skała ta zbudowana jest w przewadze ze szklatego, izotropowego tła, w którym znajdują się fragmenty skał wulkanicznych o różnym stopniu zeszklenia, w tym mikroporfirowe bazaltoidy oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego, fragmenty łupków mułowcowych oraz drobnoziarnistych piaskowców, fyllity, fenokryształy skaleniovców o pokroju leucytu, pirokseny oraz skalenie.

Podobnie jak w przypadku bawarskich wapieni, podstawową informację dotyczącą pochodzenia surowca dostarcza monografia Hermana, z której dowiadujemy się, iż leucytowe tufy z Ettringen zastosowano w fasadzie Budynku Dyrekcji Kolei „Eisenbaudirection” al. Niepodległości 8 (Herman, 1914). Podjęte badania porównawcze próbek z fasady Banku oraz Dyrekcji Kolei, zarówno makroskopowe, jak też petrograficzne, potwierdzają identyczność surowca.

6. Serce dzielnicy cesarskiej

Okazałe reprezentacyjne budynki zlokalizowane wokół Zamku Cesarskiego powstały na początku XX wieku w podobnym czasie, co sam Zamek. Po zburzeniu bramy Berlińskiej będącej częścią dawnej twierdzy Poznań, miasto nabrało zupełnie innego, nowego charakteru. Stało się ono miastem rezydencjonalnym, w którym obecność zamku, przedstawionego poniżej i będącego ostatnim punktem wycieczki terenowej, oraz innych obiektów architektury z początku XX wieku miały podkreślić panowanie narodu niemieckiego w mieście (Pałat, 2006). W skład rezydencjonalnej, a także reprezentacyjnej części miasta wchodziły m.in. gmach Poczty, Teatr Miejski (obecnie Teatr Wielki) wybudowany wg projektu M. Littmanna, Akademia Królewska (obecnie Collegium Minus), Bank Spółdzielczy Raiffeisena (Collegium Iuridicum), Komisja osadnicza (obecnie Collegium Maius) i wiele innych (Ryc. 4, 5, 7). Należy zauważyć, że zabytki te reprezentują zróżnicowane style architektoniczne.



Ryc. 4. Wybrane zabytki Traktu Królewsko-Cesarskiego przy ulicy Św. Marcin:
 A – neoromański Gmach Dyrekcji Poczty; B – neoromański budynek „B” Uniwersytetu
 Ekonomicznego dawniej siedziba Ziemstwa Kredytowego; C – piaskowcowe ościeża okienne
 Ziemstwa Kredytowego od ul. Św. Marcin

6.1. Dyrekcja Poczty (Punkt 11)

Gmach Poczty został wybudowany w roku 1910 wg projektu Franza Schwechтена w maniere neoromańskiej jako oprawa Zamku Cesarskiego przy zastosowaniu zróżnicowanego surowca, jednak z przeważającym udziałem piaskowców (Ryc. 3E-J, 4A).

Fasadę budynku stanowi piaskowiec barwy jasnokremowej (2,5Y 8/1 – 2,5Y 8/2 – wg Munsell, 2000), który w warunkach zanieczyszczeń atmosferycznych został pokryty czarnym, smolistym nalotem, czarną patyną oraz miejscowo, w zależności od ekspozycji, porośnięty mchem (Michniewicz i Zieliński, 2012). Dominuje frakcja drobnoziarnista, za wyjątkiem próbki będącej fragmentem piaskowca gruboziarnistego, wręcz zlepieńcowatego. Dominującym składnikiem mineralnym jest szary kwarc, zauważalna jest jednak obecność równomiernie rozproszonych białych „plamek” minerałów ilastych. Wszystkie próbki są mocno zwarte, co wskazuje na ich dobry stan zachowania. W badaniach optycznych skała ma cechy arenitu kwarcowego. Dominującym składnikiem jest monokrystaliczny kwarc, jego udział wynosi około 90–95% udziału wszystkich ziaren. Pozostałe kilka procent stanowią fragmenty skał krzemionkowych,

kwarcytów, zwietrzałe skalenie, a także pojedyncze blaszki muskowitu. Cement jest kwarcowy, w postaci obwódek regeneracyjnych. Z kolei w obszarach o zwiększonej porowatości kontakty między ziarnami częściej mają charakter punktowy, wzrasta wówczas udział minerałów ilastych. Minerale ilaste niejednokrotnie są zabarwione na kolor jasno-, a nawet ciemnożółty, posiadają niskie, szare, barwy interferencyjne, wykształcone są w formie faliście wygaszających wachlarzy, co jest cechą typową dla kaolinu. Minerale ilaste niejednokrotnie tworzą obwódki wokół ziaren kwarcu. Udział frakcji ilastej w badanych próbkach jest mniejszy od 5% objętości. Piaszkowce są podobne do górnokredowych piaszkowców ciosowych eksploatowanych na Dolnym Śląsku (Kolejność cytowania: (Biernacka, 2012; Michniewicz, 1996, 2019; Szczepaniak, 2015). Potwierdzają to niemieckie materiały archiwalne, według których piaskowiec został sprowadzony z kamieniołomu okolic Bolesławca (niem. Bunzlau) i Lwówka Śląskiego (Löwenberg) przez firmę Zeidler & Wimmel (Herrman, 1914).

Cokół budynku wykonano ze średniokrystalicznego granitu barwy biało-czarnej. Podobnie jak próbki piaszkowców pokrywa go jednorodny, czarny, smolisty nalot. Przeciętna średnica kryształów nie przekracza 5 mm. Skład skały jest typowy dla granitu: skalenie potasowe, plagioklasy, kwarc oraz biotyt. Skaleń potasowy reprezentowany jest przez mikroklin wykazujący gęstą kratkową siatkę zbliźniaczeń. Podobnie do pozostałych minerałów jest on kseno-, rzadziej hipautomorficzny. Kryształy plagioklazów są częściowo zwietrzałe, co przejawia się w formie ich zmętnień. Kwarc (zawsze ksenomorficzny) przerasta amebowato skalenie, obecny jest także w pojedynczych myrmekitach. Biotyt charakteryzuje się postrzępionym konturem oraz obecnością licznych automorficznych wrostków apatytu, igiełkowatego rutylu oraz cyrkonu. Skały te mają cechy granitów dolnośląskich. Podstawową ich własnością jest średniokrystaliczna struktura, obecność jedynie białych skaleni oraz brak muskowitu. Z tego względu podobne są one do skał południowej części intruzji strzelińskiej (Morawski i Kościółko, 1975). Nie można wykluczyć jednak proveniencji łużyckiej, na co pośrednio wskazują źródła niemieckie (Herrman, 1914).

Okapy okienne wykonano z ciemnoszarego łupka. Makroskopowo skład mineralny tej skały nie jest możliwy do określenia ze względu na niezwykle drobnokrystaliczną strukturę surowca. Ciemna barwa może wskazywać, iż jednym ze składników są związki węgla lub być może grafit. Pod mikroskopem, w brązowym, nieprzeświecającym tle obserwujemy obecność licznych luźno rozproszonych minerałów o pokroju blaszkowym oraz mniej licznych kryształów o pokroju romboidalnym lub tabliczkowym, jak też drobne ziarna o konturze nieregularnym. Łuszczyki są drobne, niekiedy powyginane, wykazują wyraźną łupliwość, wyraźny relief, brak pleochroizmu oraz zazwyczaj żywe barwy interferencyjne. Lokalnie pojawiają się blaszki o barwach niskich, szaro-słomkowo-żółtych.

Minerale o pokroju romboidalnym mają nieco silniejszy relief, niekiedy wyraźną łupliwość oraz wysokie barwy interferencyjne – typowe dla węglanów. Obecne są także tabliczki lub nieregularne ziarna bezbarwnych kryształów o niskich, biało-szarych barwach interferencyjnych, smużystym wygaszaniu światła, niekiedy z zaznaczoną łupliwością. Kryształy wymienionych minerałów są rozproszone w brązowym tle, zawierającym zapewne przeobrażoną materię organiczną. Towarzyszą im także pojedyncze, wydłużone ksenoblasty drobnokrystalicznych łupków węglanowych, jak też lokalne nagromadzenia dolomitu, obserwowane także makroskopowo. Skład chemiczny skały, otrzymany półilościową metodą EDS charakteryzuje znaczny udział magnezu, krzemionki, żelaza i baru, zarazem znikomy udział glinu. Stosunkowo częste są także węglany wapnia i magnezu. Dyfrakcja rentgenowska wykazała obecność talku, dolomitu, kalcytu, barytu, magnetytu, magnezytu oraz kwarcu. Badania te, na poziomie detekcji, nie potwierdziły obecności grafitu. Choć makroskopowo surowiec ten przypomina typowe łupki

dachowe szeroko stosowane zwłaszcza na obszarach o wpływach kultury niemieckiej (Skoczylas i in., 2000), to pod względem składu mineralnego jest to skała nietypowa.

Łupki dachowe znane są z wielu miejsc Europy, w tym z Niemiec, Nadrenii – Palatynatu (dolny dewon), Nadrenii Północnej – Westfalii (środkowy dewon), Turyngii (dolny karbon) oraz Czech: Ołomuniec – Vitkov (dolny karbon, por. Wagner i in., 1994), a także z Polski, zwłaszcza rejonu Głucholazów (górný dewon), Głubczyc, Chomiąży (dolny karbon). W każdym przypadku są to jednak skały bogate w kwarc, minerały należące do grupy glinokrzemianów, zwłaszcza chloryt, muskowit/serycyt (Cardenes i in., 2014; Wagner, 2014; Wagner i in., 1994, 1995). W przypadku analizowanej próbki zarówno skład chemiczny, jak mineralny są inne, a pochodzenie nieznanne.

6.2. Ziemstwo Kredytowe

(Punkt 12)

Kontynuacją architektoniczną gmachu Poczty jest sąsiedni Budynek Ziemstwa Kredytowego (obecnie budynek „B” Uniwersytetu Ekonomicznego, Ryc. 4B, C) także wybudowany w manierze neoromańskiej zgodnie z projektem Franza Schwechтена (Pałat i Pazder, 2011; Pazder, 2008). Podobnie jak we wcześniejszym obiekcie, cała elewacja pokryta jest okładziną piaskowcową. Zastosowana tutaj skała cechuje się kremową barwą na świeżych powierzchniach. Szkielet ziarnowy to przede wszystkim ziarna kwarcu, które stanowią ok. 95% całości szkieletu. Poza kwarcem tak, jak we wcześniejszym obiekcie, obserwowano tutaj ziarna skaleni oraz pojedyncze łuszczyki i cyrkony. Spoiwo cementujące ziarna składa się przede wszystkim z krzemionki o charakterze spoiwa regeneracyjnego. Obserwować można także domieszki spoiwa ilastego w postaci pakietów książeczkowych kaolinitu (Szczepaniak i Rój, 2019). Skład mineralny pozwala sklasyfikować tę skałę jako arenit kwarcowy.

Sama elewacja nosi liczne ślady deterioracji. Na powierzchni piaskowca widoczne są intensywne czarne naskorupienia bogate w związki węgla, wtórnie osadzone zanieczyszczenia metali (w tym ołów i żelazo, co potwierdzały badania SEM-EDS), wtórna mineralizacja gipsu oraz pyły. W szczególności w północnej elewacji zauważalne są także ślady biodeterioracji (stwierdzono obecność mchów, porostów) oraz rozpad większych bloków w sąsiedztwie montowanych kotew.

Piaskowiec ten, przez analogię do poprzedniego obiektu budowanego wg tego samego projektu i w tym samym czasie oraz podobieństwo do górnokredowych skał z terenu synklinorium północnosudeckiego, zapewne także pochodzi z rejonu Bolesławca. Warto zauważyć wyraźnie jaśniejsze panele okładziny piaskowcowej w górnych częściach elewacji. Związane są one z odbudową obiektu po zniszczeniach wojennych – wszystkie jasne elementy to piaskowiec zastosowany po wojnie do uzupełnień.

6.3. Collegium Minus

(Punkt 13)

W trakcie trwania zaborów, na przełomie XIX i XX w., mimo długich starań Polaków, brak było możliwości utworzenia Uniwersytetu na terenie Poznania. Inicjatywę tą przejęli Prusacy. Utworzyli oni Akademię Królewską, która miała stać się wizytówką na wschodniej rubieży kraju (Łukomski, 2006), a której celem było przede wszystkim wspieranie niemieckiego życia intelektualnego. W latach 1905–1906 budynek akademii (obecnego Collegium Minus) zaprojektował w stylu holenderskiego renesansu Edward Firstenau. Sama budowa trwała



Ryc. 5. Wybrane zabytki Traktu Królewsko-Cesarskiego przy ulicach Św. Marcin, Wieniawskiego oraz Fredry: A – Collegium Minus (dawny budynek Komisji osadniczej); B – Collegium Iuridicum (dawny Bank Spółek Raiffeisena; widok od strony ronda Kaponiera); C – kapitel kolumny wspierającej balkon Collegium Minus w trakcie renowacji; D – fragment piaskowcowego parkanu wokół Collegium Iuridicum z widocznymi ośródkami małży; E – Collegium Maius (dawny gmach Komisji Kolonizacyjnej/Osadniczej); F, G – ozdobne piaskowcowe portale Collegium Maius od strony Al. Niepodległości

do 1907 r., a uroczyste otwarcie całości nastąpiło w 1910 r. (Łukomski, 2006). Po odzyskaniu niepodległości przez Polskę Collegium Minus stało się siedzibą Uniwersytetu Poznańskiego, a obecnie jest siedzibą władz rektorskich Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu (Ryc. 5A). Podobnie jak sąsiedni budynek Banku Spółdzielczego, wybudowany został on z cegły i w dolnych jego partiach obłożony został panelami piaskowcowymi. Z tego samego surowca wykonano także ozdobny portal oraz kolumny podtrzymujące balkon, a także jego tralki, które ze względu na duży stopień uszkodzenia, zostały wymienione na nowe w czasie prac renowacyjnych w latach 2010/2011 (Ryc. 5C).

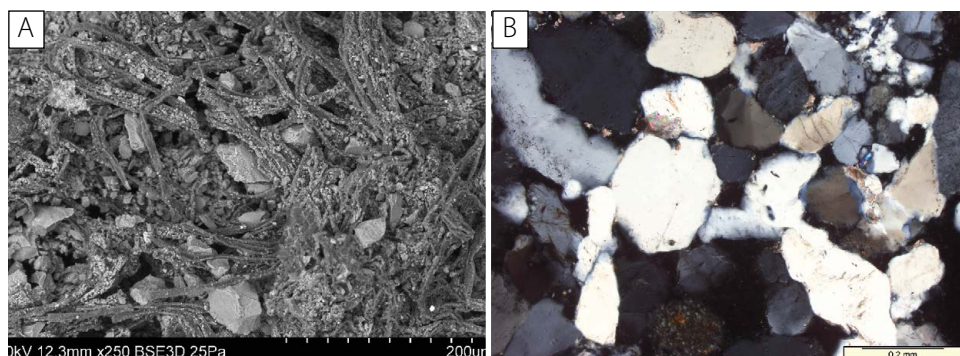
Wykorzystany tutaj piaskowiec jest zróżnicowany petrograficznie. Obecne są tutaj dwa jego rodzaje. Pierwszymi są arenity kwarcowe, w których szkielecie ziarnowym poza dominującym kwarcem obserwowano znaczny udział skaleni, głównie potasowych. Część analizowanych prób zaklasyfikowano jako piaskowce arkozowe ze względu na znaczny udział skaleni potasowych, głównie mikroklinu. Plagioklasy najczęściej charakteryzują się częściowo nadtrawionymi krawędziami i wyraźnym zwietrzeniem. Dominującym spoiwem jest krzemionka (głównie spoiwo regeneracyjne) oraz minerały ilaste. W części próbek odnotowano także domieszkę spoiwa żelazistego. Ze względu na znaczny stopień zniszczenia wielu elementów detali architektonicznych, przy zastosowaniu mikroskopu skaningowego w spoiwie identyfikowano także znaczne ilości gipsu oraz niewielką domieszkę halitu. Minerały te występowały jednak jedynie na powierzchni okładziny i do 2 mm w głąb paneli lub fragmentów tralek.

6.4. Collegium luridicum

(Punkt 14)

Budynek dawnej siedziby banku spółdzielczego Reiffeisena zaprojektowała spółka Hartmann i Schlenzig z Berlina-Wilmersdorfu, a wybudowano go w latach 1907–1908. Podobnie jak większość nowo budowanych przez zaborcę obiektów w śródmieściu na początku XX wieku, wykończony był on okładziną piaskowcową w dolnej części elewacji (Ryc. 5B). Dzięki temu zabiegowi stanowił jednolitą kompozycję architektoniczną z sąsiednimi obiektami (Collegium Minus, Teatrem Wielkim, Collegium Maius), choć stylistycznie odbiegały one od siebie. Budowę gmachu rozpoczęto w 1907 r., a już w 1908 r. został on oddany do użytku (Skuratowicz, 1991). Głównym materiałem budowlanym była cegła, jednak dolna część elewacji oraz wszelkie detale architektoniczne nawiązujące głównie do rolniczego charakteru banku wykonane są z piaskowca. Niemieccy architekci na początku XX wieku wykorzystywali przede wszystkim niemiecki surowiec. W związku z tym materiał na wykonanie okładziny pochodził w terenie Dolnego Śląska, choć z różnych kamieniołomów. Dominuje w elewacji piaskowiec wydobywany na terenie synklinorium śródsudeckiego w rejonie Radkowa, na co wskazują dawne dokumentacje zachowane z czasów budowy (dane udostępnione przez firmę konserwatorską). Materiał okładzinowy został poddanych bardziej szczegółowym badaniom dzięki pracom renowacyjnym wykonywanym na przełomie 2010 i 2011 roku (Ryc. 6).

Piaskowiec ten zaliczany jest do środkowego piaskowca ciosowego (turon; Kozłowski, 1986). Ze względu na skład petrograficzny i znaczny udział skaleni w szkielecie ziarnowym sklasyfikowany jest on jako arkoza oraz subarkoza o zróżnicowanym spoiwie (krzemionkowym, żelazistym oraz ilastym w różnych proporcjach). W zależności od ławicy piaskowiec ten charakteryzuje się różnym zabarwieniem. Bardzo zbliżone zróżnicowanie tej skały obserwować można także w elewacji Collegium luridicum. Dominuje w niej piaskowiec o spoiwie krzemionkowo-ilastym o zróżnicowanym uziarnieniu od drobnoziarnistego średnio wysortowanego, przez gruboziarnisty do skały o frakcji psefitowej. Ten ostatni zastosowany został



Ryc. 6. Obraz mikroskopowy zanieczyszczonego piaskowca kwarcowego z elewacji Collegium luridicum: A – obraz SEM BSE, widoczna biodeterioracja na powierzchni próbki, B – obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, piaskowiec z dominującym kwarcem w szkielecie ziarnowym

w trakcie prac renowacyjnych w parkanie otaczającym budynek. W piaskowcu tym widoczne są liczne odciski i ośrodki muszli małży (Ryc. 5D). W elewacji nie ma jednak piaskowców o spoiwie żelazistym i różowej barwie, które są także charakterystyczne dla wychodni kredowych piaskowców okolic Radkowa. Ze względu na duże zróżnicowanie piaskowców radkowskich (Jerzykiewicz, 1979; Labus, 2008, 2010; Szczepaniak, 2015; Walendowski, 2009) nie każda z ławic wykorzystywana jest i była jako materiał do wyrobu płyt okładzinowych.

6.5. Collegium Maius

(Punkt 15)

Piaskowiec z Radkowa był popularnym surowcem w trakcie rozbudowy nowego śródmieścia Poznania. Zastosowano go bowiem nie tylko w elewacji Collegium Minus, luridicum, ale także w budynku Collegium Maius (dawna siedziba Komisji Kolonizacyjnej/Osadniczej, Ryc. 5E-G), który znacznie odbiegał architektonicznie od pozostałych budowli. Jego projekt nawiązywał bowiem do wzorców barokowo-klasycystycznych. Elewacje wszystkich wymienionych obiektów są monotonne pod względem wykorzystania kamienia w elewacji, jednak wnętrza wymienionych budynków są znacznie bardziej urozmaicone. Wśród tych skał wymienić należy wapienie o zróżnicowanym pochodzeniu i kolorystyce, a także marmury i granity. Nie wszędzie wykończenie wnętrza jest jednak oryginalne.

6.6. Zamek Cesarski w Poznaniu

(Punkt 16)

Zamek Cesarski w Poznaniu jest ostatnim punktem trasy, ale także najbardziej okazałym i zróżnicowanym obiektem pod względem wykorzystania kamienia (Ryc. 7). Powstał jako neoromańska rezydencja niemieckiego cesarza Wilhelma II (Pałat, 2003; Skuratowicz, 2003) i została wykonana z użyciem dużej ilości kamienia naturalnego. Ukończona w 1910 r. budowla szybko zmieniła swoje przeznaczenie, stając się, po odzyskaniu niepodległości przez Polskę, siedzibą Uniwersytetu Poznańskiego oraz prezydenta RP (Gulczyński, 2003). Zamek został gruntownie przebudowany podczas II wojny światowej jako rezydencja

wodza III Rzeszy, co wiązało się z wprowadzeniem kolejnych, uznanych wówczas za prestiżowe, odmian kamienia naturalnego (Walendowski, 2003). Po wojnie planowano jego rozbiórkę, jednak ostatecznie stał się siedzibą władz miejskich. Wiązała się z tym przebudowa kompleksu dzisiejszej Sali Wielkiej, którego nie ukończono w latach wojny (Szymaniak, 2020). Z początkiem lat 60-tych XX wieku urząd miejski powrócił do odbudowanych siedzib, a zamek stał się Pałacem Kultury. Wpisanie budynku do rejestru zabytków w 1979 r. zakończyło czas degradacji wnętrza zamkowych (Pazder, 2003), rozpoczynając zarazem serię zmian w kamiennym wystroju zamku, początkowo niewielkich i nieprzemysłanych (Walendowski, 2003), a w ostatnich dwudziestu latach znaczących i polegających zarówno na renowacji, jak i całkowitej wymianie kamiennych dekoracji. W efekcie Zamek Cesarski jest jednym z nielicznych budynków Poznania zawierających tak zróżnicowany zestaw kamieni naturalnych, porównywalny pod tym względem jedynie z bazyliką archikatedralną na Ostrowie Tumskim.

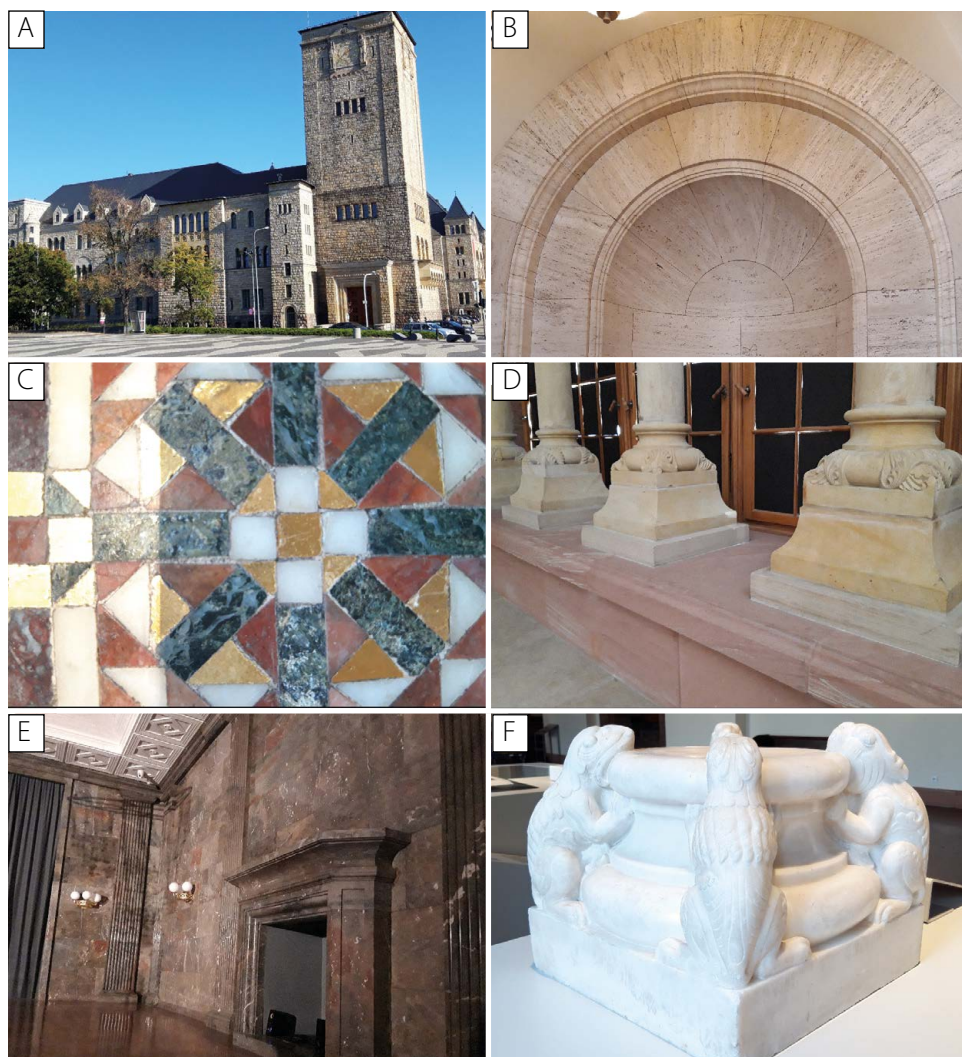
Fasada budynku

Fasada Zamku (Ryc. 7A) zachowała swój oryginalny charakter z początków XX wieku, aczkolwiek podczas II wojny światowej uzyskała ona nowe, główne wejście zlokalizowane w południowo-wschodniej części budynku (Szymaniak, 2020). Wygląd fasady odzwierciedla zainteresowanie cesarza architekturą romańską (Jefferies, 2020). Zamek stanowił część tak zwanej dzielnicy cesarskiej, która miała podkreślać niemiecki charakter Poznania (Skoczylas, 2012). Wykonana w stylu neoromańskim, obowiązującym jako styl narodowy w schyłkowym okresie cesarstwa niemieckiego (Kwiatkowski, 2020), fasada wykonana została z kredowych piaskowców pochodzących z terenu Dolnego Śląska, głównie z Rakowic Małych oraz Wartowic koło Bolesławca (Walendowski, 2003). Przyziemie zostało natomiast obłożone ciętymi głazami narzutowymi. Swój obecny stan fasada zawdzięcza oczyszczeniu przeprowadzonemu w latach 2001–2008.

Hol Wielki i kompleks Sali Wielkiej

W pierwotnym założeniu wschodnia część zamku miała pełnić funkcje reprezentacyjne; została w niej zlokalizowana między innymi Sala Tronowa (Szymaniak, 2020). Gruntowną przebudowę tego kompleksu rozpoczęto w latach II wojny światowej. Została ona jednak przerwana. Wnętrza zostały ukończone dopiero po wojnie, według nowego, modernistycznego projektu (Szymaniak, 2020). Tak jak w przypadku większości inwestycji czasów PRL wykorzystano rodzimy surowiec, początkowo wapien z Zelejowej koło Chęciny, dolomit z Libiąża oraz zlepieńce zyguntowskie (Walendowski, 2003). Później, wraz z przeznaczeniem budynku na siedzibę Pałacu Kultury, co miało miejsce w 1962 r. (Szymaniak, 2020), na dużą skalę użyto również marmury, w tym Białą Mariannę z Kletna koło Stronia Śląskiego oraz materiał ze Sławniowic koło Nysy. Dodatkowo wykorzystano też wapienie z Dębniaka koło Krzeszowic, a także granity strzegomskie (Walendowski, 2003). Te same materiały (zwłaszcza wapienie z Dębniaka) wykorzystywano również do uzupełniania ubytków w kamiennych wykładzinach i posadzkach zachodniej części zamku, choć wyraźnie różniły się one barwą od kamienia położonego w latach II wojny światowej.

Dzisiaj modernistycznego wystroju wschodniej części zamku już nie ma. W latach 2010–2012 wykonano przebudowę całego kompleksu, całkowicie usuwając silnie wpływające na charakter wnętrza marmury. Obecnie we wschodniej części zamku dominują odcienie szarości, a wśród użytych materiałów: bazalt, beton oraz stal. Modernizacja kompleksu Sali Wielkiej dobrze obrazuje całkowitą nieobecność nauk geologicznych w społecznej świadomości



Ryc. 7. Zamek Cesarski w Poznaniu: A – fasada od strony zachodniej; B – wykorzystanie trawertynu we wnętrzach zamkowych; C – fragment posadzki mozaikowej; D – bazy kolumn we wnętrzach pałacowych wykonane z kremowego piaskowca kwarcowego, w podstawie piaskowiec o różowym zabarwieniu; E – wapienna okładzina jednej z sal; F – marmurowa baza kolumny z dawnej kaplicy pałacowej

mości; doprowadziło to do bezpowrotnego zniszczenia unikalnego kamiennego wystroju modernistycznych przestrzeni zamku.

Korytarz Amonitowy

Swoją nazwę korytarz (dawniej określany mianem południowego) zawdzięcza skamieniałościom amonitów widocznym w posadzce wykonanej z czerwonego wapienia jurajskiego

sprowadzonego z Węgier (Walendowski, 2003). Są to wapienie gruzłowe, skondensowane, z licznymi peloidami oraz żyłami białego kalcytu. Podobne wapienie, jednak już bez skamieniałości, pochodzące z Włoch oraz z Bawarii, znajdują się również w korytarzach wyższych kondygnacji (Czyński, 2021). Kartusze i obramienia wykonano z tufów riolitowych z Rochlitz (Niemcy). Ten sam materiał zdobi portal prowadzący do wschodniej części zamku. Wszystkie oglądane kamienie dekoracyjne zostały tu wprowadzone podczas II wojny światowej. Podczas renowacji przeprowadzonej w latach 2018–2020 starannie uzupełniono ubytki tym samym lub zbliżonym materiałem, co znacząco poprawiło jakość zwłaszcza posadzek, w których obok czerwonych jurajskich wapieni pojawiał się wcześniej miejscami czarny wapień z Dębника.

Sień Przejazdowa

Sień Przejazdowa znajduje się w zachodniej części zamku, w przyziemiu wieży zegarowej. Tak jak większość wnętrz zamkowych została ona przebudowana podczas II wojny światowej i obecnie posiada kamienny wystrój stanowiący świetny przykład architektury narodowosocjalistycznej (Szymaniak, 2020). W sieni oraz na prowadzących do niej schodach wykorzystano między innymi wapienie Untersberg Marmor z okolic Salzburga (z licznymi skamieniałościami śladowymi), a także włoskie wapienie organodetrytyczne. Elementem obcym w sieni jest tron cesarski wykonany z greckiego marmuru Pentelikon (Walendowski, 2003). Pochodzi on wprawdzie z zamku, jednak pierwotnie znajdował się w nieistniejącej już sali tronowej, a w 1929 r. został przekazany do katedry gnieźnieńskiej (Szymaniak, 2020).

Hol Mozaikowy i Schody Paradne

Hol znajduje się na drodze z Sieni Przejazdowej do Sali Kominkowej – gabinetu wodza III Rzeszy. Miał reprezentacyjne znaczenie, które podkreślają starannie dobrane kamienie dekoracyjne (Ryc. 7C). Okładziny, kolumny i cokoły obłożone są niemieckim czerwonym, triasowym piaskowcem kwarcowym o żelazistym spoiwie, z efektownymi warstwowaniami przekątnymi (Ryc. 7D). Balustrada, filary i tralki Schodów Paradnych wykonane są z ozdobnego wapienia Adneter Scheck pochodzącego z okolic Salzburga; uszkodzenia wojenne w dolnej części schodów uzupełniono jeszcze w czasach PRL imitacją kamienia wykonaną w gipsie (Czyński, 2021).

Sala Kominkowa

Sala Kominkowa to dawny gabinet wodza III Rzeszy. Monumentalność pomieszczenia podkreślono wykładzinami kamiennymi. Wykorzystano czerwone i zielonkawoszare wapienie organodetrytyczne, w tym pochodzącą z Niemiec odmianę Auberg Grey (Czyński, 2021). Tak jak w innych częściach zamku, które swój wystrój otrzymały w czasach II wojny światowej, preferowano kamień dekoracyjny pochodzący z terenu Niemiec, Włoch, okupowanej Austrii oraz krajów satelickich III Rzeszy (Walendowski, 2003).

Schody Granitowe

Powstały w trakcie przebudowy zamku podczas II wojny światowej (Szymaniak, 2020). Wykładziny ścienne wykonane są z kamieni dekoracyjnych znanych z innych pomieszczeń zachodniej części zamku, natomiast stopnie z wapieni wymieniono w latach 80-tych XX wieku na czarno-białe dioryty z Koźmina (Walendowski, 2003), całkowicie zmieniając charakter wnętrza, utrzymanego początkowo w kolorach zbliżonych do czerwieni, z dodatkami w postaci żółtych jurajskich wapieni pochodzących z Bawarii. Innym dodatkiem pochodzącym z tych samych czasów jest znajdująca się pod schodami lada szatni wyłożona zlepińcem zygmuntofskim. Stosowanie kamienia innego niż wykorzystany pierwotnie wynikało z braku dostępu do surowca,

z drugiej jednak strony przebudowy z drugiej połowy XX wieku nie brały pod uwagę kontekstu, w którym umieszczany był materiał pełniący rolę zamiennika. W historii zamku jedynie jego ostatnia renowacja z lat 2018–2020 kładła nacisk na użycie tego samego lub porównywalnego kamienia (Czyński, 2021).

Hol Trawertynowy

Hol Trawertynowy znajduje się ponad Holem Mozaikowym oraz korytarzem prowadzącym do Sali Kominkowej. Jego wystrój powstał w latach II wojny światowej. Hol miał pełnić rolę przestrzeni znajdującej się przed gabinetem namiestnika w Kraju Warty, Arthura Greisera (Szymaniak, 2020). Obecna nazwa holu jest myląca, ponieważ jego okładziny ścienne wykonane są z żółtych wapieni jurajskich pochodzących z Bawarii, zwłaszcza odmiany Jura Rahmweiss. Trawertyny (Ryc. 7B) były jednak – obok granitów oraz wapieni – jednymi ze skał preferowanych w architekturze narodowosocjalistycznej (Macdonald, 2006). Ze względu na niewielką trwałość trawertynu dla tych samych potrzeb stosowano również jasne odmiany porowatych wapieni.

Fotografie: Małgorzata Szczepaniak, Jacek Michniewicz.

Literatura

- Biernacka, J., 2012. Provenance of Upper Cretaceous quartz-rich sandstones from the North Sudetic Synclinorium, SW Poland: Constrains from detrital tourmaline. *Geological Quarterly*, 56, 2, 315–332.
- Cárdenes, V., Rubio-Ordóñez, Á., Wichert, J., Cnudde, JP., Cnudde, V., 2014. Petrography of roofing slates. *Earth-Science Reviews*, 138, 435–453.
- Czyński, M., 2021. Badania konserwatorskie – nauka w służbie sztuki. *ACADEMIA-magazyn Polskiej Akademii Nauk*, 67, 60–63.
- Gulczyński, A., 2003. Rezydencja prezydenta Rzeczypospolitej i siedziba Uniwersytetu Poznańskiego. [w:] Pazder, J., Zimmermann, E. (red.), *Zamek cesarski w Poznaniu: od pruskiej „warowni na Wschodzie” do Centrum Kultury „Zamek”*. Centrum Kultury Zamek, Potsdam-Poznań, 145–152.
- Herman, O., 1914. *Gesteine für Architektur und Skulptur*. Berlin Verlag, 3.
- Jefferies, M., 2020. *Imperial culture in Germany, 1871–1918*. Red Globe Press, Londyn.
- Jerzykiewicz, T., 1979. Piaskowce górnokredowe depresji śródsudeckiej. [w:] Dziedzic, K., Kozłowski, S., Majerowicz, A., Sawicki, L. (red.), *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Wydawnictwo Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław.
- Kóćka-Krenz, H., 2021. Najstarsze kościoły poznańskiego grodu. [w:] Przyszykowski, K., Cytlak, J. (red.), *Uniwersytet – różnorodność i różnice*. Wydawnictwo Naukowe UAM. Poznań, 147–161.
- Kowalski, J., 2010. *Gotyk Wielkopolski*. Fundacja Świętego Benedykta, Poznań.
- Kozłowski, S., 1986. *Surowce skalne Polski*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kurnatowska, Z., Kara, M., 2004. Początki architektury sakralnej na grodzie poznańskim w świetle nowych ustaleń archeologicznych. [w:] Janiak, T., Stryniak, D. (red.) *Początki architektury monumentalnej w Polsce*. Wydawnictwo Muzeum Początków Państwa Polskiego w Gnieźnie, Gniezno, 47–70.
- Kwiatkowski, K., 2020. Konfrontacja stylów narodowych imperiów ze stylami narodowymi terytoriów zależnych. *PUA Przestrzeń Urbanistyka Architektura*, 1, 67–76.

- Labus, M., 2008. Evaluation of weathering-resistance classes in clastic rocks on the example of Polish sandstones. *Environmental Geology*, 54, 283–289.
- Labus, M., 2010. Zastosowanie metod modelowania hydrochemicznego w ocenie wietrzenia skał klastycznych na przykładzie piaskowca kredowego ze złoża Radków. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 26, 1, 83–92.
- Łukomski, G., 2006. Collegium Minus – świątynia nauki i sztuki. *Kroniki Miasta Poznania, Święty Marcin*. Wydawnictwo Miejskie, 1, 400–412.
- Macdonald, S., 2006. Words in stone? Agency and identity in a Nazi landscape. *Journal of Material Culture*, 11, 1-2, 105–126.
- Michniewicz, J., 1996. Niszczenie górnokredowych piaskowców ciosowych w zabytkach Wrocławia pod wpływem zanieczyszczeń atmosferycznych. *Przegląd Geologiczny*, 44, 3, 271–274.
- Michniewicz, J., 2006: Ekspertyza petrograficzna surowca skalnego, z którego wykonano Fontannę z Delfinami przy Alei Karola Marcinkowskiego w Poznaniu. Maszynopis, Archiwum Wojewódzki Urząd Ochrony Zabytków w Poznaniu.
- Michniewicz, J., 2019. Petrografia i pochodzenie surowców skalnych z fasady gmachu Dyrekcji Poczty przy ul. Kościuszki 77 w Poznaniu. *Varia Prace z zakresu geologii*, 1. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Michniewicz, J., Zieliński, P., 2010. Ekspertyza petrograficzna dotycząca surowców skalnych fasady Banku BZ WBK S.A. przy Placu Wolności 15 w Poznaniu. Maszynopis, Archiwum Wojewódzki Urząd Ochrony Zabytków w Poznaniu.
- Michniewicz, J., Zieliński, P., 2012. Ekspertyza petrograficzna surowców skalnych z fasady Gmachu Dyrekcji Poczty przy ul. Kościuszki 77 w Poznaniu. Maszynopis, Archiwum Wojewódzki Urząd Ochrony Zabytków w Poznaniu.
- Morawski, T., Kościówko, H., 1975. Granity rejonu Strzelina i ich kontakty. *Przewodnik 47 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Warszawa, 181–183.
- Pałat, T., 2006. Reprezentacyjna zabudowa przedpola zburzonej Bramy Berlińskiej. *Kroniki Miasta Poznania, Święty Marcin*. Wydawnictwo Miejskie, 1, 348–370.
- Pałat, Z., 2003. Pruska „Twierdza na Wschodzie”. W: Pazder, J., Zimmermann, E. (red.) *Zamek cesarski w Poznaniu: od pruskiej „warowni na Wschodzie” do Centrum Kultury „Zamek”*. Centrum Kultury Zamek, Potsdam-Poznań, 55–62.
- Pałat, Z., Pazder, J., 2011. *Poznań dzielnica zamkowa*. Wydawnictwo Miejskie Poznań, Poznań.
- Pazder, J., 2003. Zamek jako „Nowy Ratusz” i ośrodek kultury. [w:] Pazder, J., Zimmermann, E. (red.), *Zamek cesarski w Poznaniu: od pruskiej „warowni na Wschodzie” do Centrum Kultury „Zamek”*. Centrum Kultury Zamek, Potsdam-Poznań, 215–220.
- Pazder, J., 2008. *Atlas architektury Poznania*. Wydawnictwo Miejskie, Poznań.
- Sachanbiński, M., Kóčka-Krenz, H., Skoczylas, J., Girulski, R., 2014. Gemstones from the ducal part of the fortified settlement of Poznań (10/11th century) in the light of gemological studies and micro-Raman spectroscopy. *Slavia Antiqua*, 55, 145–169.
- Skoczylas, J., 2005. Wykorzystanie surowców skalnych we wczesnośredniowiecznej architekturze na Ostrowie Tumskim. [w:] Kóčka-Krenz, H. (red.) *Poznań we wczesnym średniowieczu*. Wydawnictwo Poznańskie. Poznań, 111–122.
- Skoczylas, J., 2016. Kamień w państwie pierwszych Piastów. Wydawnictwo CONTACT/ABC. Gniezno.
- Skoczylas, J., 2017. Early Piast dynasty (10–11th century) stone architecture in western Poland in a geological context. *Geological Quarterly*, 61, 4, 765–770.
- Skoczylas, J., 2024. *Kamienny Poznań*. (w druku)
- Skoczylas, J., Michniewicz, J., 2005. Średniowieczne zaprawy murarskie na Ostrowie Tumskim w Poznaniu. [w:] Kóčka-Krenz, H. (red.) *Poznań we wczesnym średniowieczu*. Wydawnictwo Poznańskie. Poznań, 147–159.

- Skoczylas, J., Sylwestrzak, H., Walendowski, H., 2000. Renesans poszukiwań, eksploatacji i zastosowania łupków dachówkowych. *Przegląd Geologiczny*, 48, 8, 743–747.
- Skoczylas, J., Walendowski, H., 2000. Wykorzystanie surowców skalnych w architekturze Ostrowa Tumskiego w Poznaniu. [w:] Biernacka, J., Skoczylas, J. (red.) *Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski. Przewodnik 71 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Poznań, 377–387.
- Skoczylas, Ł., 2012. Buildings as social memory implants: the two castles of Poznań. [w:] Gibas, P., Pauknerova, K., Stella, M. (red.), *Non-humans in social science: animals, spaces, things*. Červený Kostelec, 221–238.
- Skuratowicz, J., 1991. *Architektura Poznania 1890–1918*. Seria Historia Sztuki, 20. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Skuratowicz, J., 2003. Poznań – stolica niemieckiego wschodu. [w:] Pazder, J., Zimmermann, E. (red.), *Zamek cesarski w Poznaniu: od pruskiej „warowni na Wschodzie” do Centrum Kultury „Zamek”*. Centrum Kultury Zamek, Potsdam-Poznań, 49–53.
- Szczepaniak, M., 2015. Procesy diagenetyczne w wybranych piaskowcach Dolnego Śląska i ich znaczenie dla romańskiej architektury południowej Wielkopolski. *Bogucki Wydawnictwo Naukowe*, Poznań.
- Szczepaniak, M., 2022. Piaskowiec w architekturze Poznania – formy jego deterioracji na przykładzie elewacji budynku Collegium Iuridicum. *Przegląd Geologiczny*, 70(2), 126–134.
- Szczepaniak, M., 2021. Zróżnicowanie procesów deterioracji piaskowcowej elewacji XIX-wiecznego budynku Archiwum Państwowego w Poznaniu. *Przegląd Geologiczny*, 69(2), 127–134.
- Szczepaniak, M., Rój, P., 2019. Niszczenie okładziny piaskowcowej w zabytkowym budynku Traktu Królewsko-Cesarskiego w Poznaniu. *Przegląd Geologiczny*, 67(9), 717–727.
- Szymaniak, M., 2020. *Przewodnik po Zamku Cesarskim w Poznaniu*. Centrum Kultury Zamek w Poznaniu, Poznań.
- Wagner, H.W., 2014. Geologische Untersuchung und Materialprüfung an Dachschiefer-Altdeckungen. *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen*, 42, 121–142.
- Wagner, W., Bail, R., Hacar-Rodriguez, Stanek, S., 1994. European Roofing Slates. Part 1: Geology of Selected Examples of Slate Deposits. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 40, 68–73.
- Wagner, W., Bail, R., Hacar-Rodriguez, Stanek, S., 1995. European Roofing Slates. Part 2: Geology of Selected Examples of Slate Deposits. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 41, 21–26.
- Walendowski, H., 2003. Kamienna warownia – Zamek cesarski w Poznaniu. *Nowy Kamieniarz*, 5, 41–48.
- Walendowski, H., 2009. Piaskowiec z Radkowa. *Minimonografie polskich kamieni budowlanych*. Nowy Kamieniarz, 41(5), 50.
- Wolniewicz, P., 2019. Bringing the history of the earth to the public by using storytelling and fossils from decorative stones of the city of Poznań, Poland. *Geoheritage*, 11(4), 1827–1837.
- Wolniewicz, P., 2022. Classification and quantification of urban geodiversity and its intersection with cultural heritage. *Geoheritage*, 14(2), 63.
- Wolniewicz, P., 2024. Where geoheritage meets cultural heritage: historical stone use in the city of Poznań, Poland, and its economic and political background. *Geoheritage*, 16(1), 11.

A3. **Największa kopalnia gazu ziemnego w Polsce: KGZ Kościan-Brońsko**

Marcin Dudziński

ORLEN S.A. – Oddział PGNiG w Zielonej Górze

marcin.dudzinski@pgnig.pl

1. Wprowadzenie

Kopalnia Gazu Ziemnego (KGZ) Kościan-Brońsko to największa kopalnia gazu ziemnego w kraju (Ryc. 1), eksploatująca złoża Kościan, Brońsko i Łęki zakumulowane w utworach wapienia cechsztyńskiego i karbonu na głębokości ok. 2,3 km. Instalacja pozyskuje ok. 1,2 mld m³ gazu zaazotowanego rocznie. Zarządzana jest przez ORLEN S.A. – Oddział PGNiG w Zielonej Górze.

Uczestnicy wycieczki zostaną przeszkoleni z zakresu BHP i zasad bezpiecznego poruszania się po terenie zakładu górniczego. Na wstępie przedstawiona zostanie prezentacja na temat historii kopalni i procesu eksploatacji prowadzonego na tej jednostce, a następnie uczestnicy udadzą się na teren instalacji, gdzie zapoznają się z poszczególnymi etapami procesu wydobycia i uzdatniania gazu ziemnego.

Kopalnia Kościan-Brońsko jako pierwsza w Polsce została zbudowana w tzw. grzebieniowym (kolektorowym) systemie zbioru gazu. W bezpośrednim sąsiedztwie odwiertów powstały instalacje stref przyodwiertowych, na których realizowana jest część procesu technologicznego. Gaz z odwiertu, po redukcji ciśnienia, wstępnym osuszaniu, oddzieleniu wody i pomiarze ilościowym jest kierowany do gazociągu zbiorczego – zbierającego gaz z poszczególnych odwiertów – a następnie do Ośrodka Centralnego, gdzie jest poddawany procesom dalszej separacji wody, głębokiego osuszania, odręczenia oraz pomiarowi.



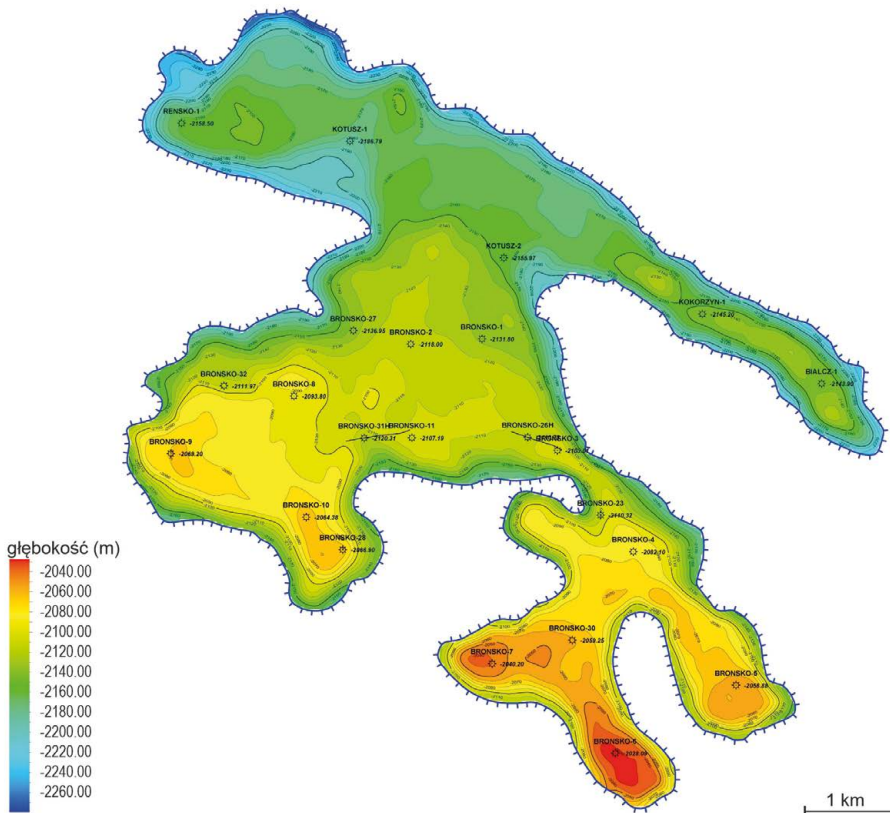
Ryc. 1. Kopalnia Gazu Ziemnego Kościan-Brońsko – największa kopalnia gazu ziemnego w Polsce

2. Charakterystyka złóż

2.1. Złoże Brońsko

Złoże gazu ziemnego Brońsko ma charakter masywowy, zakumulowane jest w obrębie utworów rafowych wapienia cechsztyńskiego i w elewowanych elementach podłoża karbońskiego. Wapień cechsztyński stanowi największy obiekt rafowy w tym rejonie.

Zasięg oraz miąższość rafa zostały określone na podstawie wyników badań sejsmiki 3D oraz 16 otworów odwierconych w jej obrębie (Ryc. 2). Rafa Brońsko posiada bardzo nieregularny kształt o półwyspowo-zatokowych brzegach, które tworzą palczaste rozwidlenia. Morfologia stropu, jak również miąższość, są bardzo zróżnicowane. Najbardziej elewowana jest południowa część rafa. Część północna jest zanurzona głębiej. Miąższość rafa waha się od 19 m w otworze Brońsko-2 do ok. 100 m w pobliżu odwiertu Białcz-1. Granicę wody podścielającej przewiercono w otworach usytuowanych w północnej części złoża (Kokorzyn-1, Katusz-1,-2, Białcz 1, Reńsko-1). Na południe od odwiertu Brońsko-1 cały wapień nasycony jest gazem, co jest efektem położenia jego spągu powyżej konturu wody złożowej. Górną granicę złoża tworzy powierzchnia stropowa wapienia cechsztyńskiego pokryta nieprzepuszczalnymi utworami anhydrytowymi cyklotemu Werra.

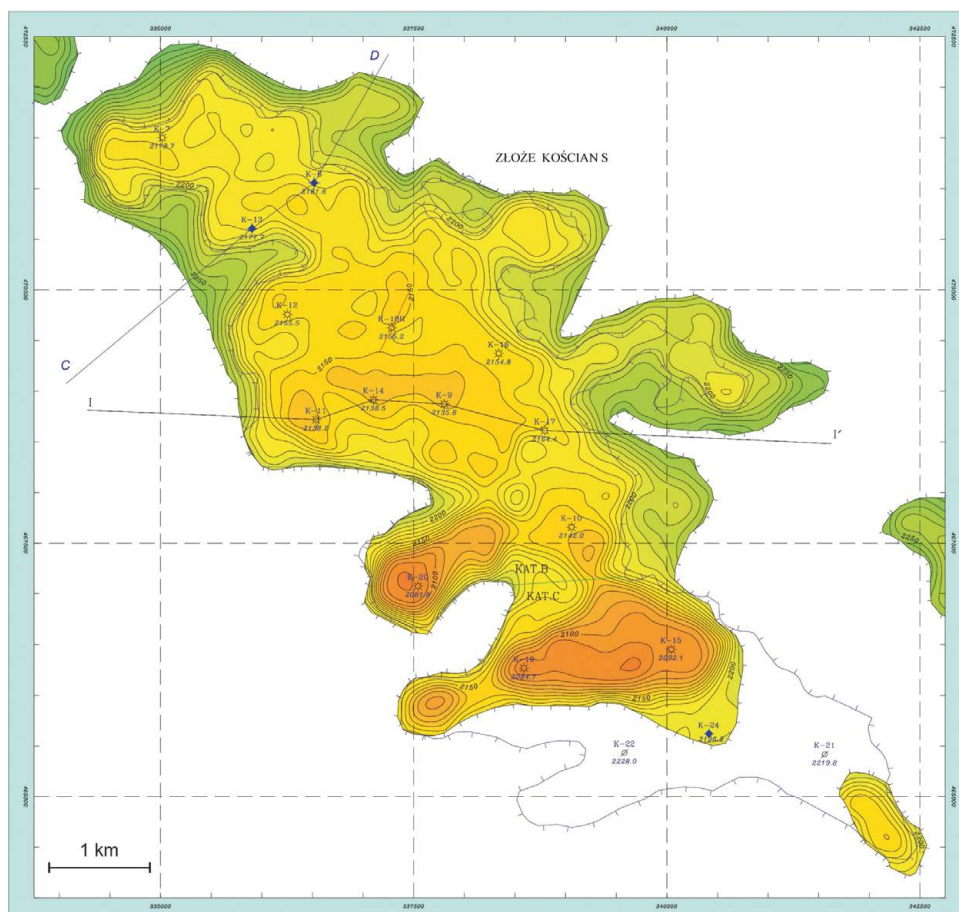


Ryc. 2. Złoże gazu ziemnego Brońsko – mapa strukturalna stropu wapienia cechsztyńskiego (źródło: ORLEN S.A. – Oddział Geologii i Eksploatacji PGNiG w Warszawie)

W części złoża poza rafą górną granicę złoża stanowi powierzchnia stropowa utworów karbonu pokryta pakietem nieprzepuszczalnych utworów wapienia cechsztyńskiego wykształconych w facji głębokowodnej oraz utworami anhydrytu dolnego Werry. Dolną granicę złoża stanowi izolinia -2204,5 m n.p.m. wyznaczona na mapie stropu utworów wapienia cechsztyńskiego oraz, w części południowej, jako linia przecięcia powierzchni stropu utworów karbonu z płaszczyzną wody podścielającej. Perforacje udostępniające horyzont gazonośny we wszystkich odwiertach na złożu Brońsko znajdują się w obrębie serii złożowej (wapienia cechsztyńskiego i karbonu) – powyżej -2204,5 m n.p.m.

2.2. Złoże Kościan S

Złoże gazu ziemnego Kościan S w utworach wapienia cechsztyńskiego zostało zakumulowane w obrębie rozległej rafy Kościan wydłużonej w kierunku NW-SE, długości ok. 11 km, o mocno rozczłonkowanych granicach (Ryc. 3). Górną granicę złoża stanowi powierzchnia stropu wapienia cechsztyńskiego cyklotemu Werra. Na podstawie wyników interpretacji

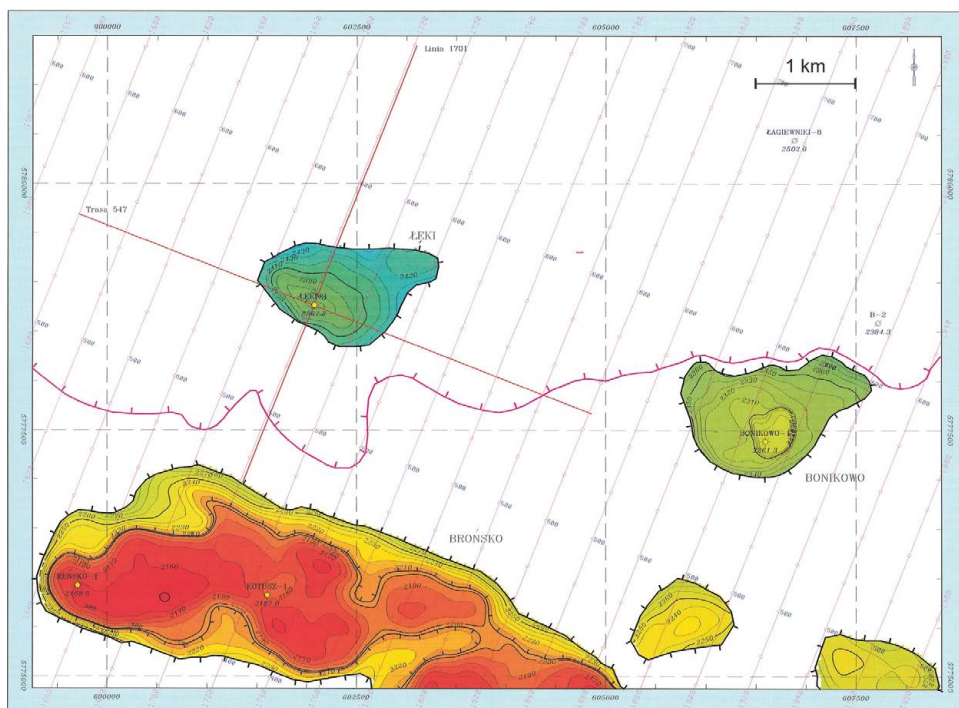


Ryc. 3. Złoże gazu ziemnego Kościan – mapa strukturalna stropu wapienia cechsztyńskiego (źródło: ORLEN S.A. – Oddział Geologii i Eksploatacji PGNiG w Warszawie)

profilowań geofizyki wiertniczej oraz wyników wykonanych prób złożowych w poszczególnych odwiertach, dolną granicę złoża przyjęto na głębokości -2 207,5 m. W centralnej i południowej części rafy Kościan cała miąższość wapienia znajduje się w strefie złożowej i tutaj spąg wapienia stanowi dolną granicę złoża.

2.3. Złoże Łęki

Złoże gazu ziemnego Łęki w utworach wapienia cechsztyńskiego zostało rozpoznane otworem wiertniczym Łęki-1 i badaniami sejsmiki 3D (Ryc. 4). Gaz zakumulowany jest w obrębie niewielkiej rafy powstałej na paleopodniesieniu stropu utworów podcechsztyńskich. Górną granicę złoża stanowi powierzchnia stropu wapienia cechsztyńskiego, przykrytego anhydrytami cyklotemu Werra. Dolną granicą jest spąg utworów rafowych wapienia cechsztyńskiego. Rafę okalają nieprzepuszczalne utwory wapienia cechsztyńskiego facji głębokowodnej. Cała miąższość wapienia cechsztyńskiego w odwiercie Łęki-1 (11,5 m) jest nasycona gazem.



Ryc. 4. Złoże gazu ziemnego Łęki – mapa strukturalna stropu wapienia cechsztyńskiego w obrębie raf (źródło: ORLEN S.A. – Oddział Geologii i Eksploatacji PGNiG w Warszawie)

3. Droga gazu ziemnego – od złoża do klienta

Gaz ziemny wydobywany ze złóż (Ryc. 5) zawiera zanieczyszczenia stałe, wodę złożową, parę wodną oraz pary rtęci.

Instalacja stref przyodwiertowych ma za zadanie:

- Obniżyć ciśnienie gazu z ciśnienia głowicowego do ciśnienia zdawczego kolektorowego;

- Oddzielić od gazu zanieczyszczenia stałe i wodę;
- Schłodzić lub podgrzać (w zależności od potrzeb) wydobywany z odwiertu płyn złożowy;
- Pomierzyć parametry eksploatacyjne odwiertu, tj.: (i) ilości wydobytego gazu, (ii) ciśnienia, (iii) temperatury, (iv) ilość oddzielonej od gazu wody złożowej;
- Skierować wydobyty gaz i wodę złożową na instalację Ośrodka Centralnego (OC).

Gaz pod pełnym ciśnieniem głowicowym wypływa z odwiertu i jest kierowany na wysokociśnieniowy separator I^o. W separatorze I^o na skutek obniżenia prędkości i zmiany kierunku przepływu gazu następuje oddzielenie wody złożowej oraz zanieczyszczeń stałych wynoszonych z odwiertu podczas eksploatacji. Oddzielona na oddzielnym I^o woda złożowa jest odpuszczana na okresowo poprzez automatyczny układ spustowy do kolektora wody złożowej.

Gaz po wyjściu z separatora I^o kierowany jest na kąpielowy wymiennik ciepła celem podgrzania, a następnie poprzez kaskadowy wymiennik ciepła gaz-gaz i zawór redukcyjny na separator II^o. Automatyczny zawór redukcyjny oprócz redukcji ciśnienia gazu pełni funkcję zaworu regulacyjnego utrzymującego wydobyte na zadanej wielkości.

Na oddzielnym II^o zastosowano identyczny układ spustowy jak na oddzielnym wysokociśnieniowym, umożliwiając automatyczny spust wody złożowej do kolektora wody złożowej. Odpuszczana woda złożowa poprzez kolektory spustowe kierowana jest do rurociągów, którymi transportowana jest na OC Kościan celem zmagazynowania.

Po przejściu przez separator II^o gaz ponownie wpływa na wymiennik kaskadowy gaz-gaz, aby schłodzić strumień gazu kierowany na zawór redukcyjny (wysokie ciśnienie). Z wymiennika gaz wpływa na pomiar, a następnie do kolektora zbiorczego, którym jest transportowany na instalację OC Kościan, gdzie podlega procesom dalszego oczyszczania i uzdatniania. Wstępnie oczyszczony gaz ze stref przyodwiertowych kierowany jest poprzez zbiorczy kolektor gazu na Ośrodek Centralny.

Pierwszym elementem instalacji na ośrodku centralnym jest zespół wlotowy oddzielnicy wstępnych, mających za zadanie wstępną separację frakcji ciekłych z gazu oraz przyjmowanie zwiększonej ilości płynów złożowych z kolektora zbiorczego gazu w trakcie jego tłokowania. Gaz po przejściu przez oddzielnicę wstępną jest kierowany na wysokosprawną pionową filtrseparator wypełniony koalescencyjnymi wkładami filtracyjnymi. Następnie gaz wchodzi na kolumnę osuszania, w której z gazu pochłaniana jest para wodna, przez płynący w przeciwnym kierunku 99% roztwór glikolu trójetylenowego (TEG). Suchy gaz opuszcza kolumnę i poprzez wymiennik ciepła, glikol, kierowany jest do wysokosprawnego filtrseparatora z koalescencyjnymi wkładami filtracyjnymi, celem wyłapania z gazu resztek TEG-u. Osuszony gaz kierowany jest następnie na sorbery rtęci wypełnione węglem aktywowanym siarką, co ma na celu oczyszczenie gazu z par rtęci. Blok filtrseparatorów końcowych ma za zadanie dokładne oczyszczenie gazu z cząstek węgla aktywnego przed skierowaniem go na układy pomiarowe. Gaz po przejściu przez baterię filtrseparatorów kierowany jest na układ pomiarowy składający się z dwóch ciągów, z których każdy wyposażony jest w gazomierz podstawowy (związka pomiarowa) oraz gazomierz kontrolny (turbina).

Opomiarowany strumień gazu, spełniający parametry handlowe, dostarczany jest gazociągiem ekspedycyjnym do odbiorcy. Zawadziony glikol z kolumny osuszania kierowany jest do bloku regeneracji glikolu, gdzie po dokładnym oczyszczeniu na filtrze cząstkowym oraz filtrze węglowym kierowany jest na regenerację glikolu celem odparowania zadsorbowanej w kolumnie osuszania wody. Regeneracja glikolu zasilana jest gorącym olejem (230–270°C) z kotłowni technologicznej. Zregenerowany glikol o koncentracji 99% za pomocą pomp nurnikowych dozowany jest na kolumnę absorbcyjną. Kotłownia technologiczna ma za zadanie podgrzanie czynnika grzewczego (oleju) dla potrzeb regeneracji glikolu.

Woda złożowa wydzielona z gazu na terenie stref przyodwiertowych jest przesyłana na teren Ośrodka Centralnego, gdzie jest magazynowana w napowierzchniowych zbiornikach, skąd jest okresowo pobierana przez zestaw pompowy i wtłaczana do odwiertu Kościan-6.

Na terenie Ośrodka Centralnego zabudowana jest pochodnia do spalania gazu zrzutowego z ewentualnego opróżniania urządzeń technologicznych, otwarcia się zaworów bezpieczeństwa oraz gazu sterowniczego. Urządzenia technologiczne znajdujące się na terenie stref przyodwiertowych oraz OC Kościan zostały zabudowane w kontenerach technologicznych oraz zabezpieczone szczelnymi geomembranami przed przedostaniem się zanieczyszczeń do wód gruntowych.

Instalacja technologiczna (Ryc. 5) wyposażona jest w automatyczne urządzenia realizujące proces, sterowane przez komputer centralny i nadzorowane przez obsługę w pomieszczeniu dyspozytorskim, w budynku administracyjno- socjalnym.



Ryc. 5. Instalacja w Kokorzynie wydobywa rocznie ok. 1,2 mld m³ gazu zaazotowanego ze złóż Kościan i Brońsko

4. Odzysk helu

Ciekawostką jest fakt, że w gazie z eksploatowanych przez kopalnię złóż występuje hel (Ryc. 6). We współpracy z Oddziałem PGNiG w Odolanowie jest on odzyskiwany pośrednio w instalacji membranowej do odzysku helu. Gaz ziemny wydobywany ze złoża zawiera ok. 0,13% helu. W celu jego częściowego odzysku zastosowano membrany typu *spiral-wound*, gdzie warstwa półprzepuszczalna tworzy spiralny zwój. Zabudowane membrany są wśród pierwszych tego typu na świecie dedykowanych komercyjnemu pozyskiwaniu helu.

Gaz wsadowy (*feed*) dostarczany jest od czoła zwoju i przenika do warstwy (*feed spacer*) ułożonej przy membranie. Warstwa ta umożliwia przepływ gazu wzdłuż całego cylindra z jednoczesnym dostępem cząsteczek do membrany. Cząsteczki, które ze względu na swoje właściwości fizyczne i chemiczne mogą przeniknąć przez membranę, dostają się do kolejnej warstwy (*permeate spacer*) znajdującej się po drugiej stronie membrany. Warstwa ta umożliwia transport strumienia z podwyższoną zawartością helu w kierunku poprzecznym do osi cylindra, po spirali, do centralnej perforowanej rury, skąd jest odbierany (*permeate*). Układ membranowy zastosowany w KGZ Kościan-Brońsko składa się z 48 modułów zabudowanych

w dwóch identycznych zbiornikach ciśnieniowych. Z kolei każdy zbiornik zawiera po 6 zestawów z czterema szeregowo połączonymi modułami.

Większość produkowanego przez kopalnię gazu, przed skierowaniem go do klientów, przepływa przez instalację membranową, z czego nieco ponad 10% przechodząc przez półprzepuszczalny materiał membran wzbogacona jest w hel (z każdych 10 wchodzących molekuł helu 8 przenika przez membranę do strumienia wzbogaconego w hel). Pozostałe 90% wsadu przepływa wzdłuż membran i nie przenika przez nie, pozbywając się znacznej części helu i CO₂ i poprawia jednocześnie swoje parametry opałowe (gaz handlowy). Jest to dodatkowy pozytywny efekt działania instalacji, który w prosty i ekonomiczny sposób umożliwia pozyskanie gazu Lw o wyższej kaloryczności z surowca o niższej kaloryczności.

Gaz handlowy, z którego odzyskano hel, kierowany jest na Węzeł Kościan, a następnie gazociągami do klientów – odbiorców. Z kolei strumień wzbogacony w hel po przejściu przez membrany traci początkowe ciśnienie i musi zostać sprężony przed skierowaniem go na wlot instalacji odazotowania, a finalnie – instalacji oczyszczania i skraplania helu w Odolanowie. Do tego wykorzystywane są jednocześnie pracujące dwie z trzech identycznych sprężarek (po ok. 1,2 MW). Gaz wzbogacony o hel (z 0,13% do ok. 0,8%) transportowany jest gazociągami do Węzła Kokorzyn, a następnie do Oddziału w Odolanowie, gdzie przechodzi proces odazotowania. Uzyskiwany jest w ten sposób koncentrat helu (80%), który następnie trafia na instalację oczyszczania i skraplania helu, której efektem jest czysty hel (99,9999%) będący końcowym produktem handlowym.



Ryc. 6. Gaz ziemny eksploatowany przez KGZ Kościan-Brońsko zawiera ok. 0,13% cennego helu

5. Tłocznie gazu

Uczestnicy wyjazdu będą mieli okazję zapoznać się z najnowszą inwestycją prowadzoną na terenie kopalni, która pozwoli na utrzymanie wydobycia gazu ze złóż Kościan i Brońsko, polegającą na zabudowie czterech zestawów sprężających gaz ziemny. Tłocznie gazu umożliwią podnoszenie ciśnienia gazu do wartości wymaganej w punkcie zdania do systemu przesyłowego.

A4. Permomezozoik pogranicza Wielkopolski i Kujaw – geologia i eksploatacja

Wojciech Stawikowski^{1*}, Łukasz Grzybowski¹, Mateusz Czarnomski²

¹ Zakład Geologii Dynamicznej i Petrografii Stosowanej, Instytut Geologii,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

² Zakład Górniczy Kujawy w Bielawach, Holcim Polska S.A.

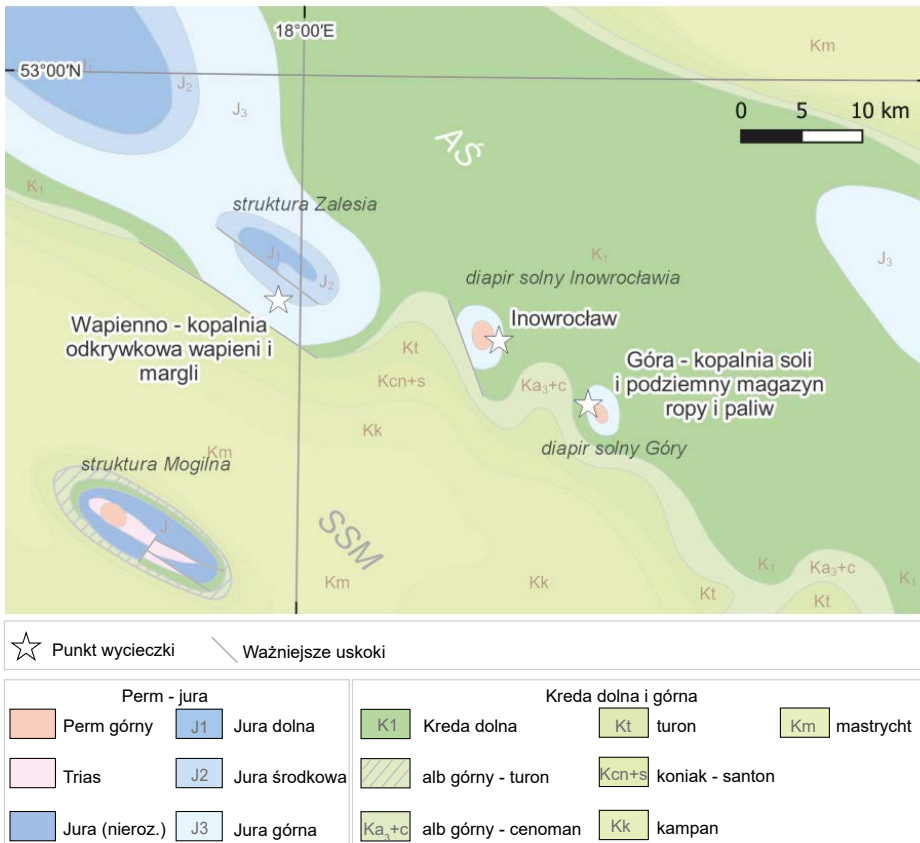
*wojst@amu.edu.pl

1. Wprowadzenie

Pogranicze Wielkopolski i Kujaw, dwóch ważnych krain historycznych naszego kraju, zlokalizowane jest jednocześnie w strefie granicznej nadrzędnych jednostek budowy geologicznej Polski wyróżnianych w obrębie permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego. Przebiega tu bowiem czytelna w planie podkenozoicznym granica pomiędzy antyklinorium środkowopolskim (inaczej antyklinorium śródpolskim, wałem środkowopolskim) oraz synklinorium szczecińsko-miechowskim (zwanym też niecką szczecińsko-miechowską), zwykle umownie wyróżniana wzdłuż spągu górnej kredy (Mizerski, 2020), a bardziej precyzyjnie: po spągu nieco starszych utworów, należących do górnego albu (Narkiewicz, 2012).

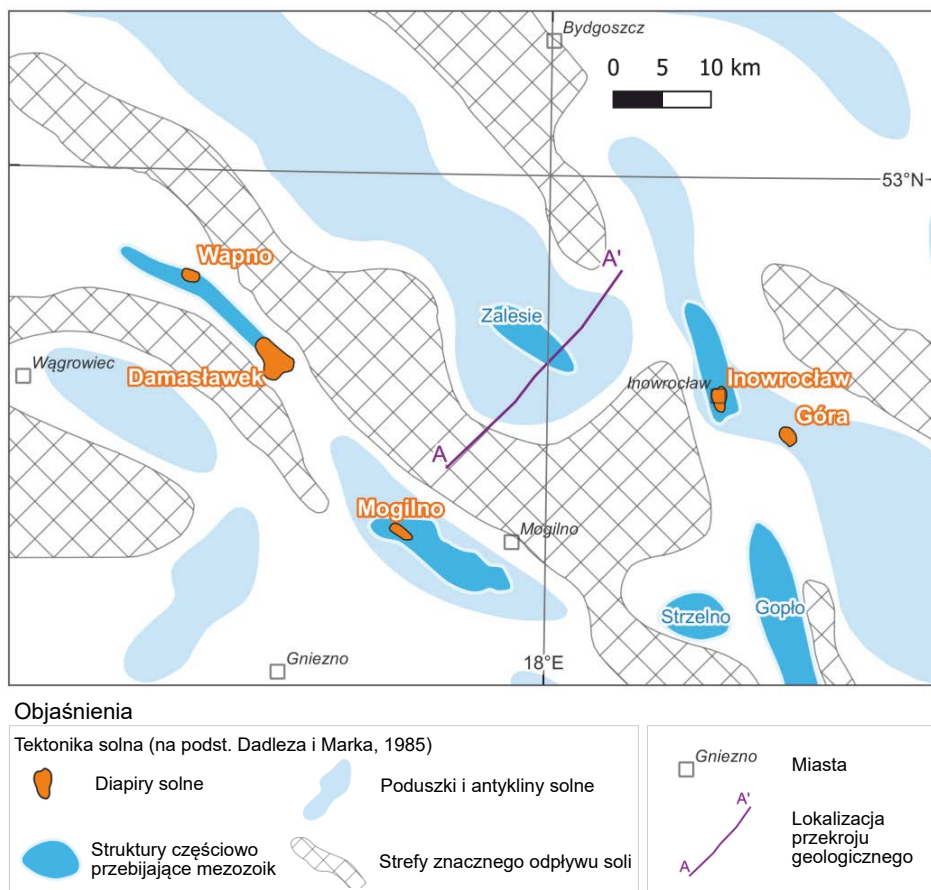
Osady permsko-mezozoiczne stanowiące pokrywę platformy paleozoicznej zostały zdeponowane w obrębie basenu polskiego, będącego wschodnią częścią większego, epikontynentalnego basenu środkowoeuropejskiego. Osiową, najgłębszą część basenu na obszarze dzisiejszej Polski, związaną z najbardziej intensywnymi procesami depozycyjnymi stanowiła bruzda śródpolska, o przebiegu analogicznym do strefy Teisseyre'a-Tornquist. Wskutek silnej subsydencji obszaru permsko-mezozoiczne wypełnienie basenu osiągnęło bardzo znaczące miąższości, dochodzące w centralnej części zbiornika do ok. 10 km (Dadlez, 2003). Obecnie zasięg bruzdy pokrywa się w przybliżeniu z antyklinorium (wałem) środkowopolskim, a więc z tektoniczną formą pozytywną. Układ ten jest wynikiem strukturalnej inwersji basenu polskiego, która miała miejsce w późnej kredzie i najwcześniejszym paleogenie (Krzywiec, 2006), wskutek oddziaływania regionalnej kompresji tektonicznej na kierunku SW-NE, czyli prostopadłym do przebiegu bruzdy śródpolskiej.

Wizytowany w trakcie wycieczki region to strefa graniczna segmentu pomorskiego (dokładniej jego SE krańca, przy kontakcie z segmentem kujawskim) antyklinorium środkowopolskiego z segmentem mogileńsko-łódzkim synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Ryc. 1). Na opisywanym obszarze piętro permsko-mezozoiczne ujawnia znaczącą złożoność budowy, wynikającą przede wszystkim z istotnego, a zarazem nierównomiernego wpływu ruchów soli cechsztyńskich. Procesy te, trwające od późnego triasu, doprowadziły do rozwoju licznych struktur: wałów, wysadów i poduszek solnych (Ryc. 2), ponad którymi w ich mezozoicznym nadkładzie rozwinęły się antykliny niższego rzędu w stosunku do antyklinorium, np. antyklina Mogilna, antyklina Szubina oraz antyklina Zalesia. Strukturom fałdowym związanym genetycznie z procesami halotektonicznymi towarzyszą przebudowujące je uskoki.



Ryc. 1. Lokalizacja punktów wycieczki na tle fragmentu mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000); AŚ – antyklinorium środkowopolskie, SSM – synklinorium szczecińsko-miechowskie

Powstanie złożonych struktur tektonicznych związanych genezą z ruchami mas solnych przełożyło się na wytworzenie na pograniczu wielkopolsko-kujawskim szczególnej w skali całego Niżu Polskiego koncentracji form geologicznych sprzyjających eksploatacji kopalni reprezentujących piętro permsko-mezozoiczne. Wydobycie tych surowców trwa na tym obszarze od ponad 160 lat, z perspektywami na kolejne dziesięciolecia. Dotyczy to (i) skał węglanowych górnej jury (głównie wapieni, również margli) występujących pomiędzy miastami Barcin oraz Pakość, a reprezentowanych przez do dziś eksploatowane wyrobiska Wapienno (Punkt 1) i Bielawy oraz (ii) soli cechsztyńskich, wydobywanych poprzez eksploatację podziemną albo ługowanie w kopalniach w Kłodawie, Mogilnie i Górze (obecnie) oraz Inowrocławiu (Punkt 2) i Wapnie (w przeszłości). Co warto podkreślić, wykorzystanie tych surowców jest po części sprzężone w kontekście ich użytkowania. Wapienie oraz sól kamienna wspólnie stosowane są przez zakłady chemiczne w Janikowie i Inowrocławiu-Mątwach do produkcji sody. Ponadto, wysady solne w Mogilnie oraz Górze (Punkt 3) służą jako podziemne magazyny substancji użytecznych. W wytworzonych w nich komorach magazynowane są znaczące objętości odpowiednio: gazu ziemnego oraz ropy naftowej i paliw.

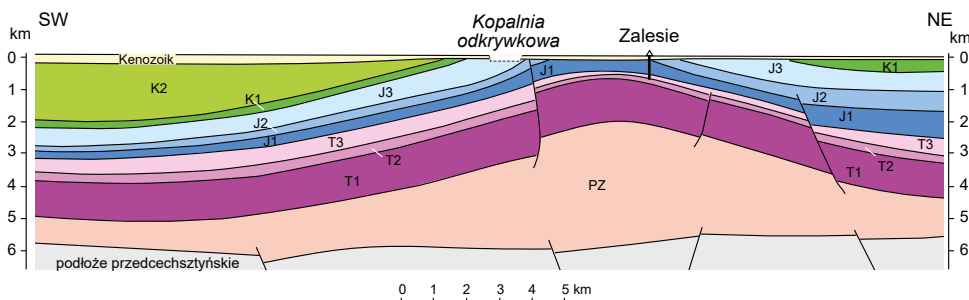


Ryc. 2. Mapa struktur powstałych w wyniku oddziaływania tektoniki solnej, występujących na pograniczu Wielkopolski, Kujaw i Pomorza (Dadlez i Marek, 1985); A-A' – linia przekroju z Ryciny 3

2. Kopalnia wapieni i margli „Kujawy”, kamieniołom w Wapienniu koło Barcina (Punkt 1)

Z punktu widzenia geologicznych podziałów regionalnych wizytowana kopalnia jest położona w obrębie struktury (antykliny) Zalesia, zlokalizowanej na południowo-wschodnim krańcu sektora pomorskiego antyklinorium środkowopolskiego (Dadlez, 1980). Ta lokalna, relatywnie niewielkich rozmiarów struktura (w planie podkenozoicznym ma rozciągłość ok. 18 km i szerokość ok. 10 km), stanowi brachyantyklinę salinarną, o jądrze budowanym przez sole cechsztyńskie (Ryc. 3). Jest ona przebudowana uskokiemi, w tym tnącą ją w części południowo-zachodniej i południowej strefą uskokuwą Wyrzyska (Dadlez i Marek, 1985), a także poprzecznymi do tej strefy, jak i do osi brachyantykliny, uskokiemi niższego rzędu. Głazek i in. (1992) zinterpretowali je jako uskoki radialne. Dadlez i Marek (1985) zwrócili uwagę, że struktura Zalesia jest newralgicznie usytuowana, w strefie zbiegania się trzech głębokich stref dyslokacyjnych: Wyrzyska

(o rozciągłości NW-SE), systemu NNW-SSE (linia Gopło-Inowrocław) oraz strefy Chodzież-Brodnica (WSW-ENE). Złoże „Barcin-Piechcin-Pakość”, w obrębie którego znajdują się czynne wyrobiska kopalni „Kujawy”: Wapienno i Bielawy oraz wyłączony z eksploatacji, zalany kamieniołom Piechcin, zlokalizowane jest w południowo-zachodnim skrzydle (brachy)antykliny Zalesia. Skrzydło to zapada na południowy zachód pod kątem około 15–20°, przy czym miejscami upad uławiczenia osiąga 50° (Głazek i in., 1992). Nazwa tej struktury tektonicznej pochodzi od niewielkiej wsi położonej na wschód od Barcina, w pobliżu której znajduje się kulminacja brachyantykliny i gdzie nawiercony został, jeszcze w międzywojniu (1938 r.), jedyny dotąd głęboki (> 500 m) otwór ją penetrujący, który osiągnął poziom 618 m p.p.t. Wiercenie to również posiada nazwę Zalesie i przewierciło utwory jury dolnej i triasu górnego (retyku), a zakończone zostało w skałach triasu środkowego (wapienia muszlowego).



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez strukturę (antyklinę) Zalesia, według Dadleza i Marka (1985), zmieniony

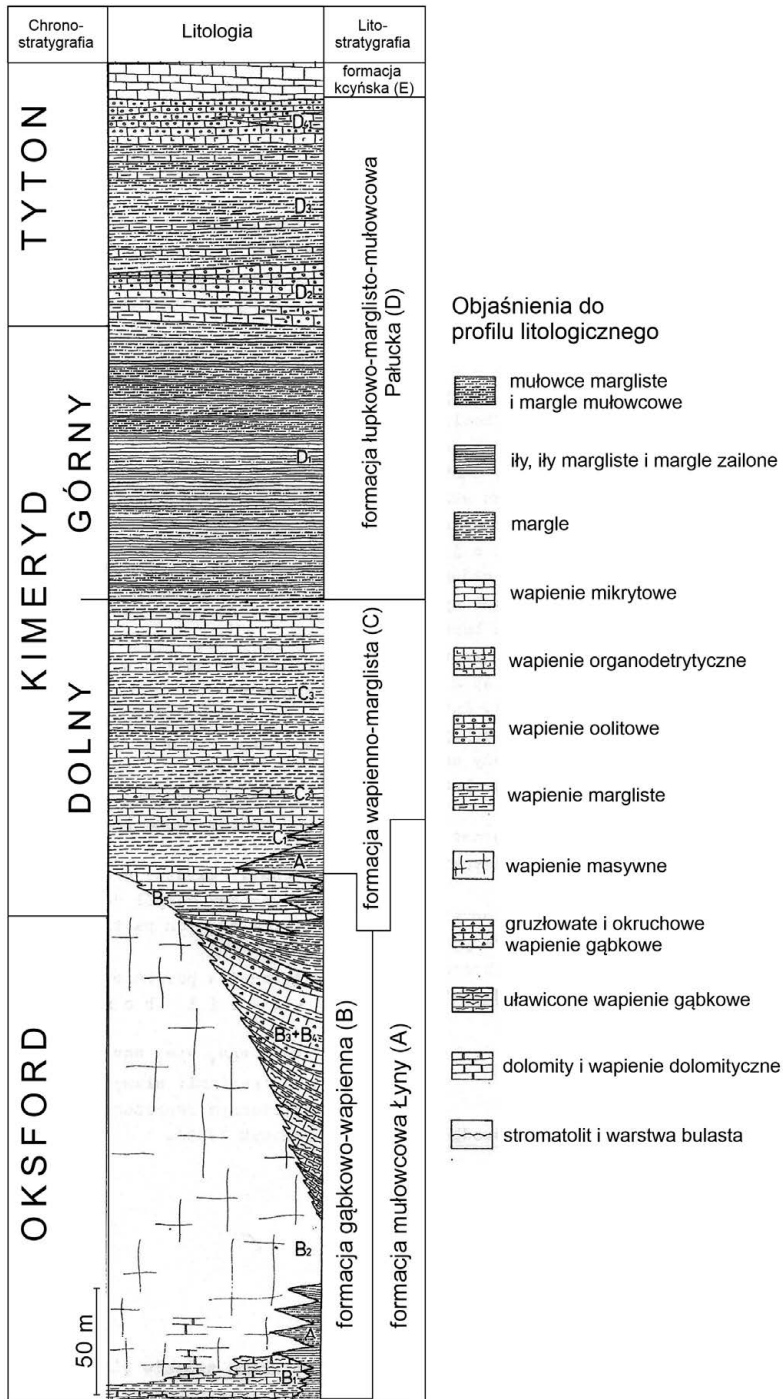
Skałami eksploatowanymi w kopalni „Kujawy” są osady węglanowe: wapienie oraz, w mniejszej ilości, skały margliste górnej jury, w ujęciu chronostratygraficznym reprezentujące oksford oraz dolny kimeryd. Znajdują się one pod niewielkim, niezgodnie zalegającym nadkładem utworów kenozoicznych, głównie czwartorzędowych, lokalnie także neogeńskich. Tego rodzaju płytkie występowanie skał jurajskich stanowi rzadkość w północnej części Niżu Polskiego. Podobną sytuację odnotowuje się jeszcze na Pomorzu Zachodnim, ok. 25 km na N od Goleñowa, w rejonie Czarnogłowy-Śwētoszewo, gdzie jednak eksploatację zakończono w latach 60-tych, a wyrobiska uległy zalaniu. Przypowierzchniowe występowanie jury jest w przypadku struktury Zalesia rezultatem wydzwignięcia skał mezozoicznych wskutek funkcjonowania na tym obszarze ciała solnego, stanowiącego poduszkę solną (Marek i Znosko, 1972) lub częściowo przebijający słup solny (Dadlez, 1980) i zlokalizowanego w terminalnej, SE części długiego wału solnego (Dadlez i Marek, 1985) (Ryc. 2). Obecność skał solnych w jądrze struktury Zalesia została już przed kilkudziesięcioma laty stwierdzona badaniami geofizycznymi: grawimetrycznymi, a następnie sejsmicznymi (Dembowska, 1959). Nadkład kenozoiczny, głównie czwartorzędowy, osiąga w granicach złoża miąższość między 5 a 35 m. Jest on przedmiotem pogłębianych prac badawczych (Sokołowski, 2010), co wykracza jednak poza tematykę niniejszej wycieczki. Odrębnym, istotnym zagadnieniem, także poza zakresem wycieczki, jest specyfika warunków hydrogeologicznych na obszarze struktury Zalesia, w znacznej mierze uwarunkowana prowadzoną tu działalnością górnictw (np. Pomianowska, 1996).

W świetle interpretacji paleofacjalnej, obszar eksploatacji skał węglanowych jury górnej w obrębie struktury Zalesia stanowi kopalnię biohermę mikrobialitowo-gąbkową wraz z jej

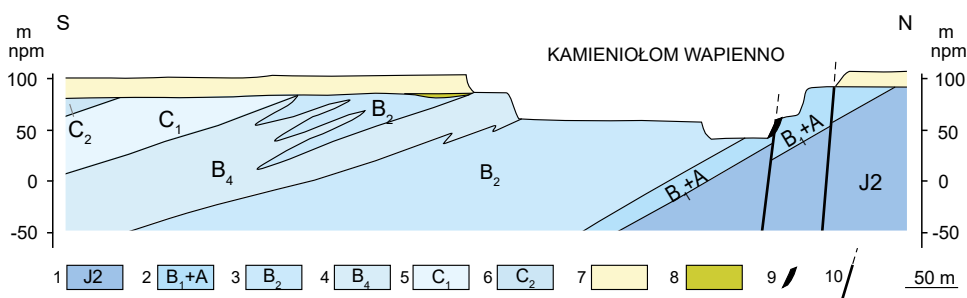
bliskim otoczeniem (skłonem) (Matyja i Wierzbowski, 1985). Rzeczona budowla węglanowa (bioherma) rozwinęła się na podmorskiej elewacji dna, której geneza związana była z ruchami wznoszącymi, jakim podlegały tworzące poduszki sole cechszyńskie, dźwigające się w rezultacie procesów halotektonicznych. Zachodziły one w trakcie sedymentacji utworów węglanowych dostępnych obecnie w odwiedzanym kamieniołomie (np. Chlebowski i in., 1990). Ponadto, obecność w osadach materiału detrytycznego zawierającego koralowce wskazuje na możliwość istnienia powyżej biohermy, w jej centralnej części, rafy koralowej (Matyja i Wierzbowski, 1985; Ryc. 1. s. 33). Miała ona funkcjonować w dojrzałym stadium rozwoju biohermy, w późnym oksfordzie (Głazek i in., 1992) i zostać zerodowana na późniejszym etapie ewolucji struktury Zalesia (Matyja i Wierzbowski, 1985).

Odnosząc się do zjawisk diagenetycznych, skały węglanowe tu występujące strefowo wykazują wpływ dolomityzacji oraz sylyfikacji. Procesy dolomityzacji miały charakter wtórny i związane są z krążeniem roztworów przede wszystkim w obrębie systemu szczelin rozwiniętego w wapieniach (Passendorfer i Wilczyński, 1961; Zydorowicz, 1982). Sylyfikacja jest powiązana z pierwotnym występowaniem w osadzie szkieletów gąbek krzemionkowych i określane jest tu mianem autosylyfikacji, zachodzącej przy niewielkiej migracji krzemionki w obrębie poszczególnych ławic (Chlebowski i in., 1990).

Litologia oraz stratygrafia utworów jurajskich występujących w obrębie struktury Zalesia, w tym nie tylko górnourajskich skał węglanowych odsłaniających się i eksploatowanych w wyrobiskach kopalni „Kujawy” Wapienno i Bielawy, ale także dostępnych dzięki wierceniom skał jury dolnej i środkowej zostały szczegółowo opisane przez Matyję i in. (1985), a wcześniej bardziej ogólnie i w węższym zakresie przez Małeckiego (1973) oraz Matyję i Wierzbowskiego (1981). Matyja i in. (*op. cit.*) wydzieliли dla utworów jurajskich tego obszaru szereg lokalnych jednostek litostratygraficznych, którym nadali miano zespołów i oznaczyli je literami alfabetu. Odpowiednio, wydzielenia w obrębie jury górnej mają sygnatury od A do E, zaś starsze utwory jury dolnej i środkowej od N do Z. Najbardziej istotne z punktu widzenia tematyki wycieczki, utwory jury górnej, w ramach szczegółowego usystematyzowania, są dodatkowo podzielone na oznaczone indeksami podzespoły: B₁- B₅, C₁- C₃ i D₁- D₄ (Matyja i in., 1985) (profil litostratygraficzny na Rycinie 4). W wyrobiskach eksploatujących złoża odsłaniają się przede wszystkim organogeniczne skały węglanowe reprezentujące zespół B, zaś wydobyć dotyczy głównie podzespołu B₂, a w mniejszym stopniu podzespołów B₁, B₃ i B₄ (Ryc. 5). Wymienione główne jednostki litostratygraficzne eksponowane w wyrobiskach kopalni Kujawy zostały zaliczone do środkowego i górnego oksfordu (Matyja i in., 1985), jakkolwiek w świetle najnowszych ustaleń opartych na biostratygrafii, alternatywnie przyporządkowywane są one w większości do dolnego kimerydu (Loba i Radwańska, 2022). Zgodnie z opisem Matyji i in. (*ibidem*) podzespół B₁ (o miąższości 5–25 m) to uławiczone wapienie margliste i margle, a także, strefowo, diagenetyczne dolomity. Skały te lokalnie zawierają liczne mumie gąbek oraz członki liliowców. Podzespół B₂ reprezentowany jest przez wapienie gruboławicowe lub masywne o zmiennej miąższości, sięgającej do 220 m. Ponownie częste są tu mumie gąbek, obecne są także powłoki wytworzone przez sinice. Skały te tworzyły biohermę mikrobialitowo-gąbkową. Podzespoły B₃ i B₄ budowane są przez przeławicające się wapienie gąbkowe, margliste oraz margle, w tym margle detrytyczne. Tutejsze partie wapienne często wykazują sylyfikację. Podzespoły te mają miąższość od 0 do 140 m, co jest efektem ich obocznego występowania w stosunku do podzespołu B₂. Stanowią one osady przejściowe pomiędzy biohermą a facją basenową (Matyja i Wierzbowski, 1985). Podzespół B₅ (osiągający do 50 m) jest analogiczny do B₂, przy czym tutejsze wapienie masywne zawierają przeławiczenia wapieni i margli. Stanowi on najmłodsze zachowane części biohermy. Nadległy zespół C to już wyłącznie naprzemienne, zwykle



Ryc. 4. Profil utworów górnej jury w strukturze Zalesia (Matyja i in., 1985); nazwy formacji według Dembowskiej (1979)



Ryc. 5. Przekrój geologiczny przez SW skrzydło antykliny Zalesia, według Głazka i in. (1992)

ubogie w faunę (oprócz podzespołu C_2) wapień, wapień margliste i margle (Matyja i in., 1985; Matyja i Wierzbowski, 1985). W kamieniołomie Wapienno, na jego północnej ścianie, miejscami natrafic można na starszy zespół A (w postaci 4–5 m warstwy iłowców marglistych i margli), a także na podścielającą go cienką (do 0,3 m) warstwę bulastą stanowiącą element przejścia kelowej-oksford (Sokołowski i in., 2023).

Z uwagi na bogactwo i zróżnicowanie występujących w nich skamieniałości, utwory wapienne odsłaniające się w wyrobiskach Wapienno oraz Bielawy, a wcześniej także Piechcin stanowią od dawna obszar zaawansowanych badań paleontologicznych (przykładowe nowsze publikacje: Matyja i Wierzbowski, 2002; Radwańska, 2004; Loba i Radwańska, 2022). W skałach tych natknąć się można na szereg skamieniałości należących do gąbek krzemionkowych, ramienionogów, a także liliowców, amonitów, jeżowców, rozgwiazd, małżów, koralowców, mszywiolów i wieloszczetów.

Mimo generalnie monoklinalnego charakteru zalegania skał wapiennych (na obszarze objętym obecnie eksploatacją utwory te zapadają pod kątemi $\sim 15\text{--}22^\circ$ ku SW) w kamieniołomach Wapienno i Bielawy dostrzegalne są struktury tektoniczne niższego rzędu. Należą do nich, obok powszechnych spękań, uskoki, niekiedy podkreślone obecnością mineralizacji oraz łagodne, szerokopromienne fałdy. Zarówno uskoki, jak i fałdy mają przeważnie przebieg poprzeczny do rozciągłości struktury Zalesia, a tym samym do biegu uławicenia skał ją budujących. Spękania tworzą sześć zespołów, z dominującym stromym zespołem poprzecznym NW-SE, a więc o przebiegu równoległym do większych tutejszych stref deformacji kruchej (Czepulis i in., 1984). W przypadku uskoków (Ryc. 6), są one udokumentowane powierzchniami luster tektonicznych, zawierających lineację rys ślizgowych, czasami wytworzoną w żyłowych wypełnieniach kalcytowych. Orientacja rys ślizgowych wskazuje najczęściej na zwykle zrzutowy charakter przemieszczeń (Czepulis i in., *ibidem*). Dobrze widoczne na ścianach kamieniołomu struktury fałdowe stanowią łagodne, szerokopromienne ugięcia (Ryc. 7) o kilku-kilkunastometrowych amplitudach i długościach falowych rzędu kilkudziesięciu lub ponad stu metrów.

W obrębie obu kamieniołomów obserwuje się mineralizację siarczkową (Krajewski, 1957; Krażewski, 1966; Górecka, 1985) przejawiającą się występowaniem okruszczenia w formie żył, naskorupień i wtrąceń zawierających piryt, markasyt i sfaleryt. Minerale te stowarzyszone są często ze współtworzącymi z nimi krystaliczne, polimineralne skupienia kalcytem oraz dolomitem. Daje się dostrzec zależność pomiędzy występowaniem mineralizacji oraz obecnością stref tektonicznych (uskoków) (Głazek i in., 1992). Na podstawie badań inkluzji w sfalerycie ustalono, że mineralizacja siarczkowa jest efektem krystalizacji z podgrzanych (do ok. 70°C) roztworów solankowych (Górecka, 1985). Ponadto, w tutejszych wapieniach można zaobserwować liczne żyłki i druzgi kalcytowe (Passendorfer i Wilczyński, 1961).



Ryc. 6. Uskok na południowo-zachodniej ścianie wyrobiska Wapienno Zachód

Interesującym zjawiskiem rejestrowanym w ścianach kamieniołomów na terenie złoża Barcin-Piechcin-Pakość, w tym w wyrobisku Wapienno, są różnowiekowe, kopalne procesy krasowe (Passendorfer i Wilczyński, 1961; Głazek i in., 1992). Ich przejawem są liczne kieszenie, szczeliny oraz leje krasowe, wtórnie wypełnione zróżnicowanymi litologicznie i wiekowo osadami. Z uwagi na zmienność materiału wypełniającego, Głazek i in. (*ibidem*) podzielili formy krasowe odsłaniające się w wyrobiskach struktury Zalesie na cztery grupy: (i) liczne leje krasowe i szczeliny wypełnione osadami z węglem brunatnym wieku oligoceńskiego, (ii) starsze od nich rzadkie, poszerzone szczeliny wypełnione piaskami glaukonitowymi, (iii) rozległe, płytkie leje wypełnione podplejstoceniowymi iłami mioplioceniowymi oraz (iv) głębokie szczeliny oraz płytkie leje i kieszenie wypełnione piaszczysto-ilastymi osadami plejstocenu. W części form krasowych, powiązanych z obecnością osadów węglistych, występują naskorupienia pirytu.

Eksploatacja

Złoże wapieni i margli „Barcin-Piechcin-Pakość” eksploatowane jest od 1860 r. Surowce te zostały odkryte przypadkowo dwa lata wcześniej, podczas głębszego studni we wsi Wapienno. Złoże to szybko stało się bardzo znaczącym źródłem surowca wykorzystywanego do wypału wapna na terenie północnej Polski. W kolejnych latach XIX w. do grona odbiorców surowca wapiennego dołączyły lokalne cukrownie (Kruszwica, Żnin, Mątwy, Janikowo i inne), a także Zakłady Sodowe w Mątwach (obecnie części Inowrocławia). Pierwotnie wydobywanie prowadzono ręcznie, urabiając kopalnię materiałami wybuchowymi oraz transportując urobek przy użyciu wózków kolebkowych, lin i kieratów konnych. W 1914 r. zakład w Piechcinie stał się największym zespołem wapienniczym w Polsce. W okresie międzywojennym w zakładach



Ryc. 7. Fałd szerokopromienny na południowo-zachodniej ścianie wyrobiska Wapienno Zachód

produkowano wapno budowlane, nawozowe, hydratyzowane i kamień wapienny dla cukrowni, zakładów sodowych oraz odlewni. Jako produkty uboczne wytwarzano dodatki do pasz dla drobiu i bydła. Po II wojnie światowej zakład znacjonalizowano, a surowiec zaczęto dostarczać również do nowopowstałego zakładu sodowego w Janikowie. W 1969 r., trzy lata przed oddaniem do eksploatacji cementowni, zakłady przemianowano na Kombinat Cementowo-Wapieniczny „Kujawy” w Bielawach. Kombinat funkcjonował przed prawie 26 lat, produkując ponad dwa miliony ton cementu i wapna rocznie. Na skutek prywatyzacji władze nad zakładami wchodzącymi w skład byłego Kombinat przeszły w ręce spółki Lafarge. W latach 1998–2002 zakłady całkowicie zmodernizowano, począwszy od wymiany sprzętu ciężkiego oraz zmiany technologii produkcji cementu, co pozwoliło na ograniczenie wpływów zakładu na środowisko naturalne. Wskutek fuzji koncernów Lafarge i Holcim w 2015 r. nastąpiła zmiana nazwy firmy na LafargeHolcim, a w 2024 r. na Holcim. Warto dodać, że w latach 2016–2017 zrealizowano inwestycje, które dotyczyły wykorzystania w procesie wypału ciepła z niskoprzetworzonych paliw alternatywnych.

Charakterystyczne dla złoża wapieni i margli „Barcin-Piechcin-Pakość” jest jego położenie geograficzne. Płytkie zaleganie surowca, możliwe dzięki ruchom podścielających go wysadów solnych, jest unikalne na skali całego kraju. Dzięki temu zakład górniczy jest dziś jedynym producentem skał węglanowych w północnej Polsce. Parametry chemiczne i fizykomechaniczne, a także zróżnicowanie litologiczne sprawiają, że wydobywana kopalina doskonale nadaje się nie tylko na potrzeby wypału klinkieru w cementowni, ale także jako surowiec do produkcji sody kalcynowanej, wapna oraz kruszyw drogowych. Istotnym czynnikiem jest również rozległość złoża, i co się z tym wiąże – baza zasobowa kopaliny. Zasoby geologiczne na dzień dzisiejszy wynoszą ponad miliard ton, co przekłada się na możliwość eksploatacji przez kolejne 120 lat, uwzględniając obecny poziom wydobycia.

Złoże charakteryzuje się wydłużonym kształtem wzdłuż kierunku NW-SE, o rozciągłości 7,5 km i szerokości 0,5–1,0 km. Eksploatacja odbywa się w czterech aktywnych wyrobiskach: Wapienno Zachód i Wschód, Bielawy Zachód i Wschód. Obszar wydobycia wynosi obecnie prawie 400 ha. W 2018 r. kopalnia osiągnęła docelową rzędną spągu wyrobiska

(czyli dokumentowany spąg złoża), udostępniając ostatnie piętro wydobywcze do poziomu -20 m n.p.m. Tym samym maksymalna głębokość wyrobiska wynosi obecnie 125 m. Nadkład nad złożem stanowią gliny i piaski czwartorzędowe. Część piasków została udokumentowana jako kopalina towarzysząca. W złożu wyodrębniono również nadkład wewnętrzny, który stanowią piaski wypełniające leje krasowe. Masy nadkładowe są sukcesywnie usuwane i zwałowane na dwóch zwałowiskach zewnętrznych: Wapienno i Bielawy. Zwałowiska zlokalizowane są w bezpośrednim sąsiedztwie wyrobisk i mają wysokość 60 m. W obrębie złoża wykształciły się dwa poziomy wodonośne: czwartorzędowy (związany z osadami polodowcowymi) oraz jurajski (w obrębie złoża). Roczny dopływ wód do wyrobisk zwiększa się wraz z ich rozszerzaniem i wynosi obecnie około 2 mln m³ rocznie. Woda odprowadzana jest grawitacyjnie do zbiorników zlokalizowanych na dnie poszczególnych wyrobisk, skąd wypompowywana jest systemem odwodnienia na powierzchnię. Ze względu na charakter odwodnienia, wewnątrz oraz w bezpośrednim sąsiedztwie wyrobisk, powstał lej depresji zwierciadła wód podziemnych. Jednak ze względu na korzystne warunki hydrogeologiczne w złożu wapieni i margli „Barcin-Piechcin-Pakość” na on mały zasięg. Zawdzięczać to można występowaniu wzdłuż rozciągłości złoża utworów trudno przepuszczalnych, co powoduje, że lej depresji jest stromy, a zasięg oddziaływania nie przekracza 300 m od granic wyrobisk. Z łącznej ilości odpompowywanej wody około 70% stanowią wody opadowe, przez co kopalnia nie tylko ma minimalny wpływ na osuszanie terenu, ale przede wszystkim stanowi swoisty bank wody.

W rejonie kujawskim obserwowany jest niedobór wody. Średnie sumy roczne opadów nie osiągają tu 500 mm, a opady coraz częściej mają charakter nawałny. Wszystko to skutkuje degradacją siedlisk przyrodniczych i utratą różnorodności biologicznej, której to Nadleśnictwo Gołąbki i ZG Kujawy postanowiły przeciwdziałać. Większość wód odprowadzanych z terenu zakładu górniczego „Kujawy” do 2023 r. zasilala rzekę Noteć. W roku tym uruchomiono nową inwestycję polegającą na wypompowywaniu wód na obszary leśne należące do Nadleśnictwa Gołąbki. Położone w odległości 3 km od kopalni uroczysko leśne „Kacze Doły” oraz teren leśnictwa Niedźwiedzi Kierz od kilku dekad cierpiały z powodu niedoborów wody. Dzięki bezprecedensowej współpracy w celu renaturalizacji zdegradowanych siedlisk, dziś na powierzchni 12 ha obserwowany jest powrót bogactwa flory i fauny. Kluczowym elementem projektu jest odprowadzanie z kopalni „Kujawy” na wymienione obszary około 750 tys. m³ wody rocznie.

3. Inowrocław – Stała Wystawa Solnictwa (Punkt 2)

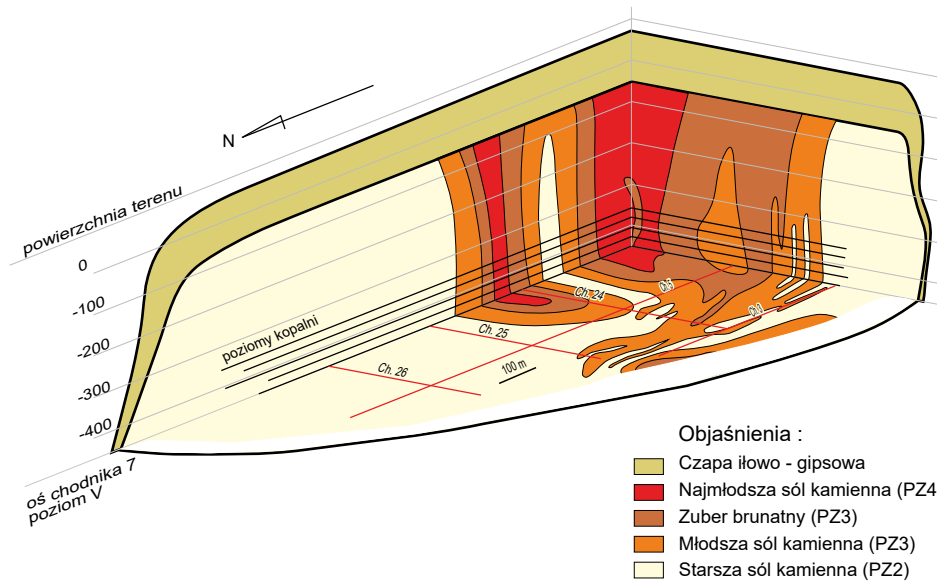
Badania geologiczne struktur solnych w rejonie kujawskim mają długą tradycję sięgającą pierwszej połowy XIX w. Przyczynkiem do poszukiwania złóż soli było występowanie płytko pod powierzchnią terenu naturalnych solanek, które wykorzystywano do pozyskiwania soli przynajmniej od czasów rzymskich, na co wskazują ostatnie badania archeologiczne prowadzone w Inowrocławiu (Bednarczyk i in., 2015). Inne badania archeologiczne pozwoliły na odkrycie w rejonie Kościoła pw. Najświętszej Maryi Panny (zwanym potocznie „Ruina”) średniowiecznej warzelni soli (Majewski, 2008). Przypuszcza się, że na terenie Inowrocławia w XI-XII w. istniała warzelnia soli, składająca się z kilkunastu płytkich zagłębień, w których odparowywano przepływającą solankę. W XIX w., pomimo istnienia ujęć solankowych w tym rejonie, np. w Ciechocinku czy Słonawach k. Szubina, utwory solne w Inowrocławiu odkryto wierceniem dopiero w 1871 r. Sól kamienną napotkano wtedy na głębokości 129,6 m (Windakiewicz, 1927).

Odkrycie to pozwoliło na rozpoczęcie działalności gospodarczej na szeroką skalę, związaną z eksploatacją i wykorzystaniem pozyskiwanej soli w Inowrocławiu. W 1874 r. wybudowano pierwszą płytką kopalnię szybową będącą w rękach prywatnych a w 1884 r., kolejną, tym razem finansowaną przez rząd pruski (Windakiewicz, 1927). Znaczne zawodnienie skał nadkładu (w tym czapy gipsowej) przyczyniło się do zatopienia obu kopalń w 1907 r. (Bukowski i Jackiewicz, 1926; Poborska-Młynarska, 2022). Dalsza eksploatacja solanki w latach 1907–1923 z zatopionych szybów powodowała wzmożone ługowanie utworów czapy gipsowej i lustra solnego, co skutkowało powstaniem licznych zapadlisk na terenie miasta (Budryk, 1933; Poborska-Młynarska, 1984). Sytuacja poprawiła się dopiero po zmianie systemu eksploatacji i budowie podziemnej kopalni „Solno” w 1924 r., m.in. z uwzględnieniem ok. trzystumetrowej półki ochronnej liczonej od stropu wysadu (Poborska-Młynarska, 2022). Prowadzona do połowy lat 80-tych eksploatacja wysadu solnego w kopalni „Solno” umożliwiła znakomite rozpoznanie budowy geologicznej diapiru, co pozwoliło m.in. na opracowanie szczegółowego profilu stratygraficznego cechsztyńskiej serii solnej w Polsce (Poborski, 1947), stanowiącego punkt odniesienia dla badań wysadów solnych na Niżu Polskim w późniejszych latach.

Wysad solny Inowrocławia w planie ma kształt elipsy o długości dłużej osi ok. 2,5 km i orientacji N-S. Szerokość wysadu dochodzi do 1 km. Zwierciadło solne występuje na głębokości od 120 m p.p.t. do ok. 180 m p.p.t. w strefach brzegowych wysadu (Poborski, 1957). W przekroju pionowym wysad ma kształt asymetrycznego słupa solnego, lekko nachylonego w kierunku SW (Poborska-Młynarska, 2022). Diapir Inowrocławia położony jest niezgodnie w stosunku do jego otoczenia mezozoicznego (tj. utworów triasu i jury). Podłoże cechsztyny występuje w tym rejonie na głębokości ok. 6 km (Poborska-Młynarska, *ibidem*).

Wysad solny od góry przykryty jest utworami czapy gipsowo-anhydrytowej lub ilowej. Obserwuje się tu zależność między typem litologicznym czapy a niżej zalegającymi utworami solnymi. Bezpośrednio ponad solami czystymi (np. cyklotemu PZ2) rozwinęła się czapa gipsowo-anhydrytowa, natomiast ponad solami zailonymi (np. solami zubrowymi cyklotemów PZ3 i PZ4) dominuje czapa anhydrytowo-ilowa (Poborska-Młynarska, 1984). Strop czapy występuje najpłycej w części centralnej, tj. na głębokości 7–20 m p.p.t. i obniża się w kierunku brzegów ciała solnego. Ponad czapą wysadu zalegają utwory plejstocenu wykształcone w postaci glin oraz piasków i żwirów (Górski i Rasała, 2008). Miejscami ponad zewnętrznymi partiami wysadu nawiercono utwory jurajskie, które stanowią bezpośrednią otulinę płytszych partii diapiru (Poborski, 1957; Poborska-Młynarska 2022). Po zachodniej stronie wysadu występują klastyczne utwory jury dolnej, od wschodu wysad otaczają utwory węglanowe jury środkowej i górnej (Poborski, 1957; Górski i Rasała, 2008). W bezpośredniej bliskości wysadu solnego skały otoczenia osadowego stromo przylegają do ciała solnego, przy czym upad stopniowo zmniejsza się wraz z odległością od wysadu (Poborski, 1957).

Budowa wewnętrzna wysadu Inowrocławia, podobnie jak innych wysadów solnych w Polsce jest skomplikowana. Serie solne są silnie zaburzone tektonicznie, a poszczególne warstwy mają stromy, często wręcz pionowy upad. W szczególności na wszystkich poziomach kopalni „Solno” obserwowano takie cechy tektoniki wewnętrznej, jak: silne sfałdowanie warstw, przebijanie się soli starszych przez sole młodszych oddziałów litologicznych, redukcje tektoniczne czy występowanie fałdów kulisowych (Poborski i in., 1971; Poborska-Młynarska, 2022) (Ryc. 8). Charakterystycznym elementem tektonicznym wewnątrz diapiru są duże formy antyklinalne, w których występują sole cyklotemu PZ2 i towarzyszące im formy synklinalne zbudowane z utworów solnych młodszych cyklotemów PZ3 i PZ4. Ze względu na stromy układ warstw, ich układ przestrzenny był powtarzalny i możliwy do prześledzenia na poszczególnych poziomach kopalni (Ryc. 8).



Ryc. 8. Diagram blokowy wysadu solnego w Inowrocławiu na podstawie Poborskiego i in. (1970)

Jak wspomniano, udostępnienie złoża w ramach budowy podziemnej kopalni „Solno” rozpoczęło się w 1924 r. od głębenia szybu Solno I przy ulicy Poznańskiej, pierwotnie do głębokości 560 m z poziomami I-VI (Majewski, 2008). W kolejnych latach pogłębiono szyb Solno I oraz wykonano dwa nowe szyby, w tym szyb Solno II przy ulicy Św. Ducha, na terenie, gdzie obecnie znajduje się siedziba Inowrocławskich Kopalń Soli SOLINO (Grupa ORLEN). Łącznie w złożu założono 10 poziomów eksploatacyjnych w przedziale głębokościowym 470–637 m p.p.t., w odstępach pionowych co ok. 20 m. Eksploatacja prowadzona była systemem komorowym metodą ługowania bocznego, gdzie produktem eksploatacji była solanka (Poborska-Młynarska, 2022). Wymiary komór były równe na wszystkich poziomach kopalni i wynosiły 20 x 9 m (odpowiednio szerokość i wysokość) przy długości ok. 100 m.

Kopalnia soli „Solno” w Inowrocławiu została zlikwidowana poprzez planowe zatopienie, które rozpoczęto w 1982 r. Decyzję tę motywowano wzrastającym zagrożeniem wodnym w kopalni, a podjęcie jej przyspieszyła katastrofa w oddalonej ok. 50 km kopalni w Wapnie, która miała miejsce w 1977 r. (Poborska-Młynarska 2022). Wyrobiska zalewane były głównie ługami odpadowymi pochodzącymi z zakładów sodowych, co zakończyło się w 1991 r. Likwidacja szybów poprzez ich zasypianie materiałem skalnym i demontaż ostatniej wieży szybowej Solno I zakończyły się w 1997 r.

Uczestnicy wycieczki terenowej będą mieli okazję zaznajomić się, przynajmniej częściowo, z fascynującą historią górnictwa solnego w Inowrocławiu w trakcie odwiedzin Stałej Wystawy Solnictwa przygotowanej w podziemiach Teatru Miejskiego, na pamiątkę 25-lecia zakończenia eksploatacji złoża soli w Inowrocławiu (Ryc. 9).

Obecnie firma SOLINO SA, spadkobierca tradycji górnictwa w Inowrocławiu, prowadzi działalność polegającą na eksploatacji złóż soli w Górze k. Inowrocławia i Mogilnie metodą ługowania z powierzchni terenu za pomocą otworów wiertniczych. Na terenie zakładu w Górze działa też podziemny magazyn ropy i paliw, który stanowi ostatni punkt wycieczki.



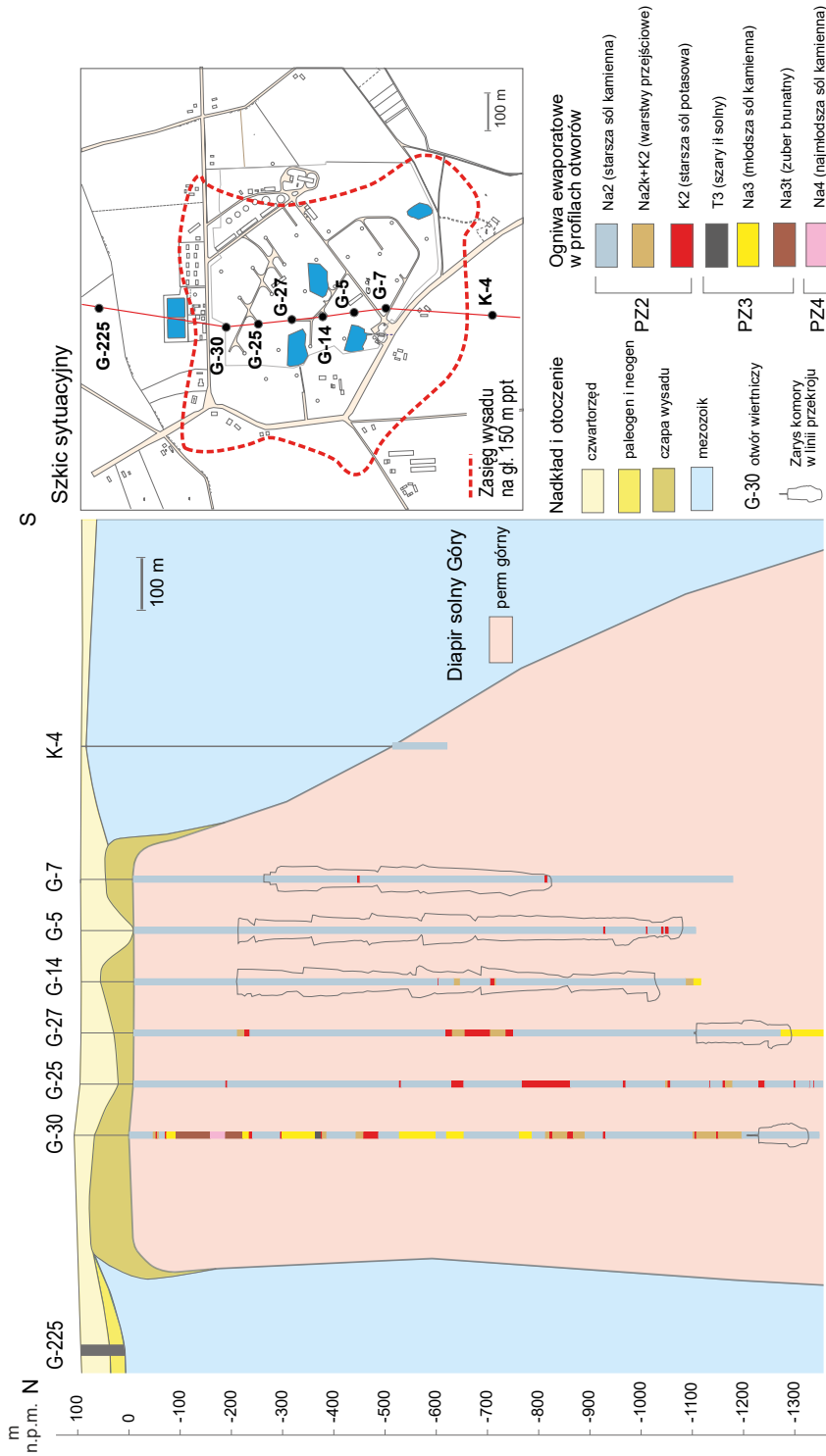
Ryc. 9. Rdzenie wiertnicze – fragment ekspozycji Stałej Wystawy Solnictwa w Inowrocławiu

4. Góra – sąsiedztwo Kopalni Soli i Podziemnego Magazynu Ropy i Paliw (Punkt 3)

Diapir solny w Górze był trzecim, po Inowrocławiu i Wapnie, słupem solnym odkrytym w regionie kujawskim (Świdorski, 1921). Obecność złoża solnego do głębokości 1100 m p.p.t. potwierdzono w wyniku prac wiertniczych wykonanych w latach 1911–1914 (Świdorski, 1921; Windakiewicz, 1927). Krótko przed II WŚ wykonano badania grawimetryczne, na podstawie których określono przybliżony zasięg wysadu. W latach 50-tych rozpoczęto dokumentowanie złoża poprzez wiercenia do stropu lustra solnego, tj. do głębokości ok. 100 m, a także wykonano jeden głębszy otwór w centralnej części wysadu (BG-1), sięgający głębokości 289,0 m. Pierwsze otwory eksploatacyjne do głębokości 1200 m p.p.t. wykonano w 1963 r. (Brańka, 2001 w Górski i Rasała, 2008), a eksploatacja złoża metodą ługowniczą rozpoczęła się w 1968 r. i trwa do dziś.

Diapir Góry w planie ma nieregularny kształt (Ryc. 10), który w przybliżeniu można opisać kołem o średnicy ok. 800 m (Drogowski i Tadych, 2006). Trzy spośród czterech ścian diapiru są pionowe, częściowo przewieszzone (ściana północna, wschodnia i zachodnia), z kolei ściana południowa, przynajmniej do głębokości ok. 600 m zalega bardziej pochyło (Ryc. 10 – otwór K-4). Bezpośrednią otulinę wysadu w jego najpłytszej części stanowią utwory jury górnej. Zwierciadło solne występuje tu stosunkowo płytko, przeciętnie na głębokości 105 m p.p.t. Ponad nim występują utwory czapy gipsowo-iłowej o zróżnicowanej miąższości od 9,5 do 116 m, przy czym w dwóch otworach nawiercających złożę soli, utworów czapy nie nawiercono (Ryc. 10). Według Górskiego i Rasały (2008) są to strefy silnego rozwoju zjawisk krasowo-subbrozyjnych, które doprowadziły do lokalnego rozpuszczenia i erozji gipsów.

Budowa wewnętrzna wysadu solnego Góry, podobnie jak wysadu inowrocławskiego (Punkt 2) jest skomplikowana, przy czym dominującą rolę w budowie diapiru Góry odgrywają sole starsze cyklotemu PZ2. Sole cyklotemów PZ3 i PZ4, tj. skały o większym udziale zanieczyszczeń, w tym sole ilaste i zubrowe, dominują w północnej części wysadu solnego (por. Ryc. 10 – otwór G-30). Wszystkie dotychczas wykonywane otwory wiertnicze potwierdzają strome lub pionowe zaleganie warstw solnych w obrębie diapiru Góry. Do oceny przestrzennego rozkładu



Ryc. 10 – Przekrój geologiczny przez diapir solny Góry wraz ze szkiecem sytuacyjnym kopalni soli oraz PMRIP Góra (na podst. Czupowskiego i in., 2009)



Ryc. 11. – Dzwonnica kościoła parafialnego pw. Świętej Trójcy w Górze wykorzystująca dawną konstrukcję z terenu kopalni soli oraz PMRiP Góra

warstw w wysadzie, kluczowej dla optymalizacji procesu ługowania komór, stosuje się nowoczesne metody analiz geologicznych, m.in. stratygrafię bromową (np. Czapowski i in., 2009) i badania georadarem otworowym (Tadych i in., 2010).

Wydobycie soli w wysadzie Góry (Ryc. 11) prowadzone jest systemem wielostrefowej ługowniczej eksploatacji otworowej (Kunstman i in., 2002). System ten opiera się na kontrolowanym rozwoju komory wskutek wtłaczania wody do złoża soli i jednoczesnym jej odbiorze przy użyciu dwóch współosiowo zapuszczonych do otworu rur eksploatacyjnych. Ługowanie soli odbywa się w pionowych strefach o wysokości 100–200 m wzdłuż osi otworu wiertniczego. Izolacja stropu komory olejem solarowym zapobiega niekontrolowanemu rozwojowi komory w jej najwyższej, eksploatowanej części. Prowadząc eksploatację od dołu do góry, kolejno włącza się do ługowania następane strefy, co w efekcie prowadzi do powstania bardzo wysokich komór, o wysokości ok. 1000 m (Kunstman i in., *ibidem*).

Część z wyeksploatowanych komór eksploatacyjnych została przekształcona w komory magazynowe w ramach budowy jedynego w Polsce Podziemnego Magazynu Ropy i Paliw (PMRiP Góra) (Jasiński i in., 2013). Przekształcenie komór eksploatacyjnych wymagało przeprowadzenia wielu dodatkowych prac inżynierskich w istniejących komorach. Wykonano m.in. rekonstrukcje otworów eksploatacyjnych, ługowanie kopuł i szyi – w celu zapewnienia stabilności geomechanicznej komór magazynowych, czy też odwiercono dodatkowe otwory do istniejących komór na potrzeby dokonywania operacji magazynowych (zatłaczanie –

wytłaczanie medium magazynowego) z wykorzystaniem dwóch otworów (Jasiński i in., *ibidem*). Magazyn został oddany do użytku w 2002 r. i jest obiektem o znaczeniu strategicznym dla bezpieczeństwa paliwowego kraju.

Aktualnie trwają prace przy budowie dwóch rurociągów solankowych łączących kopalnię soli i magazyn w Górze z kopalnią soli w Mogilnie zlokalizowaną w odległości ok. 40 km od Góry. Rurociągami ma być dostarczana solanka z kopalni w Mogilnie, która umożliwi w razie konieczności szybsze wytlóczenie zapasów ropy i paliw zmagazynowanych w PMRiP Góra (solino.orn.pl).

Literatura

- Bednarczyk, J., Jaworska, J., Marciniak, A., Moro, M.R., 2015. Ancient salt exploitation in the Polish lowlands: recent research and future perspectives. [w:] Brigand, R., Weller, O. (red.), *Archeology of Salt – Approaching an Invisible Past*, Leiden, Sidestone Press, 103–121.
- Budryk, W., 1933. Zapadliska na terenie miasta Inowrocławia. *Przegląd Górniczo-Hutniczy*, 25(8), 431–444.
- Bukowski, K., Jackiewicz, A., 1926. *Sól i saliny polskie*. Dyrekcja Salin Państwowych, Ministerstwo Przemysłu i Handlu, Warszawa, 1–107.
- Chlebowski, R., Matyja, B.A., Merta, T., Wierzbowski, A., 1990. Utwory jury struktury Zalesia i ich przemiany diagenetyczne. [w:] *Gospodarka surowcami mineralnymi na tle kształtowania warunków przyrodniczych w Kujawskim Okręgu Eksploatacji Surowców Węglanowych*. Wydawnictwo SGGW-AR, Warszawa, 20–41.
- Czepulis, K., Laskowski, K., Słomiński, J., Stein, J., Wójcik, K., 1984. Charakterystyka stopnia spękania złoża Bielawy i Wapienno na tle badań geologicznych i geofizycznych. *Przegląd Geofizyczny*, 29, 345–357.
- Dadlez, R., 1980. Tektonika wału pomorskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 24(4), 741–768.
- Dadlez, R., 2003. Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 47(3), 223–240.
- Dadlez, R., Marek, S., 1985. Antyklina Zalesia na tle geologii regionu kujawskiego. [w:] *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 11–18.
- Dadlez, R., Marek, S., Pokorski, J., 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dembowska, J., 1959. Z badań geologicznych w 1957 r. w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 3(2), 286–295.
- Dembowska, J., 1979. Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwartalnik Geologiczny*, 23(3), 617–630.
- Drogowski, J., Tadych, J., 2006. Budowa geologiczna i zagospodarowanie wysadów solnych „Mogilno I” i „Góra” – stan aktualny i perspektywy. *Przegląd Geologiczny*, 54(4), 306.
- Głazek, J., Matyja, B., Merta, T., Wierzbowski, A., 1992. Sedymentacja górnourajskich wapieni i oligocen-skich węgla na halokinetycznej strukturze Zalesia (Kujawy). [w:] *Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym*. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego, 7–15.
- Górecka, E., 1985. Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach górnourajskich struktury Zalesia. [w:] *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 47–58.

- Górski, J., Rasała, M., 2008. Hydrogeologia wybranych wysadów solnych regionu kujawskiego – aspekty poznawcze i uylitarne. *Geologos, Monographiae*, 13(5), 1–152.
- Jasiński, Z., Mazur, M., Mroziński, P., 2013. Budowa podziemnego Magazynu Ropy i Paliw „Góra” – przykład pomyślnego przekształcenia solankowych komór poeksploatacyjnych w kawerny magazynowe. *Przegląd Solny*, 9, 50–59.
- Krajewski, R., 1957. Okruszczowanie wapieni jurajskich w okolicach Inowrocławia. *Kwartalnik Geologiczny*, 1(2), 225–235.
- Krażewski, S.R., 1966. Mineralogia, petrografia i zjawiska diagenetyczne wapieni antykliny Barcin–Pakość (struktura Zalesia). *Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C*, 6(2), 1–67.
- Krzywiec, P., 2006. Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough — lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, 50(1), 151–168.
- Kunstman, A., Poborska-Młynarska, K., Urbańczyk, K., 2002. Zarys otworowego ługownictwa solnego: aktualne kierunki rozwoju. *Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków*, 145.
- Loba, M., Radwańska, U. 2022. Asteroidea from the lower Kimmeridgian of Wapienno/Bielawy, Kuyavia region, north-central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 72(1), 89–106.
- Majewski, B., 2008. Historia solarstwa w Inowrocławiu. *Wyd. Piast, Inowrocław*, 152.
- Małecki, J., 1973. Litologia i stratygrafia osadów jurajskich w rejonie Barcina i Piechcina na Kujawach. *Zeszyty naukowe AGH. Seria Geologia*, 17.
- Marek, S., Znosko, J., 1972. Tektonika Kujaw. *Kwartalnik Geologiczny*, 16(1), 1–18.
- Matyja, B., Wierzbowski, A. 1981. Stratygrafia i pozycja facjalna osadów górnourajskich okolic Barcina i Piechcina na tle obszarów przyległych. *Kwartalnik Geologiczny*, 25(3), 513–526.
- Matyja, B.A., Merta, T., Wierzbowski, A., 1985. Stratygrafia i litologia utworów jurajskich struktury Zalesia. [w:] *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 19–29.
- Matyja, B.A., Wierzbowski, A., 1985. Rozwój sedymentacji i zróżnicowanie facjalne w jurze górnej struktury Zalesia. [w:] *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 30–35.
- Matyja, B.A., Wierzbowski, A., 2002. Boreal and Subboreal ammonites in the Submediterranean uppermost Oxfordian in the Bielawy section (northern Poland) and their correlation value. *Acta Geologica Polonica*, 52(4), 411–421.
- Mizerski, W., 2020. *Geologia Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 312.
- Narkiewicz, M., 2012. Regionalizacja tektoniczna Polski: uwagi krytyczne i polemiczne. *Przegląd Geologiczny*, 60, 485–489.
- Passendorfer, E., Wilczyński, A., 1961. Przewodnik geologiczny po Kujawach i Pomorzu. *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*, 211.
- Poborska-Młynarska, K., 1984. Naturalna degradacja wysadu solnego w Inowrocławiu. *Kwartalnik Geologiczny* 28(2), 341–352.
- Poborska-Młynarska, K., 2022. Geologiczno-górnictwo warunki eksploatacji w kopalniach podziemnych w wysadach solnych Polski środkowej. *Wydawnictwa AGH, Kraków*, 1–213.
- Poborski, J., 1947. Nowsze materiały do geologii złóż solnych w Wielkopolsce. *Biuletyn PIG*, 36, 5–31.
- Poborski, J., 1957. Wykształcenie czapy gipsowej i rozwój zjawisk krasowych na wysadzie solnym w Inowrocławiu. *Archiwum Górnictwa*, 4, 225–248.
- Poborski, J., Charysz, M., Chandij, M., 1970. Geochemiczne zróżnicowanie solanek produkowanych przez „Inowrocławskie Kopalnie Soli” z próbą regionalizacji geologiczno-górnictwo-hutniczej. *Akademia-Górnictwo-Hutnicza w Krakowie*, 42.
- Pomianowska, H., 1996. Warunki hydrogeologiczne w rejonie kamieniołomów Wapienno i Bielawy na Kujawach. *Przegląd Geologiczny*, 44(11), 1145–1151.

- Radwańska, U., 2004. Tube-dwelling polychaetes from the Upper Oxfordian of Wapienno/Bielawy, Couiavia region, north-central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 54, 35–52.
- Sokołowski, R.J., 2010. *Geologia*. [w:] *Krajobrazy pałuckich wapieni. 150 lat białego górnictwa. Stowarzyszenie Ekologiczne w Barcinie*, 15–45.
- Sokołowski, R.J., Maszloch, E., Maciaszek, P., Jurys, L., 2023. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Łabiszyn (358), aktualizacja. PIG-PIB*, 54.
- Świderski, B., 1921. O złożach solnych Wielkiego Księstwa Poznańskiego. *Kosmos*, 46, 183–88.
- Tadych, J., Grzybowski, Ł., Drogowski, J., Enghardt, J., Kleczar, M., Bornemann, O., 2010. Optymalizacja procesu eksploatacji soli kamiennej w oparciu o geologiczną interpretację pomiarów georadarem złóż soli kamiennej „Góra” i „Mogilno”. *XV Międzynarodowe Sympozjum Solne Quo Vadis Sal*, 62–65.
- Windakiewicz, E., 1927. *Solnictwo: sole kamienne, potasowe i solanki, ich własności, fizjografia, górnictwo i warzelnictwo. Cz. III, Sól i sole potasowe w Polsce, miejsca wytwórczości*. Kraków, 211.
- solino.orklen.pl/pl/o-firmie/aktualnosci/2023/Grupa-ORLEN-zwieksza-efektywnosc-podziemnych-magazynow-paliw (dostęp: 08 V 2024 r.)

B1. Kłodawskie złożo soli i Narodowe Archiwum Geologiczne w Leszczach

Część B1.1 Kłodawskie złożo soli

Stanisław Burliga^{1*}, Joanna Jaworska², Grzegorz Bartłomiejczak³, Waclaw Staszczak³

¹ Zakład Geologii Strukturalnej i Kartografii Geologicznej, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

² Zakład Geologii Dynamicznej i Petrografii Stosowanej, Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

³ Kopalnia Soli „Kłodawa” S.A.

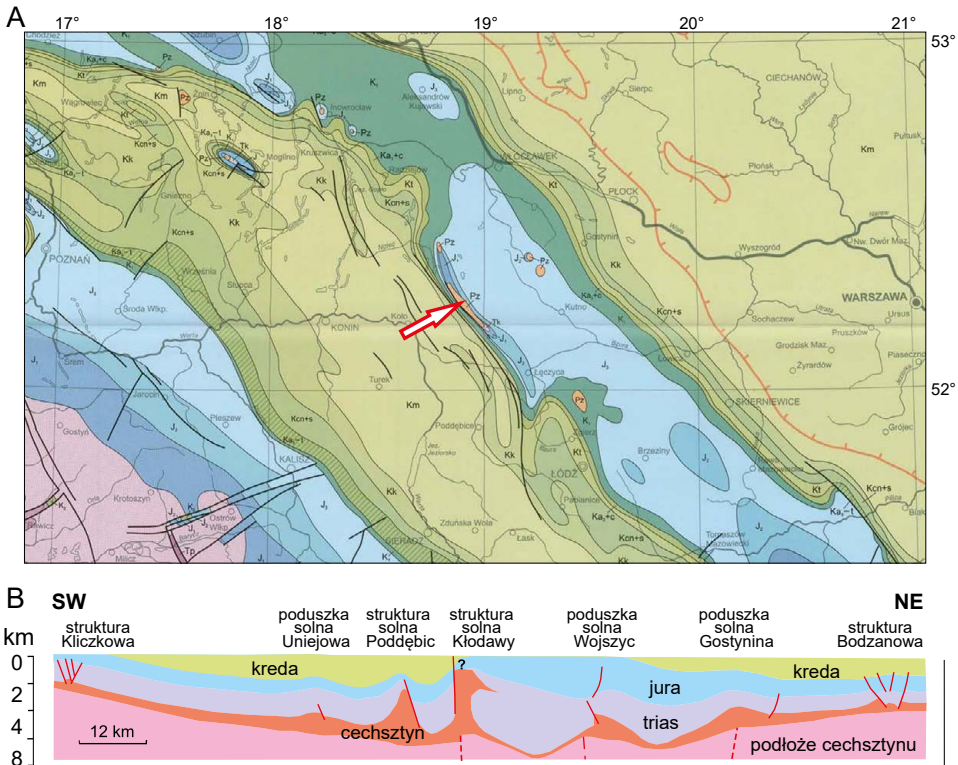
*stanislaw.burliga@uwr.edu.pl

1. Wprowadzenie

Złożo solne „Kłodawa I” udokumentowane zostało w obrębie wysadu solnego Kłodawy, usytuowanego w centralnej części Niżu Polskiego. Historia odkrycia złoża sięga roku 1937, kiedy podczas badań grawimetrycznych prowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny stwierdzono występowanie anomalii grawimetrycznej w obszarze między Solcą Wielką a Izbicą Kujawską, przypisanej w 1939 r. przez E. Janczewskiego obecności płytko ulokowanego wysadu solnego (*vide* Werner i in., 1960). W 1946 r. w rejonie Kłodawy rozpoczęto wiercenie pierwszego otworu „Kłodawa 1”, który natrafił na sól kamienną i potasowo-magnezową. Obecność skał solnych o dużej miąższości potwierdziły kolejne otwory badawcze i na tej podstawie zapadła decyzja o budowie kopalni soli potasowo-magnezowych. W 1951 r. rozpoczęto głębień szybu nr 1 („Michał”), w roku następnym szybu nr 2 („Barbara”). W 1953 r. sporządzono pierwszą dokumentację geologiczną złoża soli potasowo-magnezowych oraz wykonano pierwsze wyrobiska chodnikowe na poziomie 450 m p.p.t., a następnie w 1955 r. rozpoczęto drażnienie wyrobisk na poziomie 600. Sukcesywnie zwiększała się produkcja soli. W 1956 r. wydobyto 1400 t soli kamiennej, a w 1968 r. kopalnia osiągnęła już zdolność produkcji soli kamiennej na poziomie 750 000 tn rocznie. Obecnie najgłębszy poziom eksploatacyjny usytuowany jest na poziomie 780, a wyrobiska Kopalni Soli „Kłodawa” rozcinają wysad solny Kłodawy na odcinku ok. 5 km długości i ok. 2 km szerokości. Jest to unikatowe miejsce, w którym dostępny do badań jest niemal cały profil stratygraficzny z centralnej części basenu cechsztyńskiego w Polsce, umożliwiający studia nad petrografią skał cechsztyńskich, ich sedymentacją i przeobrażeniem post-sedymentacyjnym oraz tektoniką i ewolucją struktur solnych. Niniejszy artykuł stanowi wprowadzenie w powyższą problematykę oraz w zagadnienia złożowe i eksploatacyjne soli kamiennych i potasowo-magnezowych.

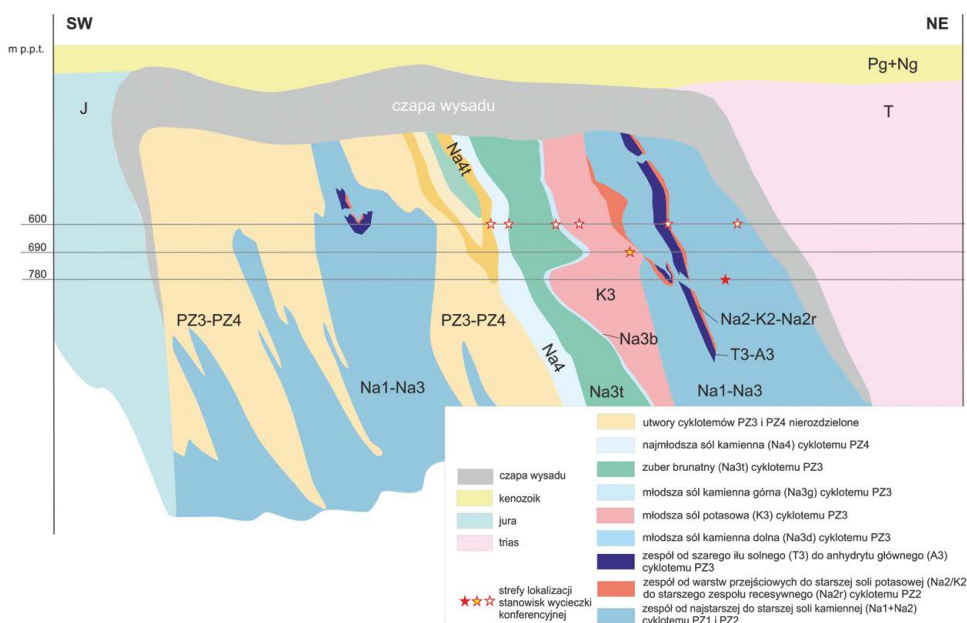
2. Zarys budowy geologicznej i ewolucji wysadu solnego Kłodawy

Wysad solny Kłodawy stanowi środkowy, ok. 30-kilometrowy segment rozległej struktury solnej Izbica Kujawska–Kłodawa–Łęczycza o łącznej długości ok. 60 km i rozciągłości na kierunku NW-SE. Usytuowany jest on w centralnej części basenu cechsztyńskiego, obecnie na granicy



Ryc. 1. Lokalizacja wysadu solnego Kłodawy na tle Mapy Geologicznej Polski bez utworów kenozoiku w skali 1:100 000 (Dadlez i in., 2000) oraz regionalny przekrój geologiczny przez rejon wysadu solnego Kłodawy (na podstawie Krzywca, 2004)

antyklinorium śródpolskiego i synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Ryc. 1). Jak wykazały badania sejsmiczne i otworowe, w przekroju poprzecznym jest to asymetryczny mur solny z przewieszką od strony NE, wznoszący się z głębokości ok. 6 km do ok. 25 m n.p.m. (głębokość zwierciadła solnego), osiągający szerokość ok. 2 km w najwyższej części i ok. 5–8 km w przewieszce założonej na głębokości ok. 2 km (Krzywiec, 2004). Ponad wysadem ukształtowała się czapa anhydrytowo-gipsowo-iłowa o miąższości ok. 40–220 m (Ryc. 2). Evolucja wysadu jest ściśle związana z dynamiką uskoków głębokiego podłoża i jak wszystkie wysady w Polsce, założony jest on ponad uskokiem podłoża. Aktywność tego uskoku zainicjowała deformację cechsztyńskich ewaporatów najpóźniej we wczesnym triasie, wznoszenie wysadu najprawdopodobniej w środkowym pstrym piaskowcu, przy czym już w kajprze doszło do przebicia nadkładu i ekstruzji soli na powierzchnię basenu sedimentacyjnego (Burliga, 1996a, 1997; Krzywiec, 2004). Do późnej kredy wysad wzrastał w zmiennym tempie w warunkach ekstensji podłoża, po czym podczas późnokredowo-paleogeńskiej inwersji polskiego basenu permio-mezozoicznego jego kształt uległ przebudowie w reżimie kompresyjnym. W wyniku lateralnej, a następnie pionowej migracji soli warstwy skał cechsztyńskich uległy zróżnicowanemu tektonicznemu zaburzeniu (Burliga, 1996a, 1996b, 1997, 2014) i obecnie ujęte są w wysadzie w wielkoskalowe struktury synkinalne i antyklinalne (Ryc. 2 i 3).

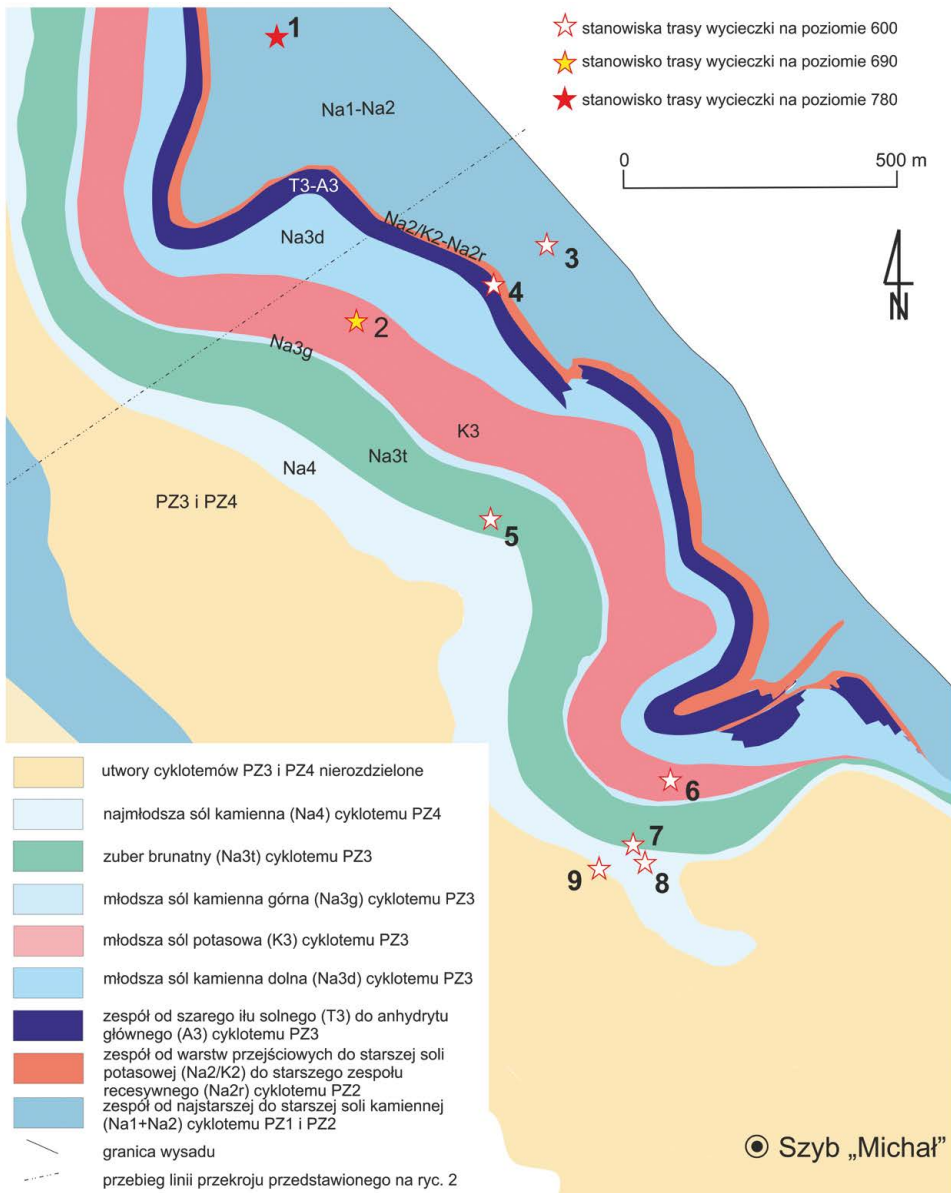


Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez najwyższą część wysadu solnego Kłodawy ze schematem rozmieszczenia stanowisk prezentacji budowy geologicznej wysadu

3. Litostratygrafia cechsztynu (Stanowiska 1–9)

Profil litostratygraficzny cechsztynu dla Niżu Polskiego rozpoznawany był sukcesywnie od lat 90. XX wieku i w syntetycznej postaci opublikowany został przez Wagnera w 1994 r. Późniejsze modyfikacje uwzględniły jedynie podział profilu na sekwencje depozycyjne (Wagner i Peryt, 1997; Peryt i in., 2010). Ze względu na usytuowanie wysadu solnego Kłodawy w centralnej części basenu cechsztyńskiego, w jego obrębie występuje niemal cała sukcesja osadowa cechsztynu od cyklotemu PZ1 po cyklotem PZ4. Problematiczna jest jedynie obecność ogniów najstarszych i najmłodszych. Intensywna deformacja tektoniczna zaburzyła pierwotne następstwo warstw, a ich miąższości uległy redukcji, jednakże w różnych częściach wysadu zachowane są fragmenty słabo zaburzonej sukcesji warstw, umożliwiające odtworzenie pełnego profilu cechsztynu. Obecny stan udokumentowania litostratygrafii cechsztynu w wydzie zestawiono w tabeli 1.

Najstarszym udokumentowanym ogniwem cechsztynu są najstarsze sole kamienne Na1. Są to sole białe do jasnoszarych z warstwowaniem podkreślonym laminami wzbogaconymi w anhydryt (**stanowiska 1, 3**). Wprawdzie istnieje doniesienie o obecności ogniów łupku miedziano-węglanowo-siarczanowych z pogranicza cyklotemów PZ1 i PZ2. Ogniwa te, tj. anhydryt górny A1g, łupek cuchnący T2, dolomit główny Ca2 oraz anhydryt podstawowy A2d, występują głównie w blokach w obrębie soli kamiennych (**stanowisko 3**) i mimo iż były stwierdzane przez służbę geologiczną kopalni (Misiek, 1997), pierwszy jednoznaczny i ciągły profil



Ryc. 3. Mapa litologiczno-litostratygiczna poziomu 600 w Kopalni Soli „Kłodawa” S.A. ze schematem rozmieszczenia stanowisk prezentacji budowy geologicznej wysadu

tej sukcesji ewaporatowo-terygeniczej został udokumentowany i opisany dopiero w 2011 r. (Burliga, 2011; Czechowski i in., 2011). Ponieważ w łupkach ilastych i dolomitach cyklotemu PZ2 występują węglowodory gazowe ciekłe i stałe oraz siarkowodór, najczęściej jedynym śladem po obecności tych ogniw litostratygicznych w skałach solnych wysadu są przemaży soli bitumicznych ze szczątkami warstw iłowców, dolomitu i anhydrytu, o wyraźnym zapachu

Tabela 1. Litostartygrafia cechsztynu w wysadzie solnym Kłodawy (na podstawie Wagnera, 1994; Wagnera i Peryta, 1997; Peryta i in., 2010; Peryta i Skowrońskiego, 2021)

PZ4	Na4a2t Na4a2 A4a2 Na4a1t Na4a1 A4a1 Na4a0	najmłodsza sól kamienna górna ilasta/zuber czerwony najmłodsza sól kamienna górna anhydryt pegmatytowy górny najmłodsza sól kamienna ilasta/przerost ilasty najmłodsza sól kamienna dolna anhydryt pegmatytowy sól podścielająca
PZ3	Na3t Na3g K3 Na3d A3 Ca3 T3	młodsza sól kamienna ilasta/ zuber brunatny młodsza sól kamienna górna młodsza sól potasowa młodsza sól kamienna dolna anhydryt główny dolomit płytowy szary ił solny
PZ2	A2r Na2r K2 Na2/K2 Na2 A2 Ca2 T2	anhydryt kryjący starsza sól kamienna kryjąca starsza sól potasowa warstwy przejściowe od starszej soli kamiennej do soli potasowej starsza sól kamienna anhydryt podstawowy dolomit główny łupek cuchnący
PZ1	A1g/BrA1 Na1	anhydryt górny najstarsza sól kamienna

węglowodorów i siarkowodoru, występujące na granicy najstarszej i starszej soli kamiennej (**stanowisko 3**) (Burliga i in., 2008; Czechowski i in., 2011; Wolny i in., 2014). Z tego względu sole kamienne cyklotemu PZ1 są w praktyce nie oddzielane od soli kamiennych cyklotemu PZ2. Przejawy obecności węglowodorów ciekłych w solach wysadu lokalnie objawiają się wysiękami, z tego względu wysad wzbudzał w przeszłości zainteresowanie jako możliwa struktura pułapkowa dla węglowodorowych (Bąkowski i Tokarski, 1966).

Profil sukcesji ewaporatów cyklotemu PZ2 powyżej anhydrytu podstawowego A2 zachowany jest w wielu obszarach wysadu w ciągłym następstwie, jednakże pierwotne miąższości poszczególnych ogniw zostały w różnym stopniu zredukowane podczas deformacji tektonicznej, a większość minerałów uległa przeobrażeniom w warunkach podwyższonych ciśnień i temperatur (**stanowiska 2 i 4**). Profil budują kolejno (i) starsze sole kamienne Na₂, w przewodzie białe z dyskretnymi laminami z rozproszonym szarym anhydrytem, (ii) warstwy przejściowe od starszej soli kamiennej do starszej soli potasowo-magnezowej Na₂/K₂, zawierające domieszkę minerałów soli potasowo-magnezowych i anhydrytu (rozproszonych i w laminach; sole od białych do szarych i z odcieniem różowawym), (iii) starsza sól potasowa K₂ (sole potasowo-magnezowe siarczanowe i chlorkowe oraz kamienne z domieszką anhydrytu; barwy od różowych po ciemne czerwone i szare), (iv) starsza sól kryjąca Na₂r (określana również jako starszy zespół recesywny) zbudowana w przewodzie z warstw soli kamiennych ze zmienną, lecz znaczną domieszką

anhidrytu oraz soli potasowo-magnezowych siarczanowych, podrzędnie chlorkowych oraz węglanów o ogólnej barwie od różowej do czerwonej, brązowej i szarawej (zależnej od dominujących domieszek mineralnych), a profil kończy (v) ławica anhidrytu kryjącego A2r, drobnokrystalicznego, ciemno- i jasnoszarego (Charysz, 1973; Burliga i in., 1995; Misiak, 1997).

Profil cyklotemu PZ3 został szczegółowo opracowany przez Charysza (1973). Sukcesję cyklu PZ3 (**stanowiska 2, 4–7**) rozpoczyna (i) szary ił solny T3 zbudowany z laminowanych i nielaminowanych iłowców o barwie od szarej do beżowej, nad którym występuje ławica (ii) dolomitu płytowego Ca3 o barwie od beżowej po ciemnoszarą, przechodząca w (iii) anhidryt główny, drobnokrystaliczny, masywny i smugowany o ciemnoszarej barwie. Ławica anhidrytu osiąga 40 m miąższości i stanowi główny reper litologiczny przy określaniu litostratygrafii cechsztynu w wysadzie. Ponad nią w profilu występuje (iv) młodsza sól kamienna dolna (Na3d), o odcieniu od białego po cielisty, cechująca się wyraźnymi laminami wzbogaconymi w anhidryt, którym zawdzięcza oryginalną nazwę „sól liniowana”. W stropie przechodzi ona w zespół (v) młodszej soli potasowej zbudowanej z przewarstwiających się soli kamiennych i soli potasowo-magnezowych chlorkowych, podrzędnie soli potasowo-magnezowych siarczanowych oraz warstw bogatych w anhidryt. Ich barwa zależna jest od dominujących minerałów, wykazując zmienność od soli białych po różowe, pomarańczowe i szare. Od stropu sole te oddzielone są ostrą granicą od (vi) młodszej soli kamiennej górnej Na3g o barwie w odcieniu pomarańczowo-różowym, z laminacją podkreśloną rozproszonym anhidrytem. W stropie gradacyjnie przechodzą one w (vii) sól kamienną ilastą Na3t, tradycyjnie określaną jako zuber brunatny. W strefie przejściowej do zubrów na dużym obszarze wysadu występują poziomy poligonów z wysychania (Burliga, 1996b), wskazujące na okresowe wysychanie morza cechsztyńskiego w schyłkowym okresie cyklotemu PZ3. Zubry brunatne Na3t cechuje obecność szarych iłowców oraz miodowego halitu w zmiennych proporcjach, warstwowanych i bezstrukturowych.

Sukcesję ewaporatów cyklotemu PZ4 (**stanowiska 7–9**) rozpoczyna (i) sól podścielająca, oddzielona (ii) anhidrytem pegmatytowym A4a1 od (iii) najmłodszej soli kamiennej dolnej Na4a1 i górnej Na4a2, a kończy najmłodsza sól kamienna górna ilasta Na4a2 (Werner i in., 1960; Burliga i in., 1995; Misiak, 1997). Granicę między solą kamienną dolną a górną tradycyjnie wyznacza anhidryt pegmatytowy górny A4a2, lecz w wysadzie solnym Kłodawy zachował się on jedynie szczątkowo w nielicznych miejscach. Najczęściej sole te rozdziela ławica bogata w minerały ilaste, określaną jako przerost ilasty Na4a1t. Cechą nadrzędną soli kamiennych cyklotemu PZ4 jest barwa w zmiennych odcieniach różowawych i pomarańczowawych, natomiast w zubrach czerwonych obecność iłowców w kolorze czerwono-brązowym i miodowo-różowego halitu. Profil najmłodszej soli kamiennej górnej ilastej nie został dotychczas stratygraficznie rozpoziomowany, a występują w nim zubry warstwowane i bezstrukturowe oraz warstwy mułowców, iłowców i soli kamiennych, w przewadze z mniej lub bardziej intensywnym odcieniem czerwono-brązowym. Profil soli różowej w Kopalni Soli „Kłodawa” S.A. na mocy rozporządzenia Wojewody Wielkopolskiego w roku 2008 został ustanowiony chronionym podziemnym stanowiskiem dokumentacyjnym (ryc. 4).

4. Petrografia soli kamiennych, soli potasowo-magnezowych i zubrów (Stanowiska 1–2, 4, 7–9)

Główne typy litologiczne skał solnych w wysadzie solnym Kłodawy to sole kamienne, sole potasowo-magnezowe oraz zubry. Petrografia tych skał jest zmienna i zależna od lokalizacji w profilu cechsztyńskim, z tego względu prezentowana poniżej charakterystyka ma charakter syntetyczny.



Ryc. 4. Stanowisko dokumentacyjne „Profil Soli Różowej” w rejonie trasy turystycznej na poziomie 600 kopalni

Sole kamienne występują we wszystkich cyklotemach i zasadniczo rozdzielane są na 2 odmiany ze względu na ich barwę, tj. na sole białe (cyklotemy PZ1, PZ2 i dolna część cyklotemu PZ3) oraz sole różowe (cyklotemy PZ3 w górnej części profilu i PZ4). Występują one w różnych odmianach petrograficznych, zależnych od stylu rozmieszczenia domieszek mineralnych – wyróżniane są m.in. sole czyste (białe lub różowe), szare, smugowane, laminowane i bitumiczne. Pod względem petrograficznym są to halityty zbudowane w eksploatowanych częściach złoża w ok. 97,5–99,1% z halitu, a pozostałą domieszkę mineralną stanowi głównie anhydryt. W solach różowych wyróżniającym się minerałem pobocznym jest również hematyt, który nadaje solom charakterystyczną różową barwę. Wszystkie sole kamienne są dynamicznie i statycznie zrekrystalizowane i pozbawione reliktywów struktur pierwotnych w obrębie kryształów halitu (Schleder i in., 2007). Analizy chemiczne soli kłodawskich wskazują, że sole kamienne zawierają makroelementy (m.in. K, Mg, Ca, SO_4) oraz mikroelementy (m.in.: Fe, Cr, Cu, Al, Zn, Mn), co podnosi ich walory konsumpcyjne (Jaworska i Siepak, 2018; Jaworska i Siepak, 2020).

Sole potasowo-magnezowe występują jedynie w cyklotemie PZ2 (starsza sól potasowo-magnezowa K2) i cyklotemie PZ3 (młodsza sól potasowo-magnezowa K3) (**stanowiska 2, 4 i 6**). Charakterystykę petrograficzną skał w zespole potasowo-magnezowych przedstawiano sukcesywnie od początku dokumentowania złoża solnego w Kłodawie (Werner i in., 1960; Hanczke, 1969; Stańczyk, 1970; Charysz, 1973; Fijał, 1973; Stańczyk-Stasik, 1973; Czapowski i in., 2012). Badania wykazały, że w starszych solach potasowych K2 minerałami dominującymi są sylwin, kizeryt, polihalit i kainit, a karnalit ma znaczenie podrzędne i tradycyjnie sole o takim składzie określa się jako sole twarde. W młodszych solach potasowych K3 dominuje karnalit i kizeryt nad pozostałymi minerałami soli potasowo-magnezowych. Typy petrograficzne wyróżnia się zależne od proporcji głównych składników karnalit-kizeryt-halit, jako kombinacje składnika głównego z pozostałymi minerałami (np. karnalitowce kizerytowe, kizerytowce halitowe, halitowce karnalitowe itp.). Występują również epigenetyczne nagromadzenia minerałów soli potasowo-magnezowych w postaci żył i gniazd, zbudowane z pojedynczych minerałów, np. karnalitu, sylwinu i polihalitu, w których zawartość danego

minerału przekracza nawet 99% (**stanowisko 2**). W solach potasowo-magnezowych stwierdzono podwyższoną zawartość rzadszych pierwiastków: boru, bromu, litu, rubidu i strontu (Czapowski i in., 2022).

Zubry to określenie funkcjonujące jedynie w polskiej literaturze. Są to skały przejściowe między solą kamienną a skałami ilastymi, które zawierają od 15% do 85% halitu, a pozostałe składniki to głównie minerały ilaste, wśród których w wysadzie solnym Kłodawy udokumentowano głównie minerały z grupy illitu i chlorytu, sporadycznie smektytu. Podrzędnie występują węglany (magnezyt, dolomit, kalcyt, syderyt), siarczany (anhydryt) oraz hematyt, który nadaje barwę zubrom czerwonym (Tomassi-Morawiec i Czapowski, 2006). W profilu cechsztynu kończą one sedymentację ewaporatową cyklotemów PZ3 i PZ4. Przy tak zróżnicowanym składzie mineralnym istnieje szereg odmian petrograficznych, zależących również od stopnia zachowania struktur sedymentacyjnych i ich deformacji. Jako główne typy wyróżnia się zubry laminowane, bezstrukturalne i brekcje zubrowe, a poszczególne typy mogą być zdominowane w składzie przez halit lub minerały ilaste. W ich obrębie występują ponadto warstwy soli kamiennych oraz iłowców. Obecność warstw konglomeratów zubrowych wskazuje, że przynajmniej część z nich powstała jako osady spływów grawitacyjnych na stożkach podmorskich.

5. Tektonika wewnętrzna wysadu solnego Kłodawy (Stanowiska 1–9)

Koncepcja budowy wewnętrznej wysadu wypracowana została we wczesnych etapach rozcinania złoza soli kamiennych i potasowych. Według niej wewnątrz wysadu budować miały dwie wielkoskalowe antykliny brzeżne i rozdzielająca je synklina centralna (Werner i in., 1960). Reinterpretacja architektury wewnętrznej nastąpiła dopiero w latach 1990., kiedy przeprowadzono bardziej systematyczną analizę strukturalną w wysadzie (Tarka, 1991, 1992; Burliga, 1996a, b, 1997), a następnie połączono badania strukturalne z badaniami litostratygraficznymi. Jak ilustruje przekrój poprzeczny przez wysad (Ryc. 2), w części północno-wschodniej wysadu występuje antyklinorium zbudowane w przewodzie z soli kamiennych najstarszych Na1 i starszych Na2, złożone z szeregu struktur antyklinalnych i synklinalnych niższego rzędu. Od strony południowo-zachodniej przylega do niego sekwencja słabiej zaburzonych utworów cyklotemów PZ3 i PZ4, które zafałdowane są w szereg struktur synklinalno-antyklinalnych w wielkiej skali i które lokalnie poprzecinane są antyklinoriami zbudowanymi z soli Na1 i Na2. Przy ścianie południowo-zachodniej wysadu rozciągają się synklinoria zbudowane ze skał cyklotemów PZ3 i PZ4. W obrazie mapy antyklinoria i synklinoria wydłużone są zgodnie z rozciągłością wysadu (Ryc. 1 i 3), a główny trend nachylenia skrzydeł wielkoskalowych fałdów koreluje się z nachyleniem ścian wysadu. Uwagę zwraca fakt, iż antyklinoria zbudowane są w przewodzie z soli kamiennych cyklotemów PZ1 i PZ2, które przebijają sole młodszych cyklotemów (PZ3, PZ4) ujętych w synklinoria. Skały cyklotemów starszych stanowią zatem formy diapirowe drugiego rzędu, a układ ten wyjaśnia relatywną dwudzielność stopnia deformacji warstw cechsztyńskich w wysadzie: bardziej intensywną i złożoną w skałach cyklotemów starszych (PZ1, PZ2) i mniej intensywną w skałach cyklotemów młodszych (PZ3, PZ4), w których zachowane są nawet pierwotne struktury sedymentacyjne (Burliga, 1996a, 2014).

Jednakże intensywność i styl deformacji skał sukcesji ewaporatowej zależy w głównej mierze od litologii i następstwa warstw w profilu cechsztynu. Skały ewaporatowe wykazują kontrastowe własności reologiczne i różną podatność na odkształcenie. Główne typy litologiczne uszeregować można od najmniej podatnych iłowców i dolomitów, przez anhydryty, sole ilaste, sole kamienne po najbardziej podatne sole potasowo-magnezowe. Mimo iż deformacja

ewaporatów w ogólnym ujęciu dokonuje się przez pełźnięcie/płynięcie skał i reprezentuje styl deformacji ciągłej, heterogeniczność litologiczna i różne konfiguracje układów warstw powodują również rozwój struktur nieciągłych, właściwych dla deformacji kruchej i półkruchej. To z tego względu najmniej podatne ogniwa skał siarczanowo-węglanowo-ilastych rozgraniczające sole cyklotemów PZ1 i PZ2 oraz PZ2 i PZ3 uległy budinażowi i blokowemu porozrywaniu, są spękane i poprzecinane żyłami (**stanowiska 3, 4, 6, 7**), i doszło do scaleńia najstarszej i starszej soli kamiennej Na1 i Na2 (Burliga i in., 2008; Wagner i Burliga, 2014). W podatnych solach kamiennych udokumentowana została zasadniczo deformacja ciągła reprezentowana przez fałdy o różnej geometrii, skali i genezie oraz podatne strefy ścinania. We wszystkich solach kamiennych dominują fałdy futerałowe, ukształtowane zarówno we wczesnym etapie płynięcia, podczas lateralnej migracji soli, a następnie przebudowane podczas pionowego wzrostu wysadu. Efektem interferencji fałdów z dwóch powyższych etapów migracji soli są złożone struktury fałdowe, tworzące układy typu *basin-and-dome* w centralnych częściach kompleksów solnych Na1 i Na2 i zbliżone do geometrii typu „zig-zag” przy obrzeżach takich kompleksów oraz w obrębie soli Na4 (**stanowiska 1 i 8**). Jeżeli jednak warstwy soli kamiennych występują pomiędzy warstwami soli potasowo-magnezowej, ulegają one kruchej i podatno-kruchej deformacji przejawiającej się budinażem bądź całkowitą dezintegracją warstw.

Również poszczególne typy litologiczne skał potasowo-magnezowych różnią się podatnością, a wśród nich najniższą podatność, połączoną z łatwością dynamicznej rekrystalizacji i rozpuszczania posiadają karnalitowce. Ponieważ zespoły soli potasowej starszej K2 i soli potasowej młodszej K3 zbudowane są z naprzemiennych warstw o różnej zawartości halitu, karnalitu, kizerytu, sylwinu, anhydrytu i polihalitu, deformacja tektoniczna w obrębie tych kompleksów jest najintensywniejsza i najbardziej złożona, i prowadzi w wielu obszarach wysadu do wykształcenia stref melanżu tektonicznego. Przy mniej intensywnej deformacji powszechne są fałdy o złożonej interferencji, odkłucia, uskoki, budinaż, żyły, a nawet spękania (**stanowiska 2, 4, 6**).

W obrębie zębów występują przejawy zarówno deformacji kruchej, gdy w warstwach dominującym składnikiem są minerały ilaste, oraz podatnej, gdy przeważa halit. Najbardziej charakterystyczna dla warstw zębrowych jest obecność żył zbudowanych z halitu o pokroju włóknistym i różnej barwie. W niektórych żyłach włókna halitu osiągają nawet ponad 50 cm długości, a różnicowanie barw halitu świadczy o wieloetapowości otwierania szczelin w zębach oraz o różnym składzie chemicznym roztworów, które w nich krążyły podczas deformacji warstw cechsztyńskich (**stanowiska 5 i 7**).

6. Eksploatacja soli w Kopalni Soli „Kłodawa” S.A.

(Stanowiska 1 i 8)

Złoże soli kamiennej udostępnione jest trzema szymbami: „Michał”, „Barbara” – zlokalizowanymi w obrębie zakładu głównego w południowo-wschodniej części obszaru górniczego i „Chrobry” – położonym peryferyjnie w północno-zachodniej części obszaru górniczego. W kopalni założone zostały poziomy główne:

- 450 – poziom wentylacyjny,
- 525 – poziom wentylacyjny w północno- zachodniej części kopalni, udostępniony upadowymi z poziomu 450,
- 600 – kiedyś główny poziom wydobywczy obecnie poziom transportowy i wentylacyjny,
- 750 – główny poziom wydobywczy.

Na poszczególnych poziomach złoża udostępnione jest wyrobiskami korytarzowymi podłużnymi i poprzecznymi, pełniącymi funkcje transportowe i wentylacyjne. W poszczególnych polach eksploatacyjnych poziomy podzielone są na międzypoziomy. Do głębokości 600 m przyjęto pionowy moduł rozcięcia równy 25 m, od poziomu 600 do poziomu 750 przyjęto pionowy moduł rozcięcia równy 30 m, a poniżej głębokości 750 m moduł 32–34 m, w zależności od pola eksploatacyjnego. Podpoziomy udostępniane są chodnikami prowadzonymi od pochylni łączących główne poziomy kopalni. Złoże podzielone jest na 7 pól eksploatacyjnych. Obecnie eksploatacja (wydobycie soli) odbywa się od poziomu 690 do poziomu 780 w trzech polach eksploatacyjnych, przy czym na poziomie 810 m prowadzone są już prace przygotowawcze, polegające na drążeniu wyrobisk chodnikowych pod przyszłą eksploatację.

Obecnie, jako jedyny sposób wybierania soli stosowany jest system komór niskich, w którym komory mają kształt prostopadłościanów o poziomej najdłuższej osi. Komory mogą być ustawione podłużnie lub poprzecznie względem rozciągłości warstw solnych (**stanowiska 1 i 8**). Komory wykonywane na tym samym poziomie rozdzielone są filarami międzykomorowymi. Na poszczególnych poziomach rozdzielone są półką międzypoziomową. Długość poszczególnych komór jest zróżnicowana w zależności od poziomu eksploatacyjnego oraz układu złoża i wynosi nawet 400 m. Na najniższym obecnie eksploatowanym poziomie, tj. 780 m (**stanowisko 1**) pojedyncza komora ma szerokość ok. 12 m, wysokość ok. 12 m oraz do 250 m długości. Poszczególne komory są od siebie oddzielone filarami międzykomorowymi o szerokości ok. 18 m, natomiast miąższość półki międzypoziomowej pomiędzy poziomem 750 a 780 wynosi ok. 20 m.

Od początku eksploatacji w kopalni powstało około 400 km wyrobisk chodnikowych, zostało wyeksploatowanych ponad 1000 wyrobisk komorowych, a suma pustek poeksploatacyjnych szacowana jest na około 22 mln m³. Niewątpliwie jest to przestrzeń, którą należy zagospodarować, np. wypełniając ją w celu stabilizacji wyeksploatowanych wyrobisk.

Jedyną techniką służącą do drążenia wyrobisk korytarzowych i funkcyjnych oraz wybierania komór jest technika strzelnicza. Obwiert przodków wykonywany jest przy użyciu samojezdnych wozów wierzących. Ze względu na panujące w niektórych częściach kopalni zagrożenie metanowe oraz wyrzutami gazów i skał zastosowano centralny system odpalania przodków z powierzchni. W wyrobiskach korytarzowych i komorowych kopalni zasadniczo nie ma



Ryc. 5. Komora eksploatacyjna białej soli kamiennej na poziomie 780 kopalni

potrzeby stosowania obudowy. Konwergencja wyrobisk jest relatywnie powolna, a jedynie w niektórych strefach wykazuje wyższe tempo.

W kopalni sól wybierana jest systemem komorowym właściwym w 2 odmianach: komory niskie z przodkiem stropowo-schodowym oraz komory niskie z przodkiem spągowo-schodowym (Ryc. 5). Różnią się one rodzajem i rozmieszczeniem wyrobisk przygotowawczych oraz sposobem i kolejnością wybierania soli w komorze. W przeszłości sól kamienna była eksploatowana innymi systemami komorowymi, w tym metodą komór wysokich równoległościennych czy wysokich komór cylindrycznych osiągających wysokość 75 lub nawet 150 m (Poborska-Młynarska, 2022). Ładowanie i odstawa urobku z chodników i komór odbywa się z użyciem ładowarek kołowych i wozów odstawczych. Do komory wstępnego kruszenia przy szybie „Barbara” urobek transportowany jest koleją podziemną w wozach kopalnianych.

Średnie roczne wydobycie wynosi ok. 600 tys. t soli rocznie (średnia z ostatnich 11 lat). Przy czym w niektórych latach wydobycie wynosiło ok. 400 tys., a w innych nawet ponad 800 tys. t (w 2022 r. niecałe 800 tys. t), co było odpowiedzią na zapotrzebowania rynku (Bilans zasobów złóż kopalni w Polsce, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy).

7. Podziemna trasa turystyczna (Stanowiska 7 i 8)

W roku 2004 uruchomiono Kłodawską Podziemną Trasę Turystyczną, wykorzystując do tego wyeksploatowane wyrobiska na poziomie 600 m w obrębie skał cyklotemów PZ3 i PZ4. Jest to najgłębiej położona trasa turystyczna w Polsce. Podziemny szlak wiedzie głównie w obrębie soli różowych. Na jej trasie znajdują się jedno z najdłuższych komór, o długości ok. 200 m, park historycznych urządzeń stosowanych w kopalni, rys historii eksploatacji soli w wysadach solnych, rys technik eksploatacji. Wyrobiska w obrębie trasy były miejscem wielu wydarzeń kulturalnych i sportowo-rekreacyjnych, i stały się miejscem bicia rekordów do Księgi Guinnessa. W jej obrębie ustanowiono w 2008 r. jedno z nielicznych podziemnych stanowisk ochrony form przyrody, stanowisko dokumentacyjne „Profil Soli Różowej” (Ryc. 4).

Literatura

- Bąkowski, J., Tokarski, A., 1966. Wschodnia ściana Kłodawy jako element naftowo-poszukiwawczy. Zeszyty Naukowe AGH, 139, 176–186.
- Burliga, S., 1996a. Implications for early basin dynamics of the Mid-Polish Trough from deformational structures within salt deposits in central Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 40, 2, 185–202.
- Burliga, S., 1996b. Kinematics within the Kłodawa salt diapir, central Poland. [w:] Alsop, G.I., Blundell, D.J., Davison, I. (red.), *Salt Tectonics*. Geological Society Special Publications, 100, 11–21.
- Burliga, S., 1997. Ewolucja wysadu solnego Kłodawy. [w:] Burliga, S. (red.), *Tektonika solna regionu kujawskiego*, Wyd. WIND – J. Wojewoda, Wrocław, 1–12.
- Burliga, S., 2011. Najstarsze ogniwa stratygraficzne cechsztynu w wysadzie solnym Kłodawy. [w:] XVI Sympozjum Solne Quo Vadis Sal, 13–14 października 2011 r., Toruń, Streszczenia Abstraktów, 11–12.
- Burliga, S., 2014. Heterogeneity of folding in Zechstein (Upper Permian) salt formations in the Kłodawa Salt Structure, central Poland. *Geological Quarterly*, 58(3), 565–576.

- Burliga, S., Czechowski, F., Hojniak, M., 2008. Zjawiska gazodynamiczne w wysadzie solnym Kłodawy jako narzędzie stratygraficzne cechsztynu. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 24(3/2), 69–81.
- Burliga, S., Kolonko, P., Misiek, G., Czapowski, G., 1995. Kłodawa Salt Mine. Upper Permian (Zechstein) profile from basin center, salt tectonics, mineral transformations, salt mining problems. XIII International Congress on Carboniferous-Permian Guide to Excursion A3, Wydaw. PiG, Warszawa, 45–54.
- Charysz, W., 1973. Cechsztyńskie piętro soli młodszych (Z3) w regionie kujawskim. *Prace Geologiczne PAN Oddz. w Krakowie*, 75, 68.
- Czapowski, G., Tomassi-Morawiec, H., Handke, B., Wachowiak, J., Peryt, T.M., 2022. Trace Elements and Mineralogy of Upper Permian (Zechstein) Potash Deposits in Poland. *Applied Sciences*, 12, 7183.
- Czapowski, G., Tomassi-Morawiec, H., Tobała, T., Tadych, J., 2012. Geology, geochemistry and petrological characteristics of potash salt units from PZ2 and PZ3 Zechstein (Late Permian) cycles in Poland. *Geology, Geophysics and Environment*, 38(2), 153–188.
- Czechowski, F., Burliga, S., Hojniak, M., 2011. Geochemia węglowodorów z pierwszego udokumentowanego wystąpienia dolomitu głównego (Ca2) w wysadzie solnym Kłodawy. *Geologia*, 37(2), 231–144.
- Dadlez, R., Marek, S., Pokorski, J. (red.), 2000. Mapa Geologiczna Polski bez utworów kenozoiku w skali 1:100 000. Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A., Warszawa.
- Fijał, J., 1973. Studium mało rozpowszechnionych minerałów kujawskich złóż soli. *Prace Mineralogiczne*, 33, 14–56.
- Hanczke, T., 1969. Mineralogia i petrografia soli cechsztyńskich kopalni Kłodawa. *Prace Muzeum Ziemi*, 16, 3–52.
- Jaworska, J., Siepak, M., 2018. Polskie sole kamienne vs sole himalajskie – analiza porównawcza wybranych składników soli spożywczych. *Przegląd Solny*, 14, 95–104.
- Jaworska, J., Siepak, M., 2020. Kłodawskie i himalajskie różowe sole kamienne – porównanie wybranych składników. *Przegląd Solny*, 15, 78–88.
- Krzywiac, P., 2004. Triassic evolution of the Kłodawa salt structure: Basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (Central Poland). *Geological Quarterly*, 48(2), 123–134.
- Kucia, Z., 1970. Nowe człony stratygraficzne cechsztynu w kopalni Kłodawa. *Przegląd Geologiczny*, 18(7), 345–346.
- Misiek, G., 1997. Stratygrafia i wykształcenie utworów cechsztynu w wysadzie solnym Kłodawy. [w:] Burliga, S. (red.) *Tektonika solna regionu kujawskiego*, Wyd. WIND – J. Wojewoda, Wrocław, 20–23.
- Peryt, T.M., Geluk, M.C., Mathiesen, A., Paul, J., Smith, K., 2010. Zechstein. [w:] Doornenbal, J.C., Stevenson, A.G. (red.), *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*, EAGE Publications b.v. (Houten), 123–147.
- Peryt, T.M., Skowroński, L., 2021. The stratigraphy of Zechstein strata in the East European Craton of Poland: An overview. *Geological Quarterly*, 65, 48.
- Poborska-Młynarska, K., 2022. Geologiczno-górnictwo warunki eksploatacji w kopalniach podziemnych w Wysadach solnych Polski środkowej. Wydawnictwa AGH, Kraków.
- Poborski, J., 1955. Złoże solne w Kłodawie. *Biuletyn Wewnętrzny IG*, Wyd. Geolog., Warszawa.
- Poborski, J., 1957. Cechsztyńska struktura solna Izbica-Łęczycza. *Przegląd Geologiczny*, 5(1), 31–32.
- Poborski, J., Werner, Z., 1956. O wyciekach ropy naftowej w kopalniach soli na Kujawach. *Przegląd Geologiczny*, 4(12), 574.
- Schleder, Z., Burliga, S., Urai, J., 2007. Dynamic and static recrystallization-related microstructures in halite samples from the Kłodawa salt wall (central Poland) as revealed by gamma irradiation. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 184(1), 17–28.
- Stańczyk, I., 1970. Polihalit w kopalniach soli regionu kujawskiego. *Acta Geologica Polonica*, 20(4), 693–831.

- Stańczyk-Stasiak, I., 1976. Utwory epigenetyczne w kopalniach soli regionu kujawskiego. *Prace Geologiczne PAN*, 90, 7–53.
- Tarka, R., 1992. Tektonika wybranych złoż soli w Polsce na podstawie badań mezostrukturalnych. *Prace Instytutu Geologicznego*, 137, 5–39.
- Tomasi-Morawiec, H., Czapowski, G., 2006. Brom w skałach ilasto-solnych cechsztynu Polski. *Przełąd Geologiczny*, 54(6), 488–495.
- Tomasi-Morawiec, H., Wachowiak, J., Czapowski, G., 2019. Geochemia i wykształcenie skał zubrowych górnego permu (cechsztyu) z obszaru Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 477, 69–122.
- Wagner, M., Burliga, S., 2014. Coalified bitumens from the Kłodawa Salt Structure (central Poland) as evidence of migration of hydrothermal fluids in Zechstein (Upper Permian) deposits. *Geological Quarterly*, 58(3), 555–564.
- Wagner, R., 1994. Stratygrafia i rozwój basenu cechsztyńskiego na Nizu Polskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 146, 1–71.
- Wagner, R., Peryt, T.M., 1997. Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. *Geological Quarterly*, 41(4), 457–474.
- Werner, Z., Poborski, J., Orska, J., Bąkowski, J., 1960. Złoże solne w Kłodawie w zarysie geologiczno-górnicy. *Prace Instytutu Geologicznego*, 30, 467–494.
- Wolny, Ł., Czechowski, F., Burliga, S., Raczyński, P., Hojniak, M., 2014. Hydrocarbons assemblage in the PZ1–PZ2 strata from the Kłodawa Salt Structure, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84, 363–374.

B1. Kłodzkie złożenie soli i Narodowe Archiwum Geologiczne w Leszczach

Część B1.2 Narodowe Archiwum Geologiczne i stacja hydrogeologiczna Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Leszczach

Marcin Konopiński¹, Krzysztof Dąbroś², Jacek Otwinowski³, Grzegorz Ryżyński⁴, Przemysław Wojtaszek⁴, Kajetan Wczelik⁴, Jarosław Zawłocki⁴

¹ Narodowe Archiwum Geologiczne, Archiwum Próbek Geologicznych w Leszczach, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

² Narodowe Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,

³ Zakład Monitoringu Wód Podziemnych, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,

⁴ Zakład Geologii Inżynierskiej, Pracownia Geotermii Niskotemperaturowej, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

1. Archiwum Próbek Geologicznych w Leszczach

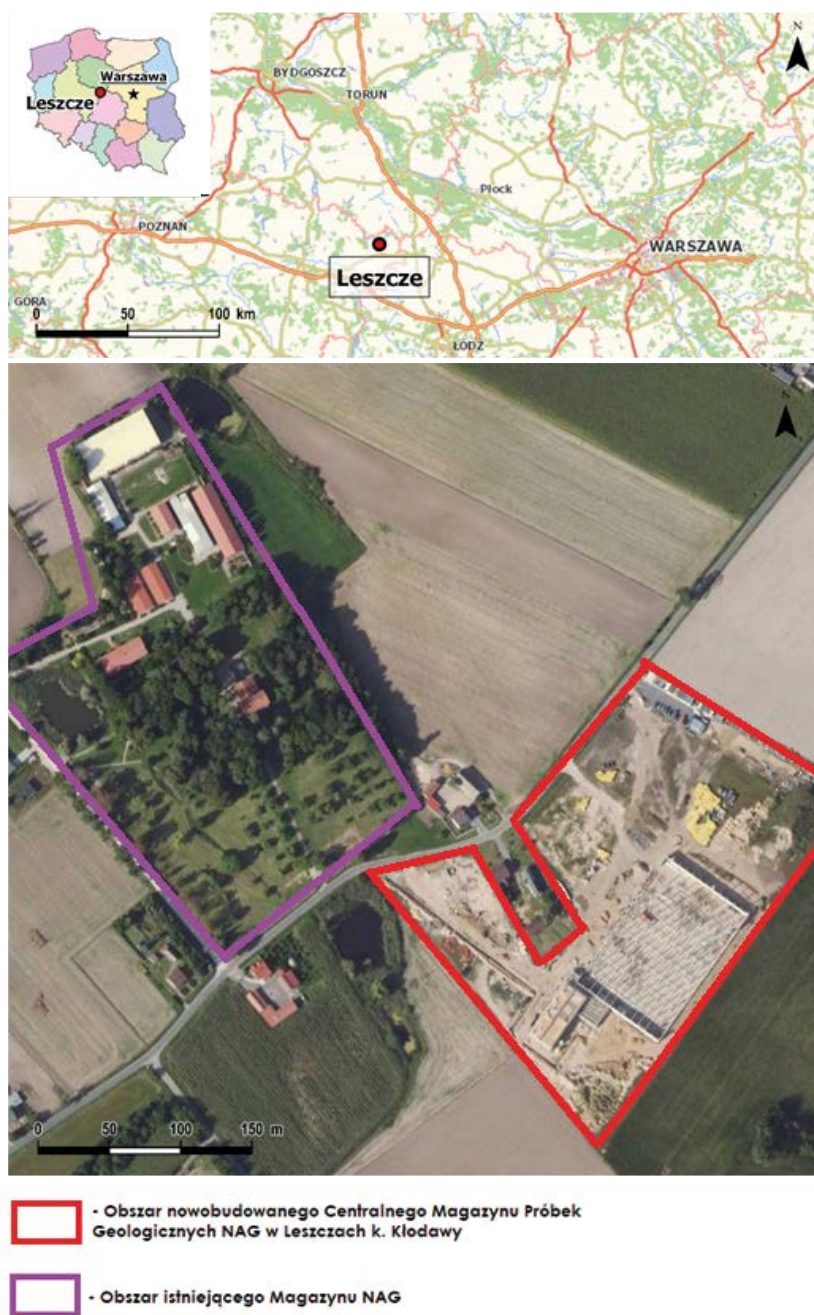
Marcin Konopiński*, Krzysztof Dąbroś

*marcin.konopinski@pgi.gov.pl

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB) jest głównym depozytariuszem informacji geologicznej w Polsce. Obsługa centralnego archiwum geologicznego oraz prowadzenie geologicznych baz danych są realizowane przez Instytut w ramach wypełniania zadań państwowej służby geologicznej.

Obsługę centralnego archiwum geologicznego prowadzi Narodowe Archiwum Geologiczne (NAG) (Ryc. 1), które gromadzi, ewidencjonuje, zabezpiecza i udostępnia wszelkie materiały geologiczne – dokumentacje i mapy geologiczne oraz zbiory danych w postaci analogowej i cyfrowej. Zasób archiwalny NAG to również próbki geologiczne, w tym rdzenie z otworów wiertniczych (Ryc. 2A). Najstarsze rdzenie wiertnicze, które są zgromadzone w NAG, pochodzą z otworów odwierconych jeszcze przed II wojną światową. W ciągu stulecia Instytut zgromadził prawie 915 tys. metrów bieżących rdzeni z 5650 otworów wiertniczych. Wiele z nich dokumentuje głęboką budowę geologiczną – pochodzą z głębokości ponad 7 km.

Próbki geologiczne, których właścicielem jest Skarb Państwa są zarchiwizowane w dwóch oddziałach regionalnych PIG-PIB – w Kielcach i w Krakowie oraz w siedmiu terenowych archiwach próbek geologicznych (Halinów k. Warszawy, Hołowno k. Białej Podlaskiej, Piaseczno, Michałów k. Lublina, Szurpiły k. Suwałk, Kielniki k. Częstochowy oraz Leszcze k. Kłodawy). Ponadto część próbek geologicznych Skarbu Państwa przechowywana jest w Centralnym Magazynie Rdzeni ORLEN S.A. w Chmielniku oraz w magazynie rdzeni LOTOS Petrobaltic S.A. w Gdańsku.



Ryc. 1. Lokalizacja magazynów próbek geologicznych NAG w Leszczach k. Kłodawy

Archiwum Próbek Geologicznych w Leszczach jest największym archiwum terenowym PIG-PIB. Według stanu na koniec 2023 r. w jego ośmiu magazynach jest zgromadzonych prawie 221 tys. skrzynek z rdzeniami z 1112 otworów wiertniczych oraz niemal 10,5 tys. skrzynek z rdzeniami stratotypowymi (Ryc. 2B), które pochodzą z otworów wiertniczych mających wyjątkowe znaczenie dokumentacyjne dla stratygrafii i budowy geologicznej Polski. Rdzenie te podlegają szczególnej ochronie – są przechowywane w specjalnie do tego celu przygotowanym pomieszczeniu. Ponadto w archiwum przechowywane są muzealne kolekcje geologiczne.

Wszystkie skrzynki, w których są przechowywane rdzenie wiertnicze są oklejone kodem kreskowym. Przy użyciu kolektora danych po sczytaniu kodu paskowego można uzyskać szybki dostęp do wszystkich informacji zawartych w aplikacji Centralnej Bazy Danych Geologicznych „Otwory wiertnicze” dowiązanych do danego otworu m.in. opisu litologicznego i stratygraficznego, czy też wyników ewentualnych analiz przeprowadzonych na danym rdzeniu.

NAG umożliwia dostęp do informacji geologicznej zgromadzonej w jego zasobach, w tym do próbek geologicznych. Ich udostępnianie jest zgodne z obowiązującymi przepisami Prawa geologicznego i górniczego. Osoby zainteresowane profilowaniem rdzeni wiertniczych oraz poborem próbki są zobowiązane do wypełnienia i złożenia stosownych wniosków, które są dostępne na stronie:

<https://www.pgi.gov.pl/narodowe-archiwum-geologiczne/gromadzenie-i-udostepnianie-informacji-geologicznej.html>



Ryc. 2. Hale magazynów próbek geologicznych (A) i archiwum stratotypowych odcinków rdzeni (B)

Historia powstania Archiwum Próbek Geologicznych w Leszczach

Archiwum Próbek Geologicznych w Leszczach znajduje się na terenie dawnego majątku ziemskiego – folwarku (dawna nazwa folwarku Łoskie Holendry, kolonia Leszcze-Holendry), w skład którego wchodziły: dwór, park oraz budynki gospodarcze. Zespół dworsko-parkowy powstał prawdopodobnie pod koniec XIX wieku. Pierwszym właścicielem majątku była rodzina Janczewskich – Jadwigi Janczewskiej z Wiewiórkich oraz mińskiego adwokata Wiktora Janczewskiego, który w 1906 r. został deputowanym do Dumy Państwowej jako reprezentujący Królestwo Polskie. Córka ich – Jadwiga Janczewska (ur. 1889, zm. tragicznie 21 lutego 1914) była malarką i narzeczoną Stanisława Ignacego Witkiewicza (Witkacego). Następnymi właścicielami majątku byli T. Ciecierska i A. Wiśniewski.

Dwór w Leszczach był świadkiem ważnych wydarzeń podczas II wojny światowej. Na jego frontowej ścianie znajduje się tablica upamiętniająca pobyt w dniach 6–7.09.1939 r. sztabu

Armii Poznań dowodzonej przez generała Tadeusza Kutrzebę. Prawdopodobnie w Leszczach powstała koncepcja „Bitwy nad Bzurą”, największej bitwy września 1939 r.

Po 1945 r. majątek rozparcelowano, a w dworze osiadł, był fernal majątku. W 1949 r. dwór z parkiem przeszedł na własność Skarbu Państwa.

Archiwum Próbek Geologicznych w Leszczach powstało 1950 r. na potrzeby magazynowania rdzeni wiertniczych, pozyskanych podczas prac geologicznych związanych z budową kopalni soli kamiennej w Kłodawie i Inowrocławiu oraz kopalni węgla brunatnego w Koninie i Bełchatowie. Początki organizacji archiwum w Leszczach wiążą się ściśle z profesorami PIG-PIB: Ryszardem Dadlezem i Sylwestrem Markiem, którzy sprowadzali i porządkowali materiał wiertniczy z nadzorowanych przez siebie otworów strukturalnych oraz poszukiwawczych. Pierwszym i długoletnim (1951–1974) opiekunem zbiorów archiwalnych był Wincenty Paradowski (1905–1993).

W 2003 r. z dbałością o zachowanie charakteru budynku przeprowadzono prace konserwatorskie dworu oraz nadbudowano dodatkowe piętro budynku (Ryc. 3). Dwór zaadaptowano na budynek administracyjno-socjalny APG Leszcze. Wykonane zostały ponadto prace remontowe w zabytkowym obiekcie magazynu nr 3, a także przeprowadzono restytucję parku przydworskiego.

W 2020 r. w Leszczach rozpoczęto budowę nowoczesnej hali przeznaczonej do przechowywania rdzeni wiertniczych, a także budynku analityczno-laboratoryjnego, który umożliwi wykonywanie na miejscu badań próbek geologicznych. Dzięki nowoczesnym systemom wysokiego składowania hala pomieści milion metrów bieżących rdzeni.



Ryc. 3. Widok dworu od strony parku

2. Stacja hydrogeologiczna I/999 Leszcze

Jacek Otwinowski

jacek.otwinowski@pgi.gov.pl

W skład Sieci Obserwacyjno-Badawczej Wód Podziemnych wchodzi otwory hydrogeologiczne: piezometry, studnie wiercone i źródła. W ramach Sieci funkcjonują stacje hydrogeologiczne I-go i II-go rzędu.

Na stacjach hydrogeologicznych I-go rzędu monitoruje się kilka poziomów wodonośnych wód zwykłych. Do obserwacji ujmowane są poziomy wodonośne, które w rejonie stacji mają znaczenie użytkowe. Stacje hydrogeologiczne II-rzędu to przeważnie pojedyncze punkty obserwacyjne. **Stacja nr I/999 Leszcze jest punktem pierwszego rzędu.**

Obecnie sieć krajowa składa się z ok. 1900 punktów pomiarowych, w których prowadzone są pomiary, obserwacje i badania hydrogeologiczne wód podziemnych w ramach monitoringu stanu ilościowego, monitoringu stanu chemicznego i monitoringu badawczego. Badania te polegają w szczególności na pomiarach położenia zwierciadła wody wykonywanych z określoną częstotliwością i prowadzeniu badań jakościowych wody z ujętych warstw wodonośnych. Wszystkie te prace służą do analiz i ocen bieżącej sytuacji hydrogeologicznej oraz stanu wód podziemnych, opracowywania prognoz zmian położenia zwierciadła wody oraz wielkości zasobów wód jak również oceny zagrożeń dla wód podziemnych.

2.1. Charakterystyka warunków hydrogeologicznych w rejonie stacji hydrogeologicznej w Leszczach

W rejonie miejscowości Leszcze, gdzie zlokalizowana jest stacja hydrogeologiczna I rzędu, rozpoznane i eksploatowane są wody w utworach czwartorzędowych, mioceńskich oraz jury górnej (rozpoznanych najsłabiej). Według Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kłodawa, w miejscu stacji hydrogeologicznej Leszcze główny użytkowy poziom wodonośny występuje w utworach czwartorzędowych, a poziom mioceński pełni rolę podrzędną (Trzeciakowska i Owczarczak, 2002).

Jurajskie piętro wodonośne

W rejonie stacji hydrogeologicznej Leszcze poziom górnourajski jest słabo rozpoznany. Najbliższy otwór przewiercający strop jury znajduje się w miejscowości Przedecz, około 3,5 km na NE od stacji. Ujęto tam w przelocie 215,0–132,0 m spękane margle osiągając wydajność zaledwie 1,8 m³/h przy depresji przekraczającej 30,0 m. Natomiast w Dzierzbicach, w odległości 7,8 km na SE od Leszczy, ujęto warstwę występującą w przelocie 111,0–200,0 m. Parametry hydrogeologiczne ujętej warstwy są nieco korzystniejsze, podczas pompowania uzyskano wydajność 74,0 m³/h przy depresji 56,1 m.

Na stacji hydrogeologicznej w Leszczach wody poziomu górnej jury ujęto do obserwacji w otworze nr **999/1** o całkowitej głębokości 181,3 m. Warstwa wodonośna występuje w spękanych marglach. Zwierciadło wody ma charakter naporowy i stabilizuje się na rzędnej około 111,0 m n.p.m. W trakcie pompowania pomiarowego potwierdzono mało korzystne parametry ujętej warstwy. Osiągnięto wydajność 1,86 m³/h przy depresji 37,09 m.

Zasilanie poziomu górnourajskiego zachodzi na drodze przesączania się wody z wyżej zalegających poziomów czwartorzędowego i mioceńskiego oraz lokalnie poprzez okna hydrogeologiczne poziomu mioceńskiego.

Piętro wodonośne neogenu

Wodonośne piętro neogenu (reprezentowane przez poziomy mioceńskie) charakteryzujące się nieciągłym rozprzestrzenieniem z uwagi na warunki sedymentacji i procesy denudacyjno-erozyjne w czwartorzędzie oraz wypiętrzenia osadów permu. Wodonośne utwory mioceńskie występują na bardzo zmiennej głębokości – od 25,0 m (na północ od Leszczy), w rejonie kopalni soli w Kłodawie, najczęściej 60,0–70,0 m. W otworze nr 999/1 (ujmującym górnourajskie piętro wodonośne) spąg osadów mioceńskich nawiercono na głębokości 159,0 m.

W otworze tym stwierdzono występowanie 3 warstw wodonośnych poziomu mioceńskiego. Najpłytsza warstwa zbudowana z piasków drobnych o miąższości 3 m występuje w przelocie 71,0–74,0 m p.p.t., jej strop stanowią ility plioceńskie, a spąg mułki mioceńskie. Poniżej, w przedziale głębokości 82,7–91,4 występuje warstwa wodonośna o miąższości 8,7 m, zbudowana z piasków drobnych. Jest to warstwa, która została ujęta do obserwacji na terenie stacji hydrogeologicznej otworem nr 999/2. Poniżej stwierdzono występowanie jeszcze jednej warstwy zawodnionych mioceńskich piasków drobnych w przedziale głębokości 145,0–159,0 m, której strop stanowią mioceńskie mułki z pyłem burowęglowym, zaś spąg margle jury górnej.

Otwór obserwacyjny nr **999/2** ujmujący mioceński poziom wodonośny został odwiercony do głębokości 96,0 m. Zwierciadło wody ma charakter naporowy i stabilizuje się na rzędnej około 111,0 m n.p.m. W trakcie pompowania pomiarowego, osiągnięto maksymalną wydajność 12,0 m³/h przy depresji 7,35 m.

Zasilanie poziomu zachodzi na drodze przesączania się wody z poziomów czwartorzędowych, poprzez kompleks neogeńskich ilów poznańskich i glin morenowych czwartorzędu, lokalnie przez przepływy w oknach hydrogeologicznych (rejon kopalni soli w Kłodawie). W okolicy Kopalni Soli Kłodawa stwierdzono zasolenie wód trzeciorzędowych – mineralizacja wód na głębokości 50,0–60,0 m wynosi do 5g/dm³ (Witkowska i Biernat, 1998).

Czwartorzędowe piętro wodonośne

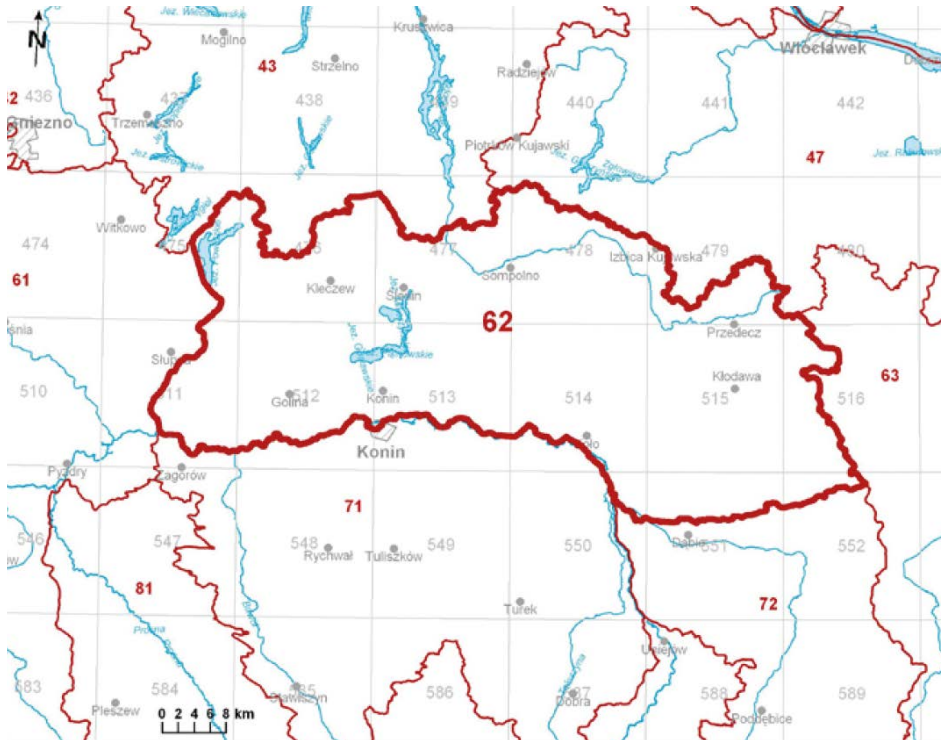
Użytkowe piętro czwartorzędowe w rejonie stacji hydrogeologicznej w Leszczach reprezentowane jest jedynie w obrębie poziomu międzyglinowego, stanowiącego główny użytkowy poziom wodonośny. Poziom międzyglinowy występuje w osadach piaszczysto-żwirowych, fluwioglacjalnych i rzecznych w dolnej części czwartorzędu, pod nakładem glin zwałowych zlodowacenia bałtyckiego (wisły) i zlodowacenia środkowopolskiego. Najczęściej utwory te leżą pomiędzy gliną zwałową a stropem podłoża czwartorzędu, lokalnie kontaktując się z wodami poziomu trzeciorzędowego (rejon kopalni soli w Kłodawie). W ujęciu regionalnym główny użytkowy poziom wodonośny lokalnie kontaktuje się z nadległym poziomem wód gruntowych, o nieciągłym wykształceniu, zbudowanym z utworów piaszczysto-żwirowych leżących na glinach zwałowych. Na omawianym obszarze użytkowa warstwa płytkich wód gruntowych nie występuje (Ziółkowski, 2008).

Na stacji hydrogeologicznej w Leszczach wody międzyglinowego poziomu czwartorzędowego ujęto do obserwacji w otworze nr **999/3** o całkowitej głębokości 45,0 m. Warstwa wodonośna nawiercona na głębokości 22,0 m zbudowana jest z piasków średnich i piasków średnich ze żwirem. Spąg warstwy wodonośnej znajduje się na głębokości 43,0 m i zalega bezpośrednio na iłach pliocenu. W strefie głębokości 31,0–32,0 m, w obrębie warstwy wodonośnej, występuje przewarstwienie pylaste. Nawiercone zwierciadło wody ma charakter naporowy i stabilizuje się na rzędnej około 111,0 m n.p.m. W trakcie pompowania pomiarowego, osiągnięto maksymalną wydajność 4,5 m³/h przy depresji 4,47 m. Zasilanie czwartorzędowego, międzyglinowego poziomu wodonośnego w miejscu stacji hydrogeologicznej Leszcze zachodzi na drodze bezpośredniej infiltracji z powierzchni terenu.

Stacja hydrogeologiczna I rzędu nr 999 Leszcze (Ryc. 4) znajduje się we wschodniej części Jednolitej Części Wód Podziemnych **JCWPD nr 62**. Jest to jednolita część o łącznej powierzchni 2 265 km² w przeważającej części znajdująca się w obrębie woj. wielkopolskiego, we wschodnim fragmencie leży w obrębie woj. łódzkiego, zaś jej północno-wschodnie fragmenty znajdują się w granicach woj. kujawsko-pomorskiego. Jednolita Część Wód Podziemnych nr 62 jest złożoną strukturą, w skład której wchodzi cztery piętra wodonośne: czwartorzędowe, paleogeńsko-neogeńskie (poziom mioceński), górnokredowe (w rejonie

stacji hydrogeologicznej I/999 Leszcze nie występuje) i występujące lokalnie na południowo-wschodnim krańcu jednostki piętro górnourajskie.

Warunki krążenia wód podziemnych na obszarze JCWPd 62 kształtowane są w dużej mierze przez Wartę, która stanowi znaczną część jej południowej granicy. Pozostałe granice wyznaczone są przebiegiem innych cieków powierzchniowych i działów wodnych. Obszar JCWPd 62 nie stanowi obiektu zamkniętego w sensie hydrogeologicznym. Strefy krążenia wód w piętrach kenozoicznych i mezozoicznych sięgają poza granice jednostki.



Ryc. 4. Stacja hydrogeologiczna I/999 Leszcze na tle JCWPd 62
(źródło: Karta charakterystyki JCWPd 62. Serwis internetowy Hydroportal)

JCWPd 62 jest częścią zagrożoną ryzykiem nieosiągnięciem celów środowiskowych dla niej ustalonych. Główną przyczyną jest lej depresji odwodnienia Kopalni Węgla Brunatnego „Konin” rozwijający się w 3 rejonach:

- Rejon miejscowości Kleczew (Pątnów pola II, III i IV) – złożo aktualnie rekultywowane
- Tomisławice (lej depresji obejmujący sąsiadującą JCWPd 47)
- Drzewce – lej depresji zaznacza się w pierwszym poziomie od powierzchni terenu (PPW)

Rozwijający się lej depresji wokół odkrywki „Drzewce” może mieć wpływ na funkcjonowanie pobliskich ekosystemów na terenie obszaru NATURA 2 Dolina Środkowej Warty. Eksploatacja złóż soli w Kłodawie nie zaznacza się obniżeniem zwierciadła wód podziemnych.

W strukturze poboru wody podziemnej znaczną rolę odgrywa zbiorowe zaopatrzenie ludności w wodę. Na terenie JCWPd nr 62 największym ośrodkiem miejskim jest Konin (około 70 tys. mieszkańców). Nieco mniejsze miasta to: Koło, Kłodawa, Sompolno, Ślesin. Eksploatacja

największego ujęcia komunalnego (miasto Konin) spowodowała powstanie rozległego leja depresji w utworach kredowych. Lej ten zaznacza się dodatkowo w pierwszym od powierzchni poziomym wodonośnym (PPW) zagrażając ekosystemom zależnym od wód podziemnych w dolinie Warty.

Presje związane z eksploatacją wód podziemnych, w szczególności zaś związane z odwodnieniem kopalni, dotyczą tylko około 15% powierzchni JCWPD 62, mają one jednak wielkie znaczenie w gospodarowaniu wodami. Stopień wykorzystania zasobów dyspozycyjnych w skali całej jednostki wynosi ponad 140% (dane za 2018 r.) z czego przekroczenia dotyczą głównie jej zachodniej części.

Zagrożeniem dla jakości wód podziemnych w JCWPD 62 jest przede wszystkim szeroko rozumiana infrastruktura związana z wydobyciem i transportem kopaliny.

2.2. Zadania stacji hydrogeologicznej I/999 Leszcze

Stacja hydrogeologiczna w Leszczach powstała w 2010 r. Funkcjonowanie stacji hydrogeologicznej pozwala śledzić zależności między chemizmem, a ciśnieniem piezometrycznym wód w poszczególnych poziomach wodonośnych oraz ocenić zagrożenie użytkowych poziomów wodonośnych antropopresją oraz ascensją wysokozmineralizowanych wód, która ze względu na bliskość wysadu solnego stanowi realne niebezpieczeństwo dla jakości wód podziemnych w tym rejonie (Bieleń i Janica, 2010).

Monitoring ilościowy

Od początku powstania stacji hydrogeologicznej w Leszczach pomiary położenia zwierciadła wód podziemnych wykonywane były ręcznie, przez obserwatora, gwizdkiem hydrogeologicznym zawieszonym na taśmie mierniczej. Wyniki pomiarów notowane były w Dzienniku Obserwacji Hydrogeologicznych, a ich kopie dostarczane do PIG-PIB. Przełomowy dla sposobu i jakości danych pomiarowych był 2015 r., w którym w obudowach studziennych zostały zamontowane moduły automatyki pomiarowej wraz z transmisją danych.

System pomiarów automatycznych składa się z urządzeń pomiarowych, Bazy Pomiarów Automatycznych (PA) na serwerze PIG-PIB oraz z aplikacji (Datamanager) umożliwiającej obsługę urządzeń oraz zarządzanie danymi pomiarowym. Pojedynczy zestaw pomiarowy, składający się z modułu transmisji danych GSM oraz z sondy pomiarowej, zainstalowany bezpośrednio w otworze, dokonuje pomiaru oraz rejestracji poziomu głębokości położenia zwierciadła i temperatury wody podziemnej. Zapisane w postaci cyfrowej w pamięci wewnętrznej urządzenia wartości pomiarowe przesyłane są, zgodnie z zaprogramowanym harmonogramem, za pośrednictwem modułu transmisji danych GSM/GPRS, na serwer PIG-PIB. U uruchomiony system z transmisją danych pomiarowych, działający w Sieci Obserwacyjno-Badawczej Wód Podziemnych PIG-PIB, jest jednym z największych systemów tego rodzaju w Europie (Brzezińska, 2022).

Monitoring jakościowy

Monitoring stanu chemicznego jednolitych części wód podziemnych (JCWPD) realizowany jest w ramach Państwowego Monitoringu Środowiska, a jego celem jest dostarczenie informacji o stanie chemicznym wód podziemnych oraz śledzenie jego zmian. Zgodnie z obowiązującymi przepisami wyróżniamy dwa rodzaje monitoringu stanu chemicznego JCWPD, ustalane na podstawie charakterystyki JCWPD i oceny wpływu oddziaływań antropogenicznych:

- Monitoring diagnostyczny – prowadzony na terenie całego kraju;

– Monitoring operacyjny – ustalany na podstawie monitoringu diagnostycznego, prowadzony na terenie JCWPd uznanych za zagrożone niespełnieniem wyznaczonych dla nich celów środowiskowych w określonych cyklach planistycznych.

Na podstawie wyników analiz fizykochemicznych próbek pobranych podczas badań terenowych opracowywane są oceny punktowe jakości wód podziemnych. Rozporządzenie Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu jednolitych części wód podziemnych określa wartości graniczne dla pięciu klas jakości wód podziemnych, przy czym klasy jakości od I do III stanowią wody o dobrym stanie chemicznym, natomiast wody klas IV i V stanowią wody o słabym stanie chemicznym, których jakość jest wynikiem oddziaływania presji antropogenicznej (Rojek i in., 2022). Stacja hydrogeologiczna w Leszczach znajdująca się w obrębie zagrożonej JCWPd opróbowana jest każdego roku.

W 3 studniach stacji hydrogeologicznej Leszcze zamontowano na stałe pompy głębinowe, których wydajność dostosowana została do stwierdzonych parametrów hydrogeologicznych warstwy wodonośnej. Prowadzone są cykliczne pompowania mające na celu ocenę stanu technicznego studni i infrastruktury technicznej. Pompowania techniczne, podobnie jak i pompowania związane z poborem próbek wody dla oceny stanu chemicznego wykonuje się każdorazowo wypompowując co najmniej 3 objętości wody znajdujące się w otworze. Woda z pompowań wykorzystywana jest do napełniania stawów znajdujących się na terenie Archiwum Rdzeni PIG PIB w Leszczach.

3. Geotermia niskotemperaturowa

Grzegorz Ryżyński, Przemysław Wojtaszek, Kajetan Wczelik, Jarosław Zawłocki*

**grzegorz.ryzynski@pgi.gov.pl*

W ramach wycieczki terenowej zaprezentowane zostanie wykonywanie badania metodą testu reakcji termicznej (TRT) na przykładzie otworowego wymiennika ciepła (OWC) na terenie nowobudowanego Centralnego Magazynu Próbek Geologicznych NAG w Leszczach. Demonstrowane będzie również wykonywanie profilowania temperaturowego OWC dwoma metodami – świstawką termiczną oraz próbnikami ciśnieniowymi.

Lokalizację obszaru badań przedstawiono na Rycinie 1.

3.1. Charakterystyka i budowa geologiczna podłoża Centralnego Magazynu Próbek Geologicznych NAG w Leszczach

Nowo powstająca hala magazynowa archiwum próbek geologicznych będzie ogrzewana ciepłem pozyskiwanym z warstw podłoża skalnego (planowana zainstalowana moc grzewcza gruntowych pomp ciepła to 175,7 kW) (Frankowski i in., 2013). W tym celu na terenie inwestycji wykonano 40 otworów wiertniczych o głębokości 100 m, w których zamontowano otworowe wymienniki ciepła. Rozkład pola wymienników stanowiącego dolne źródło ciepła pokazano na Rycinie 5. Profil geologiczny przedstawiono w Tabeli 1.

3.2. Metoda TRT

Badanie TRT jest testem in situ, wykonywanym w odwiercie pilotażowym – otworowym wymienniku ciepła, pierwszym z serii przewidzianych do wykonania w planowanej inwestycji wykorzystującej gruntowe pompy ciepła, czyli zasoby płytkiej (niskotemperaturowej) energii geotermalnej. Wartość efektywnego przewodnictwa cieplnego na całej długości profilu

Tabela 1. Syntetyczny profil geologiczny dla otworowych wymienników ciepła na terenie nowoprojektowanego magazynu NAG w Leszczach

Wykształcenie litologiczne skał profilu geologicznego	Głębokość zalegania [m p.p.t.]	Miąższość [m]
Gliny zwałowe zlodowacenia Warty	0,0 – 18,0	18
Gliny zwałowe zlodowacenia Odry	18,0 – 26,0	8
Piaski i mułki zastoiskowe zlodowacenia Odry	26,0 – 30,0	4
Piaski rzeczne, interglacjalne	30,0 – 38,0	8
Iły pstre	38,0 – 80,0	42
Piaski i żwiry zbiorników śródlądowych	80,0 – 100,0	20



Ryc. 5. Lokalizacja odwiertów otworowych wymienników ciepła na terenie nowoprojektowanego magazynu NAG w Leszczach

otworowego wymiennika ciepła λ_{efr} , wyrażana w W/m^2K , otrzymywana w wyniku badania TRT jest bardzo wiarygodna, ponieważ oblicza się ją w rzeczywistych warunkach pracy wymiennika ciepła (Koczorowski, 2021).

Badanie TRT jest wykonywane w celu uniknięcia niedoszacowania lub przeszacowania zdolności gruntu do przekazywania ciepła, zwłaszcza w przypadku projektowania dolnego źródła pomp ciepła do zasilania dużych obiektów. Metoda polega na iniekcji do otworu ładunku energii cieplnej o znanej wartości i pomiarze na powierzchni terenu temperatury zasilania oraz powrotu czynnika, dostarczającego ciepło do urządzenia pomiarowego. Medium wypełniające wymiennik krąży w obiegu zamkniętym, a iniekcja ciepła drogą podgrzewania płynu roboczego jest prowadzona przez cały czas trwania testu. Przykładowe stanowisko badawcze przedstawiono na Rycinie 6.



Ryc. 6. Profilowanie termiczne i badanie TRT otworowego wymiennika ciepła

Mierzona wartość współczynnika przewodnictwa cieplnego jest wartością efektywną, tj. uwzględniającą reakcję całego ośrodka gruntowo-wodnego, a także materiału wypełniającego przestrzeń pierścieniową otworu (iniektu). Warunkiem otrzymania poprawnych wyników jest odpowiednio długi czas prowadzenia testu.

Minimalny, zalecany w literaturze, wynosi 48 godzin. Badanie TRT jest powszechnie stosowane w krajach, gdzie wykonuje się masowe ilości otworowych wymienników ciepła (np. Niemcy, Szwecja, Francja). W związku z dynamicznym rozwojem technologii gruntowych pomp ciepła coraz częściej wykonuje się je także w Polsce.

3.3. Uzyskane wyniki

Do ogrzewania budynku magazynu rdzeni wiertniczych i budynku analityczno-laboratoryjnego w Leszczach, gm. Kłodawa, wykorzystana będzie instalacja z gruntową pompą ciepła o mocy grzewczej 175,7 kW, i chłodniczej 144,3 kW. W otworach wiertniczych zamontowane zostały U-rurki PE-RC $\text{Ø}40 \times 3,0$ mm, wypełnione 25-procentowym roztworem glikolu propylenowego i wody. Wymienniki gruntowe służyć będą jako dolne źródło energii pracujące w zamkniętym systemie cyrkulacyjnym z mieszanką glikolową.

Liczba wykonanych odwiertów wynika z obliczeń wykonanych w projekcie węzła cieplnego. Na podstawie wstępnej analizy lokalnych warunków hydrogeologicznych oraz jednostkowego poboru mocy dla wymienników gruntowych z warstw przypuszczalnego profilu litologicznego, szacuje się, że 1 m.b. wymiennika gruntowego pozwoli uzyskać średnio ok. 39,85 W/m mocy chłodniczej.

Wykonanie 40 otworowych wymienników gruntowych o głębokości 100,0 m, pozwoli uzyskać szacunkowo ok. 160 kW mocy chłodniczej, co pokryje zapotrzebowanie gruntowych pomp ciepła z zapasem bezpieczeństwa.

Kontrola jakości i sprawdzenie założeń projektowych wykonano w kwietniu 2021 r. Badania obejmowały: profilowanie temperaturowe oraz oznaczenie efektywnej średniej przewodności cieplnej λ_{ef} [W/K*m]

Test TRT wykonany na OWC w Leszczach wykazał efektywną przewodność cieplną od 2,35 do 2,15 W/K*m (w zależności od przyjętej metody obliczeniowej) (Ryżyński, 2021).

Wg szacunkowych obliczeń z nomogramów z wytycznych PORT PC odpowiada to ok. 40–45 W/m. Badanie TRT potwierdza, że wymagania projektowe są spełnione oraz że zapas mocy czerpanej z dolnego źródła gruntowych pomp ciepła dla powstającej inwestycji będzie wystarczający.

Literatura

- Bieleń, R., Janica, R., 2010. Dokumentacja geologiczna (inna) dotycząca wykonania otworów obserwacyjnych na stacji hydrogeologicznej I-rzędu numer I/999 w Leszczach, gmina Kłodawa, powiat kolski, województwo wielkopolskie. PIG, Warszawa.
- Brzezińska, A., 2022. Automatyka pomiarowa w monitoringu wód podziemnych. 50 lat monitoringu wód podziemnych w Państwowym Instytucie Geologicznym, Państwowym Instytucie Badawczym. PIG PIB, Warszawa.
- Frankowski, Z., Ryżyński, G., Majer, E., 2013. Sprawozdanie ze wstępnych badań geologiczno-inżynierskich dla projektowanego magazynu rdzeni wiertniczych Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB w Leszczach k. Kłodawy. PIG PIB, Warszawa.
- Koczorowski, J. (red.), 2021. Wytyczne branżowe PORT PC, Wytyczne projektowania i odbioru instalacji z pompami ciepła. Część 1. Dolne źródła do pomp ciepła. Kraków, wydanie drugie 09/2021 r.
- Rojek, A., Czarniecka-Januszczyk, U., Kuczyńska, A., Palak-Mazur, D., Stojek, M., 2022. Monitoring stanu chemicznego jednolitych części wód podziemnych. 50 lat monitoringu wód podziemnych w Państwowym Instytucie Geologicznym, Państwowym Instytucie Badawczym. PIG PIB, Warszawa.
- Ryżyński, G., 2021. Raport z badań TRT w nowobudowanym Magazynie Próbek Geologicznych NAG w Leszczach k. Kłodawy, kwiecień 2021 r. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, kwiecień 2021 r.
- Trzeciakowska, M., Owczarczak, B., 2002. Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, Arkusz Kłodawa. PIG, Warszawa.
- Witkowska, B., Biernat, S., 1998. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Konin, Wyd. Geolog., Warszawa.
- Ziółkowski, M., 2008. Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, Arkusz Kłodawa, Pierwszy poziom wodonośny. Występowanie i hydrodynamika. PIG, Warszawa.

B2. LGOM – budowa złoża, problematyka eksploatacji

Wojciech Kaczmarek^{1*}, Robert Jagodziński², Dariusz Litwin¹

¹ KGHM Polska Miedź S.A.,

² Instytut Geologii, wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

*wojciech.kaczmarek@kghm.com

1. Wprowadzenie

Podczas wycieczki przedstawiona zostanie część głównego procesu produkcyjnego KGHM Polska Miedź S.A. Program obejmuje: (i) zjazd do podziemnych wyrobisk Zakładów Górniczych Rudna, (ii) wizytę w Zakładzie Wzbogacania Rud – Rejon Rudna (prezentacja procesów przerobczych) oraz (iii) prezentację metod unieszkodliwiania odpadów po flotacyjnych w Zakładzie Hydrotechnicznym – Obiekcie Unieszkodliwiania Odpadów Wydobywczych Żelazny Most (OUOW Żelazny Most, Ryc. 1).



Ryc. 1. Mapa lokalizacji punktów wycieczki
(fot. <https://media.kghm.com/pl/zdjecia/>)

Złoże rud miedzi położone między Lubinem a Głogowem na Dolnym Śląsku zostało odkryte przez zespół geologów pod kierunkiem Jana Wyżykowskiego, którzy realizując plan wierceń na monoklinie przedsudeckiej w dniu 23 marca 1957 roku, w otworze Sieroszowice IG-1 (oznaczanym obecnie symbolem S-1), na głębokości około 656 m, natrafili na warstwę margla miedzionośnego o miąższości około 2,3 m i zawartości 1,4% miedzi. W kolejnych latach wykonywane na tym obszarze wiercenia potwierdzały ogromne zasoby złoża (Kaczmarek, 2016).

Szacuje się, iż łączne przewidywane zasoby prognostyczne rud miedzi i srebra w złożach stratoidalnych do głębokości 2000 m, liczone w metalu, wynoszą 10,30 mln t Cu, zasoby perspektywiczne 15,67 mln t Cu, a zasoby hipotetyczne – 8,76 mln t Cu, natomiast w przypadku srebra wielkości zasobów wynoszą odpowiednio: 37,34 tys. t Ag, 27,72 tys. t Ag oraz 17,92 tys. t Ag. Według stanu na 31.12.2022 r. zasoby bilansowe złóż miedzi i srebra w regionach monokliny przedsudeckiej i niecki północnosudeckiej wyniosły łącznie 3 562,23 mln t rudy o zawartości 57,33 mln t miedzi i 166,29 tys. t srebra. Geologiczne zasoby bilansowe rud Cu-Ag w złożach udostępnionych czynnymi kopalniami na monoklinie przedsudeckiej wyniosły 1 507,30 mln t rudy o zawartości 27,46 mln t miedzi i 79,61 tys. t srebra (Szufflicki i in., 2023).

2. KGHM Polska Miedź S.A. O/Zakłady Górnicze Rudna (Punkt 1)

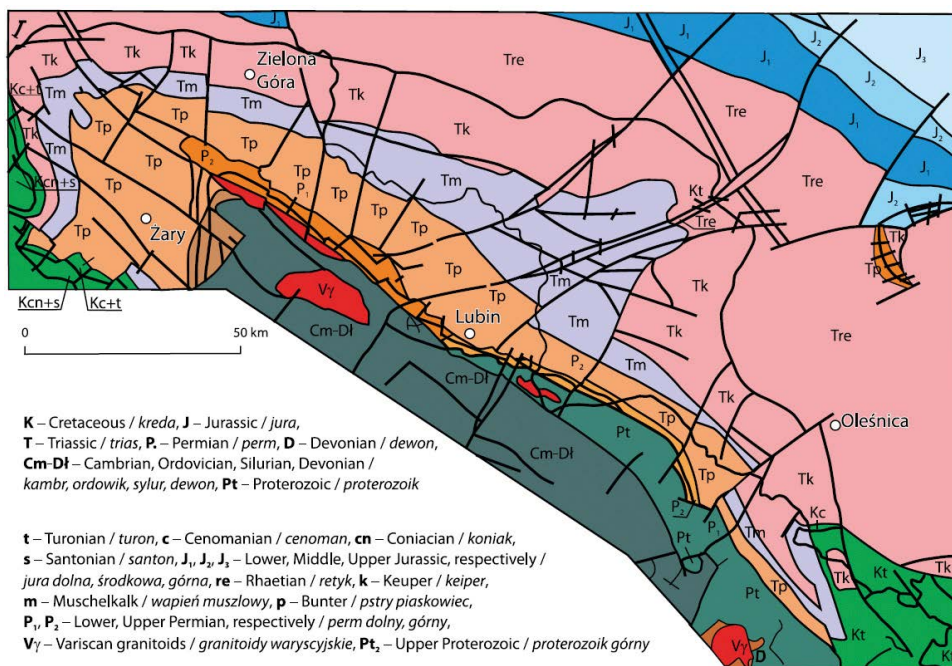
Zjazd do wyrobisk górniczych O/ZG Rudna, Rejon Rudna Główna, oddział G-7. Wizyta w rejonie oddziału G-7 kopalni Rudna (Ryc. 2) umożliwi: (i) omówienie budowy geologicznej serii złożowej, zarówno w strefach typowego wykształcenia profilu złoża jak i w rejonie elewacji stropu białego spągowca (profil bez łupków miedzionośnych), (ii) obserwacje tektoniki oraz mineralizacji kruszcowej w skałach złożowych, (iii) przedstawienie procesu urabiania złoża rud miedzi systemem komorowo-filarowym, (iv) odstawą urobku oraz (v) zabezpieczaniem stabilności wyrobisk górniczych. Wizytę zakończy przejazd do Komór Maszyn Ciężkich, gdzie zaprezentowany zostanie park maszynowy.



Ryc. 2. Mapa wyrobisk górniczych – Oddział G-7 O/ZG Rudna

2.1. Geologia

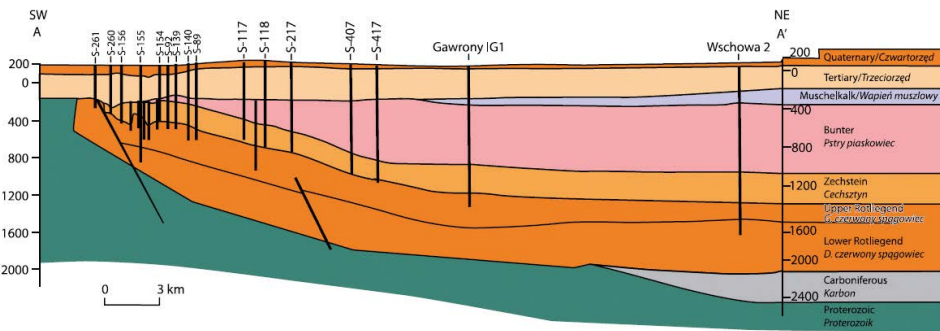
Monoklina przedsudecka od południowego zachodu graniczy z blokiem przedsudeckim, a od północnego wschodu z synklinorium szczecińsko-lódzkim. Na zachodzie łączy się z perykliną Żar, a na wschodzie przechodzi w monoklinę śląsko-krakowską. Podłoże monokliny zbudowane jest ze starszych skał krystalicznych oraz skał osadowych należących do karbonu (Ryc. 3). Powyżej, na obszarze złożowym, występują osady permu i triasu. Leżą one monoklinalnie z niewielkim upadem ku północnemu wschodowi. Na utworach permu i triasu monokliny przedsudeckiej leży niezgodnie seria osadów kenozoicznych (Kłapciński i Peryt, 2007; Ryc. 4).



Ryc. 3. Mapa geologiczna odkryta monokliny przedsudeckiej (Pożaryski, 1979; *vide* Stala-Szlugaj, 2008)

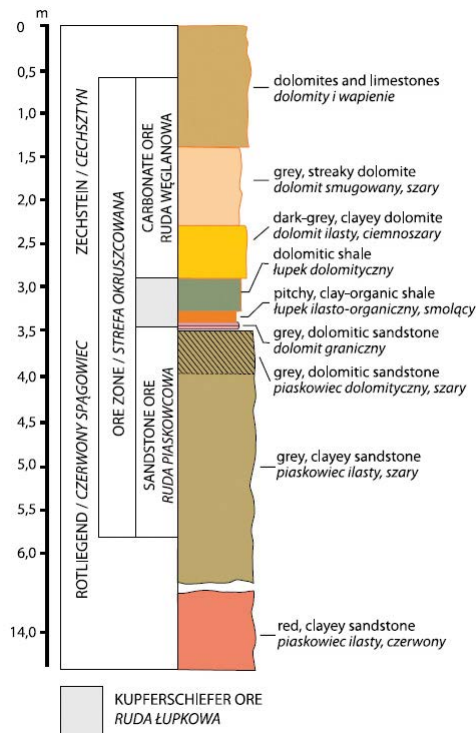
Poglądy na temat budowy geologicznej złoża rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej, a zwłaszcza genezy skał złożowych, okruszcowania i źródła dostawy metali cały czas ewoluują, niejednokrotnie wzbudzając żywą dyskusję w środowisku geologów. Szeroki zakres badań i analiz geologicznych, wykonanych od momentu odkrycia, pozwoliły na szczegółowe scharakteryzowanie podstawowych parametrów złoża. Liczne badania i obserwacje wykonane w złożu rud miedzi LGOM prowadzą do kluczowych dla poznania natury złoża wniosków oraz pozwalają na charakterystykę budowy geologicznej.

Bogate złożo rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej, ze względu na swoją formę kwalifikuje się do grupy złóż stratoidalnych w skałach osadowych (ang. *sediment hosted stratiform copper deposit*). Mineralizacja miedziowa związana jest z utworami pogranicza czerwonego spągowca i pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego (PZ1). Położenie złoża w przestrzeni wyznacza poziom łupków miedzionośnych (Kupferschiefer), a w przypadku braku łupków,



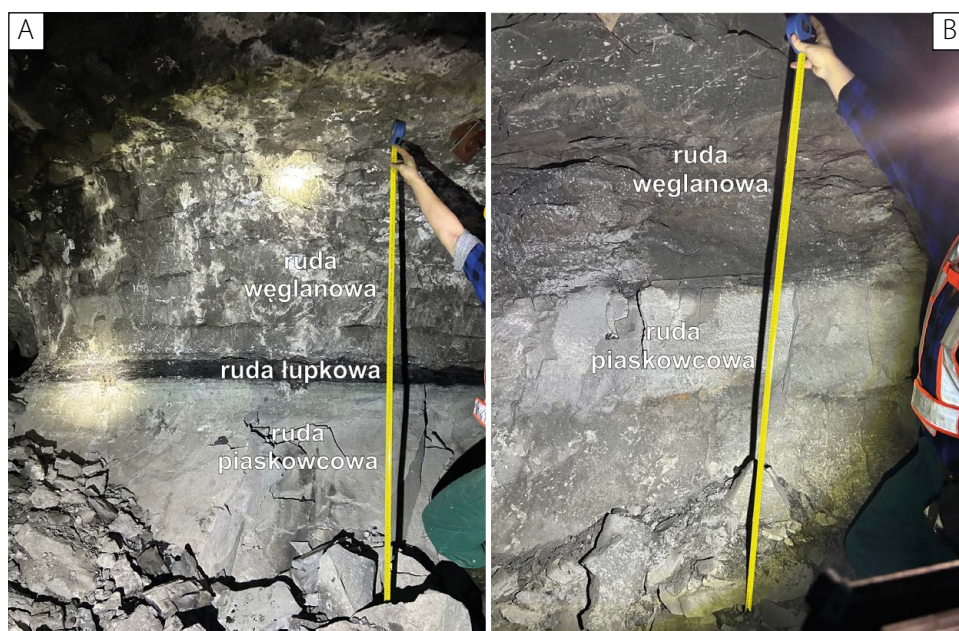
Ryc. 4. Przekrój geologiczny monokliny przesudeckiej
(Kłapiński i Peryt, 1996; *vide* Stala-Szlugaj, 2008)

strefa kontaktowa białych piaskowców i dolomitów. Seria miedzionośna obejmuje piaskowce białego spągowca (Bs), wapień podstawowy (Ca0), łupki miedzionośne (T1) i skały węglanowe (Ca1). Strefa zmineralizowana ma miąższość sięgającą 40 m, jednak miąższość złoża bilansowego rzadko przekracza 15,0 m (maksymalna stwierdzona miąższość bilansowej serii złożowej dochodzi do 26 m) (Ryc. 5).



Ryc. 5. Schematyczny profil serii złożowej Lubin-Sieroszowice
(Osika, 1987; *vide* Stala-Szlugaj, 2008)

Zaznaczyć trzeba, iż intensywność mineralizacji miedziowej zarówno w profilach pionowych, jak i w rozprzestrzenieniu poziomym jest zmienna. W obszarze LGOM miąższość złoża jest zróżnicowana w zależności od morfologii stropu piaskowców i położenia względem stref utlenionych. W profilu serii złożowej występują trzy różne litologiczne odmiany skał. Od spągu ku stropowi, w tzw. pełnym profilu złoża, występują: piaskowce białego spągowca, łupki miedzionośne i dolomity cechsztyńskie (Ryc. 6).



Ryc. 6. Ocios wyrobiska górniczego: A – pełen profil: rudy piaskowcove, łupkowe i węglanowe, B – profil bez warstwy łupkowej (fot. P. Kleczyński)

Stratoidalne złożo rozpatrywane w szerszej skali przypomina rozległą, pofalowaną i nieciągłą soczewę wyklinowującą się szybko w kierunku zachodnim i stopniowo w kierunku wschodnim. Soczewa jest nieznacznie nachylona w kierunku SE, E i NE, wskutek czego w tych kierunkach złożo stopniowo występuje w coraz starszych utworach (Piestrzyński, 1996).

Pod względem petrograficznym utwory cechsztyńskiej serii miedzionośnej wykazują zróżnicowanie składu mineralnego i wewnętrznej budowy, co spowodowane jest zarówno warunkami sedymentacji jak i odmiennymi procesami przemian wtórnych, m.in. diagenetycznych i tektonicznych. Piaskowce białego spągowca stanowiące warstwę spągową złoża posiadają szkielet ziarnowy złożony głównie z kwarcu. Podrzędnie w szkielecie ziarnowym spotyka się skalenie oraz okruchy starszych skał. Materiał detrytyczny w większości piaskowców spojony jest minerałami ilastymi oraz węglanowymi. Piaskowce o spoiwach ilastych i ilasto-węglanowych należą do skał słabo związanych, ich barwy są na ogół jasne: białe lub szare. Lokalnie, zwłaszcza na skłonach tzw. elewacji stropu białego spągowca, dominują w piaskowcach cementy siarczanowe – głównie anhydryt, powodujący znaczące zwiększenie związaneści skały (Kaczmarek i in., 2007).

Ponad serią piaskowcową lokalnie występują utwory węglanowe, zaliczane do wapienia podstawowego (tzw. dolomit graniczny), zbudowane przede wszystkim z wapieni i rzadziej dolomitów, w których stwierdza się znaczne ilości szczątków fauny morskiej. Miąższość soczew dolomitu granicznego nie przekracza kilkudziesięciu centymetrów, a ich granice z utworami białego spągowca są zazwyczaj stopniowe. Najbardziej charakterystyczną warstwą litologiczną jest łupek miedzionośny, typowy dla utworów europejskiego cechsztynu „Kupferschiefer”. Utwory te reprezentowane są przez skały ilaste, ilasto-dolomityczne, dolomityczne, a niekiedy margliste, o ciemnych barwach: czarnych i ciemnoszarych. Miąższość serii łupkowej jest bardzo zmienna, na elewacjach stropu białego spągowca skały łupkowe wyklinowują się, a poza elewacjami ich miąższość sięga zwykle kilkudziesięciu centymetrów. Budowa wewnętrzna łupków miedzionośnych jest zróżnicowana, w spągu serii dominuje substancja ilasta i organiczna, a ku stropowi zaznacza się wzrost udziału dolomitu. W związku z tą zmiennością wyróżnia się odmiany łupków smolistych, ilastych i dolomitycznych. Granice spągowe serii łupkowej są na ogół ostre. Ku górze, łupki miedzionośne przechodzą, zwykle strefowo, w serię wapienia cechsztyńskiego. W profilu wapienia cechsztyńskiego dominują wapienie dolomityczne i dolomity wapniste, a w spągu serii występują dolomity ilaste i tzw. dolomity smugowane, charakteryzujące się znacznym udziałem substancji ilastej i materii organicznej. Miąższość utworów wapienia cechsztyńskiego jest większa w południowej części obszaru złożowego i zmniejsza się ku północy. Lokalnie spotykane są całkowite wyklinowania skał węglanowych. Poziom wapienia cechsztyńskiego stanowi strop serii miedzionośnej cechsztynu (Rydzewski i Śliwiński, 2007).



Ryc. 7. Przykłady zróżnicowania struktur diagenetycznych:

- A – warstwowania diagenetyczne podkreślone obecnością chalkozynu w piaskowcu o spoiwie ilastym, B – struktury sedimentacyjne – laminy minerałów ilastych i substancji organicznej w piaskowcu o spoiwie anhydrytowym
(fot. P. Kleczyński)

Generalnie, zróżnicowanie okruszczenia tych skał jest wynikiem depozycji w środowisku redukcyjnym, modyfikowanej działaniem wtórnych procesów utleniających. Podkreślone jest ono różnego rodzaju strukturami diagenetycznymi (Ryc. 7). Rejestrowane są także zmienności w obrazie geologicznym uwarunkowane pośrednimi przejściami na granicach obu facji – redukcyjnej i utlenionej (Oszczepalski i Rydzewski, 1997).

W skałach budujących złożo stwierdzono dotychczas ponad 140 minerałów kruszczowych, wśród których znaczenie złożowe mają przede wszystkim minerały miedzi: chalkozyn, digenit, bornit, chalkopiryt, kowelin i tennantyt. Minerały te występują powszechnie we wszystkich typach litologicznych rud miedzi (Piestrzyński, 1996). Ich rozmieszczenie jest bardzo nierównomierne a formy występowania różnorodne.

Maksymalne koncentracje minerałów miedzi występują w spągowej części łupków miedzionośnych, zwłaszcza w łupku smolistym. Stopień mineralizacji zmniejsza się w stropowych partiach serii łupkowej, a w skałach węglanowych stopniowo zanika. Podobną sekwencję obserwuje się w utworach piaskowcowych, gdzie udział minerałów miedziowych jest największy w strefie kontaktu z łupkiem miedzionośnym i maleje w dół profilu wraz z odległością od serii łupkowej. Lokalnie, w rudach piaskowcowych, obserwuje się gniazdowe struktury siarczkowe, w których minerały miedzi wypierają ziarna kwarcu i zawartość miedzi osiąga maksymalne wartości. W skali całego złoża średnia zawartość miedzi w rudach wynosi około 1,9% (Kaczmarek, 2016).

Oprócz miedzi, w złożu występuje liczna grupa innych pierwiastków chemicznych, przede wszystkim srebro a także ołów, nikiel, selen, ren, platynowce, złoto. Ich koncentracja jest nieco mniejsza, ale stanowią one ważny składnik złoża podnoszący wartość kopaliny. Pierwiastki towarzyszące miedzi na ogół obecne są w złożu w postaci minerałów własnych lub domieszek w innych minerałach. Szczególną pozycję wśród metali towarzyszących zajmuje srebro, którego najwyższe koncentracje lokują się w skałach łupkowych. Średnia zawartość srebra w skałach miedzionośnych sięga około 60 g/Mg. Dwie podstawowe formy występowania srebra to domieszki izomorficzne w siarczku miedzi (bornit, chalkozyn) oraz minerały własne – przede wszystkim siarczki Cu-Ag i Ag rodzime.

2.2. Eksploatacja złóż

Technologia wybierania złoża w kopalniach KGHM Polska Miedź S.A. bazuje na wypracowanych w trakcie dotychczasowej działalności produkcyjnej rozwiązaniach własnych, łącząc zaawansowane technicznie aspekty produkcji górniczej, tj. urabianie i transport oraz utrzymanie stateczności wyrobisk (www.kghm.com).

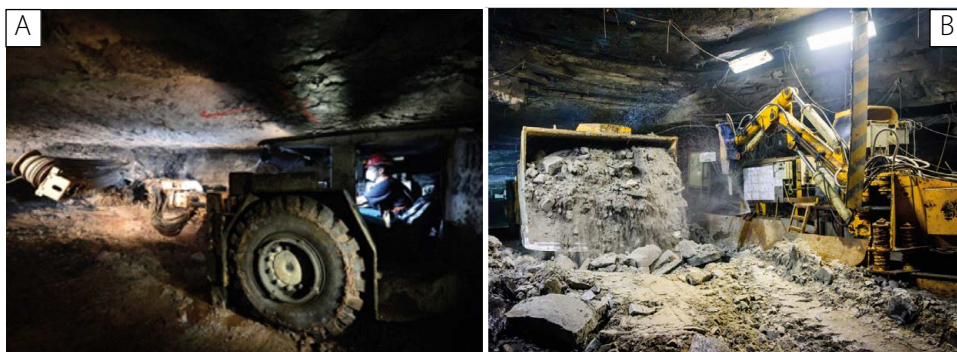
Wszystkie elementy procesu produkcyjnego dostosowane zostały do lokalnych warunków zalegania złoża (formy i głębokości zalegania złoża, układu litograficzno-stratygraficznego złoża i skał nadkładu, występujących zaburzeń tektonicznych, własności geomechanicznych skał) oraz występujących zagrożeń naturalnych, do których jako dominujące w poszczególnych etapach rozwoju eksploatacji należały i należą:

- zagrożenie wodne ujawniające się w szczególności podczas głębenia szybów – przy przechodzeniu przez zawadnione warstwy paleogeńskie, neogeńskie i czwartorzędowe, ograniczające również możliwość wchodzenia w partie południowe OG „Lubin” i OG „Polkowice”;
- zagrożenie tąpnięciami – skala tego zagrożenia, które ujawniło się już na początku lat 70-tych, determinuje przyjęte w kopalniach zasady oraz rygory prowadzenia robót, zarówno w aspekcie technologii procesu wybierania, technicznego zabezpieczenia produkcji jak również organizacji pracy;

- zagrożenie termiczne – ujawniające się szczególnie w najniższej położonych partiach złoża (poziomy 1000 m i niższe). Stosowanie szczególnych przedsięwzięć technicznych w zakresie zapewnienia odpowiednich warunków mikroklimatu nabiera tym większego znaczenia, że projektowany rozwój eksploatacji w kolejnych latach skupiać się będzie w rejonach złoża zalegającego na głębokości poniżej 1200 m.

Wydobywanie rudy miedzi i jej dostarczenie do zakładu wzbogacania wiąże się z następującymi operacjami technologicznymi:

- wierceniem otworów strzałowych (Ryc. 8A),
- uzbrajaniem otworów ładunkami wybuchowymi,
- wykonywaniem obudowy kotwowej,
- dokonywaniem obrywki w przodkach i w wyrobiskach dojściowych,
- odstawą urobku do wysypów oddziałowych na taśmociągi (Ryc. 8B),
- kruszeniem dużych brył skalnych (nadgabarytów) na kracie wysypu oddziałowego,
- transportem rudy przenośnikami taśmowymi (lub transportem szynowym) do komór kruszarek przy zbiornikach retencyjnych przyszybowych,
- ciągnięciem rudy na powierzchnię urządzeniami skipowymi szybów wydobywczych,
- transportem rudy taśmociągiem do ZWR.



Ryc. 8. Prace w zakładach górniczych: A – wiercenie otworów strzałowych;
B – odstawa urobku na wysypie oddziałowym
(fot. <https://media.kghm.com/pl/zdjecia/>)

3. KGHM Polska Miedź S.A. O/Zakłady Wzbogacania Rud, Rejon Rudna (Punkt 2)

Przedstawienie kolejnych etapów procesu wzbogacania rud miedzi: kruszenie nadawy, mielenie, flotacja, suszenie koncentratu.

Wzbogacanie

Wzbogacanie rudy miedzi to proces mechanicznej przeróbki, który umożliwia efektywne przetworzenie wydobywanej rudy przed jego dalszą obróbką w hucie. Stosowana w Zakładach Wzbogacania Rud (ZWR) w Polsce technologia pozwala na wyjątkowo skuteczny odzysk miedzi oraz srebra i innych pierwiastków z wydobywanego urobku. Wzbogacanie rudy miedzi to proces mechanicznej przeróbki (Ryc. 9), dzięki któremu można efektywnie przetworzyć wydobywaną rudę. W jego wyniku otrzymywany jest koncentrat o takiej zawartości miedzi,

która umożliwia jego przeróbkę w hucie. Proces wzbogacania jest niezbędny, gdyż złoża rud miedzi eksploatowane przez KGHM w Polsce zawierają średnio około 1,52% miedzi. Zastosowana w O/ZWR technologia umożliwia skuteczny, dochodzący nawet do 90%, odzysk miedzi oraz srebra i innych pierwiastków z wydobywanego urobku, powszechnie uznawanego za trudno wzbogacalny.

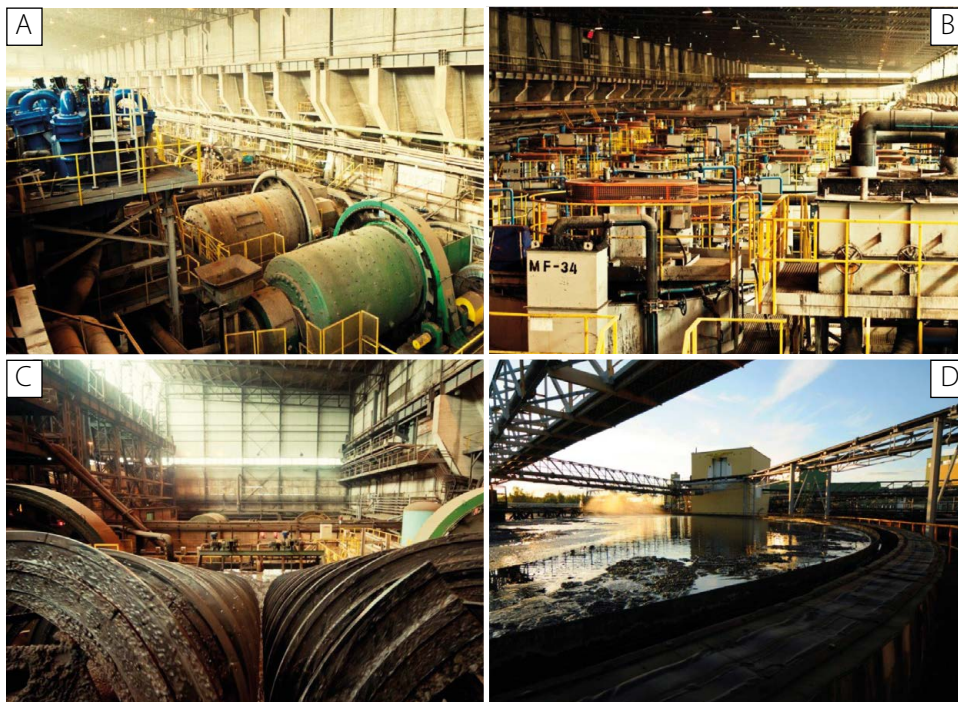
Początki procesu wzbogacania towarzyszącego produkcji miedzi w KGHM sięgają 1968 roku. Wtedy został uruchomiony pierwszy zakład zlokalizowany przy kopalni Lubin. Rok później ruszyła przeróbka na terenie kopalni Polkowice, a w 1974 roku otwarto najmłodszy i zarazem największy zakład wzbogacania przy kopalni Rudna. W 1998 roku KGHM połączył je organizacyjnie w jedną placówkę pod zarządem jednej dyrekcji. Tak powstał KGHM Polska Miedź S.A. Oddział Zakłady Wzbogacania Rud z siedzibą w Polkowicach.

Wszystkie trzy zakłady wzbogacania produkują rocznie około 2 mln ton koncentratu o średniej zawartości około 23% miedzi. W każdym z nich są stosowane te same operacje i procesy: przesiewanie i kruszenie, mielenie i klasyfikacja, flotacja oraz zagęszczanie, filtracja i suszenie.

Działające przy KGHM Zakłady Wzbogacania Rud są w stanie każdego roku przerobić ponad 33 mln ton urobku. Poszczególne zakłady posiadają zróżnicowane zdolności przerobowe:

- Rejon Lubin – ok. 8 mln ton,
- Rejon Polkowice – ok. 9 mln ton,
- Rejon Rudna – ok. 16 mln ton urobku rocznie.

Produktem finalnym ich pracy jest koncentrat, który drogą kolejową trafia do Huty Miedzi Głogów i Huty Miedzi Legnica.



Ryc. 9. Zakłady Wzbogacania Rudy (ZWR): A – mielenie urobku; B – maszyny flotacyjne; C – klasyfikacja; D – odwadnianie koncentratu
(fot. <https://media.kghm.com/pl/zdjecia/>)

4. KGHM Polska Miedź S.A. O/Zakład Hydrotechniczny, OUOW Żelazny Most (Punkt 3)

Pokaz filmu o historii OUOW, wjazd/wejście na koronę OUOW Żelazny Most, przejazd do Stacji Segregacji i Zagęszczania Odpadów przy kwaterze południowej OUOW.

Gospodarka odpadami

KGHM traktuje problem poszanowania środowiska naturalnego ze szczególną troską. Firma wszędzie stosuje najwyższe możliwe standardy proekologiczne. Najlepszym przykładem bezpiecznego i skutecznego gospodarowania odpadami jest funkcjonowanie składowiska „Żelazny Most”. Jest to jedyne miejsce składowania odpadów z flotacji dla wszystkich polskich kopalń z Zagłębia Miedziowego. Tym samym jest ono kluczowym ogniwem w produkcji koncentratu miedziowego. Bez niego wytwarzanie surowca byłoby niemożliwe.

Rocznie składa się tu od 20 do 26 mln ton odpadów z flotacji. Są to odpady inne niż niebezpieczne i obojętne, sklasyfikowane zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Klimatu z dnia 2 stycznia 2020 r. w sprawie katalogu odpadów (Dz. U. z 2020 r. poz. 10) pod kodem 01 03 81 – odpady z flotacyjnego wzbogacania rud metali nieżelaznych inne niż wymienione w 01 03 80. Prawie 75% odpadów poflotacyjnych wykorzystuje się do dalszej nadbudowy OUOW „Żelazny Most”, a jedynie jedna czwarta podlega unieszkodliwianiu. Zgodnie z fachowymi ekspertyzami „Żelazny Most” zapewni zagospodarowanie odpadów aż do wyczerpania złoża rud miedzi w obszarze LGOM.

KGHM zminimalizował wpływ „Żelaznego Mostu” na środowisko poprzez wprowadzenie kurtyn wodnych, które zapobiegają pyleniu. Firma zadbała również o rozbudowę systemów drenażowych i rowów opaskowych w strefie zapory i przeprowadziła szereg prac melioracyjnych na przedpolu zapory składowiska. Dzięki tym wszystkim działaniom, wody powierzchniowe w otoczeniu „Żelaznego Mostu” odpowiadają nawet najbardziej restrykcyjnym normom czystości.

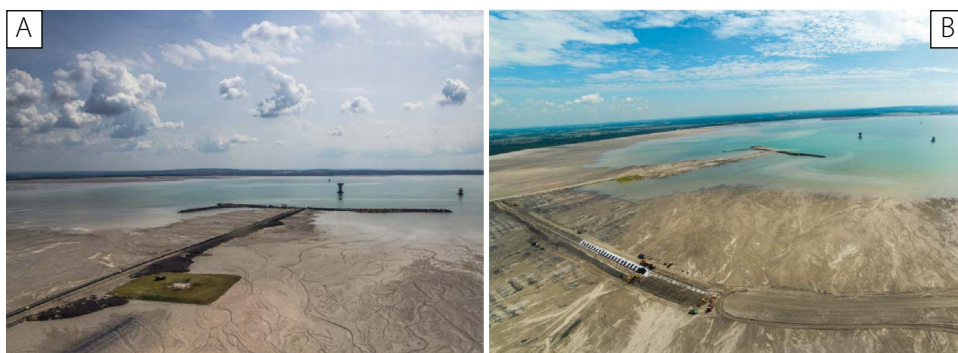
Obecnie zbiornik jest jednym z największych obiektów tego typu na świecie. Jego powierzchnia wynosi ok. 1600 ha, zapory otaczające zbiornik przekraczają wysokość 80 m (Ryc. 10). Obiekt mieści ponad miliard ton suchej masy odpadów poflotacyjnych w postaci bardzo drobno zmielonych skał oraz ponad pięć milionów metrów sześciennych wody, która tworzy akwen w centralnej części składowiska. Ruda, którą wydobywa KGHM Polska Miedź ma w sobie mniej niż 2% miedzi. Oznacza to, że bardzo duża część z wydobywanego urobku to odpad, który trafia na Żelazny Most po procesie wzbogacania rud. W trakcie tego procesu odpad jest mielony i w efekcie końcowym, zawiera więcej niż 50% ziaren poniżej 0,1 mm, reszta nie przekracza 0,5 mm.

Aktualnie odpady gruboziarniste pobierane z ZWR Lubin oraz ZWR Rudna są rozprowadzane i namywane rurociągami, które są umieszczone na koronach zapór, natomiast odpad drobnoziarnisty pochodzący z ZWR Polkowice jest kierowany – prostopadłymi do zapór rurociągami – bezpośrednio do środkowej części zbiornika (Ryc. 11A). Cały obiekt podzielony jest na 26 sekcji namywu, z której każda ma długość około 500 m. Dzięki temu tworzą się plaże, które posiadają niewielki spadek w kierunku centralnej części akwenu. Taki sposób gromadzenia odpadów umożliwia jego naturalną segregację na plażach, dzięki czemu gruboziarnisty materiał może zostać wykorzystany do nadbudowywania zapór podwyższających (Ryc. 11B).



Ryc. 10. OUOW Żelazny Most – zapora północna (fot. <https://media.kghm.com/pl/zdjecia/>)

Budowa geologiczna podłoża Obiektu Unieszkodliwiania Odpadów Wydobyczych jest skomplikowana, a zróżnicowane parametry geotechniczne i geometryczne narzucają znaczne ograniczenia w zakresie dalszej nadbudowy zbiornika. Po skrupulatnych analizach zachowania obiektu oraz sposobu, w jaki współpracuje on z podłożem, stwierdzono, że należy znacznie ograniczyć przyrost naprężeń w czasie. Zważywszy na to, że OUOW Żelazny Most jest jedynym czynnym obiektem tego typu, działającym na potrzeby KGHM Polska Miedź, oczywista stała się potrzeba wybudowania nowego obiektu. Po wewnętrznej ocenie oraz konsultacji z Zespołem Ekspertów Międzynarodowych w 2012 r. podjęta została decyzja o rozbudowaniu zbiornika o Kwaterę Południową. Po zakończeniu jej budowy, obiekt stał się największym obiektem tego rodzaju w Europie oraz jednym z największych na świecie. Materiał transportowany na Kwaterę



Ryc. 11. OUOW Żelazny Most: A – plaża i rurociągi namywające;
B – prace budowlane przy formowaniu wałów
(fot. <https://media.kghm.com/pl/zdjecia/>)

południową, zarówno gruboziarnisty jak i drobnoziarnisty, jest zagęszczany w Stacji Segregacji i Zagęszczania Odpadów do gęstości około $1,5 \text{ mg/m}^3$. W rezultacie, po zagęszczeniu, na Kwaterę Południową transportowany jest tylko 1 m^3 wody na każdą tonę odpadu (w obiekcie głównym jest to 5 m^3 wody na tonę odpadu). Takie rozwiązanie znacznie ułatwi zarządzanie wodą na składowisku (Grużewski, 2024).

Literatura

- Grużewski, A., 2024. Proces zagęszczania odpadu poflotacyjnego w zagęszczaczach grawitacyjnych. Praca inżynierska. Niepubl. Arch. UJW w Polkowicach.
- Kaczmarek, W., 2016. Historia badań i odkrycie złoża rud miedzi. Geologia złoża. Okruszcowanie. [w:] Nauka dla ciekawych, 8, Wydawnictwa AGH, Kraków, 17–36.
- Kaczmarek, W., Rożek, R., Śliwiński, W., 2007. Elewacje stropu białego spągowca w kopalniach rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. [w:] Materiały Konferencji Naukowo-Technicznej „Geologiczne, gospodarcze i społeczne znaczenie odkrycia złoża rud miedzi”, Lubin, 26–28 września 2007, 111–128.
- Kłapciński, J., Peryt, M.T., 2007. Budowa geologiczna monokliny przedsudeckiej. [w:] Monografia KGHM Polska Miedź SA (wyd. II), Lubin 1996, 70–77.
- Oszczepalski, S., Rydzewski, A., 1997. Atlas metalogeniczny cechsztyńskiej serii miedzionośnej w Polsce. Warszawa, 1–32.
- Szufflicki, M., Malon, A., Tymiński, M. (red), 2023. Bilans zasobów złóż kopalin w Polsce wg stanu na 31 XII 2022 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Piastrzyński, A., 1996. Okruszcowanie. [w:] Piastrzyński, A. (red.), Monografia KGHM Polska Miedź S.A. (wyd. I), Wrocław-Lubin, 200–237.
- Rydzewski, A., Śliwiński, W. 2007. Litologia skał złożowych. [w:] Piastrzyński, A. (red.), Monografia KGHM Polska Miedź S.A., Lubin, 111–115.
- Stala-Szlugaj, K., 2008. Budowa geologiczna dolnośląskich złóż miedzi w zarysie. [w:] Minerality Zagłębia Miedziowego i Dolnego Śląska, Kraków, 13–24.

B3. Przyrodnicze i gospodarcze wyzwania związane z eksploatacją i rekultywacją konińskich odkrywek węgla brunatnego

Bogumił Nowak^{1*}, Paweł Szadek², Marek Widera³, Ewa Kruczyńska²

¹ Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Poznaniu

² ZE PAK S.A.

³ Zakład Badań Paleośrodowiskowych, Instytut Geologii,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

*rugosa@op.pl

1. Wprowadzenie

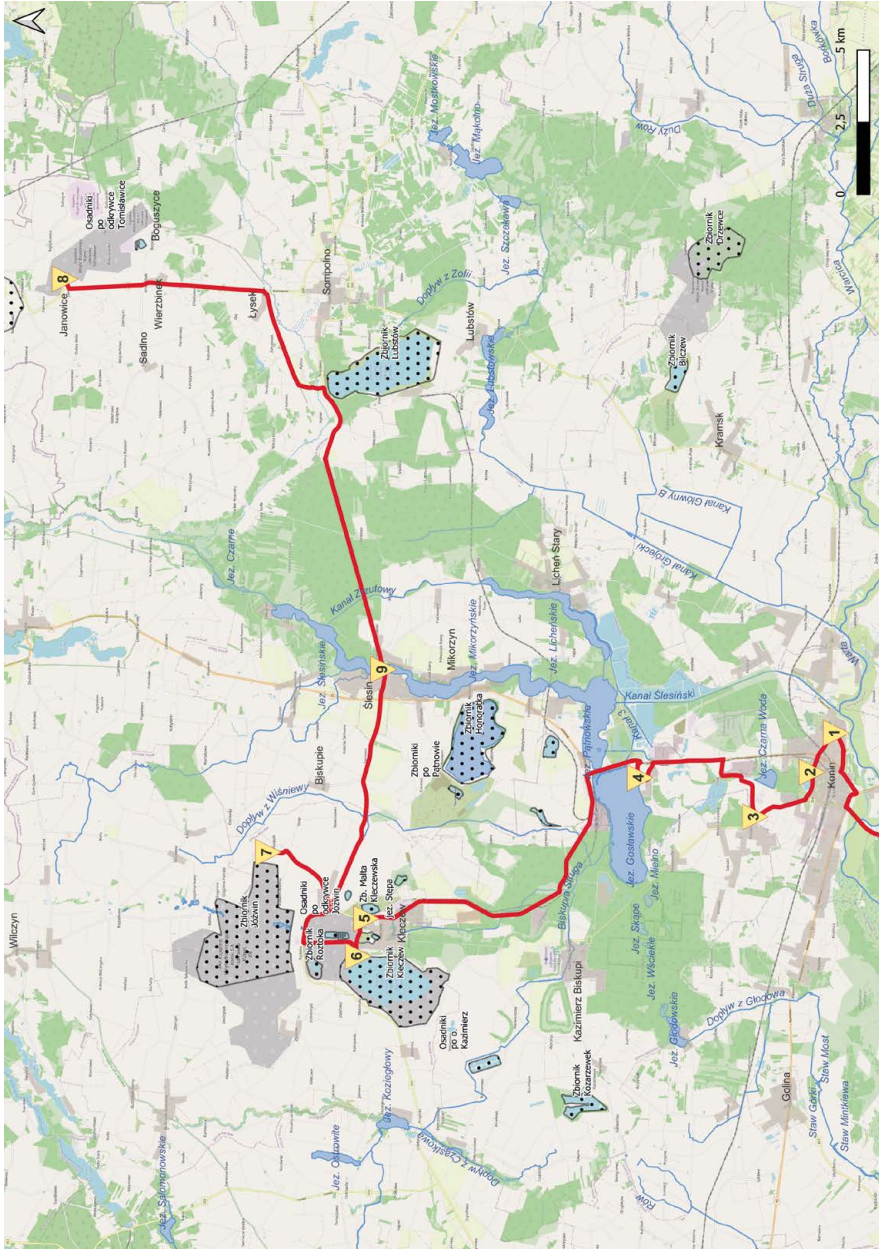
W ramach wycieczki zaprezentowane będą historia i proces wydobycia węgla brunatnego w rejonie konińskim. Zostaną również przedstawione wyzwania, z którymi zmagają się górnictwo odkrywkowe, zwłaszcza w kontekście prowadzonego odwodnienia górniczego i późniejszego procesu rekultywacji odkrywek.

Pierwszy etap wycieczki obejmuje objazd zrehabilitowanych gruntów po najstarszych odkrywkach w rejonie Konina oraz wizytę w Muzeum Okręgowym w Koninie-Gostawicach (Ryc. 1), gdzie dostępna jest ekspozycja poświęcona górnictwu w Wielkopolsce, makiety i skansen maszyn górniczych oraz kolekcja szczątków ssaków i roślin wydobytych przy okazji eksploatacji węgla brunatnego. Warto zaznaczyć, że Muzeum może się pochwalić jednym z najbardziej kompletnych szkieletów słonia leśnego (*Palaeoloxodon antiquus*) na świecie.

Następnie, w okolicach Kleczewa, nad zbiornikiem, który powstał w wyniku zalania odkrywki Kazimierz Północ, przybliżone zostaną różne kierunki rekultywacji terenów pogórnich oraz rozwiązania mające na celu odbudowę stosunków wodnych w strefie objętej lejmem depresji odwadnianych odkrywek. Stąd wycieczka przeniesie się na punkt widokowy położony nad największym wyrobiskiem końcowym pozostałym po eksploatacji węgla brunatnego w rejonie Konina – odkrywką Józwin IIB, która aktualnie znajduje się w początkowej fazie zalewania. Na skraju odkrywki znajduje się największa koparka, pracująca w konińskim zagłębiu pod nazwą SRs-1800 „Dolores”.

Kolejnym etapem wycieczki jest odkrywka Tomisławice, w której zaprezentowany zostanie przebieg eksploatacji węgla brunatnego oraz sposób prowadzenia odwodnienia złoża. Na punkcie widokowym, zlokalizowanym przy odkrywce Tomisławice, omówione zostaną warunki tworzenia pokładów węglowych i towarzyszących im facji klastycznych, a w obrębie samego wyrobiska będzie można przyjrzeć się wykształceniu neogeńskich osadów pod i nadwęglowych oraz eksploatowanemu pokładowi węglowemu.

Zwieńczeniem wycieczki jest wyjazd do Ślesina, gdzie odbędzie się krótki rejs po jeziorach szczytowego stanowiska Kanału Ślesińskiego, w czasie którego przewidziany jest obiad oraz oglądanie sztucznego wodospadu, stanowiącego końcowy punkt obiegu chłodzenia konińskich elektrowni.

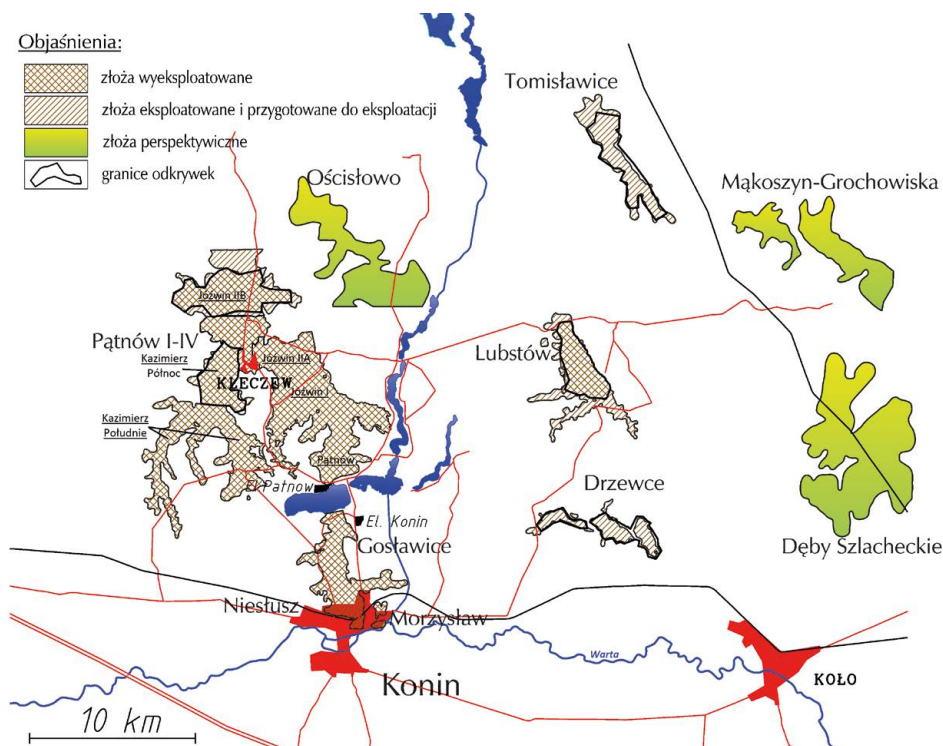


Ryc. 1. Trasa wycieczki z zaznaczonymi punktami postojowymi: 1 – tereny po odkrywce Morzysław, 2 – tereny po odkrywce Nielus, 3 – zwałowisko zewnętrzne odkrywki Gosławice, 4 – Muzeum Okręgowe w Koninie Gosławicach, 5 – tereny po odkrywce Józwin I, 6 – zbiornik Kleczew, 7 – punkt widokowy przy odkrywce Józwin II, 8 – odkrywka Tomisławice, 9 – Silesin – rejs po jeziorach stanowiska szczytowego Kanalu Silesińskiego

2. Geologia kenozoiku w rejonie Konina

Marek Widera

W podziale tektonicznym Polski okolice Konina, będące obszarem wycieczki pokongresowej, należą do synklinorium szczecińsko-miechowskiego – jednostka 1. rzędu. Teren ten zlokalizowany jest w środkowej części segmentu mogileńsko-łódzkiego – jednostka 2. rzędu (Żelaźniewicz i in., 2011). Jego centralną strefę obejmuje elewacja konińska (Krygowski, 1952) – jednostka 3. rzędu, której północną część zajmują rowy Kleczewa (m.in. odkrywka Józwin IIB) i Tomisławice (odkrywka Tomisławice) – jednostki 4. rzędu (Widera, 1998, 2022). Wspomniane dwa rowy stanowią względnie płytkie, od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, paleoobniżenia stropu mezozoiku o genezie tektonicznej. Stropowe warstwy podłoża mezozoicznego reprezentują najmłodsze piętra kredy (głównie mastrycht), a litologicznie są to piaskowce węglanowe oraz margle z przewarstwieniami wapieni, gez lub opok (Widera, 1998). W rowach tektonicznych zalegały produktywne pokłady węgla brunatnego (złoża), które były/są przedmiotem eksploatacji górniczej przez Kopalnię Węgla Brunatnego Konin (KWB Konin). Odkrywka Józwin IIB funkcjonowała na złożu „Pątnów IV”, a odkrywka Tomisławice nadal działa na złożu o tej samej nazwie, tj. „Tomisławice” (Ryc. 2).



Ryc. 2. Złoża i odkrywki węgla brunatnego w rejonie zagłębia konińskiego (opracowanie B. Nowak na podstawie materiałów KWB Konin)

Osady kenozoiczne na obszarze złóż „Pątnów IV” i „Tomisławice” wykazują duże podobieństwo litostratygraficzne, ale też pewne różnice zarówno pod względem wieku, jak i litologii. Przede wszystkim na obszarze złoża „Pątnów IV” (odkrywka Józwin IIB) nie stwierdzono dotychczas paleogenu, który występuje na obszarze złoża „Tomisławice” (odkrywka Tomisławice) w postaci morskich piasków glaukonitowych o grubości do kilkunastu metrów. Z kolei osady neogenu i czwartorzędu na obu charakteryzowanych obszarach są wyłącznie pochodzenia lądowego. Dla uproszczenia, w dalszej części, użyte zostanie głównie nazewnictwo górnicze (osady podwęglowe, węglowe i nadwęglowe) oraz terminologia geologiczna (formacje i ogniwa litostratygraficzne) (Ryc. 3).

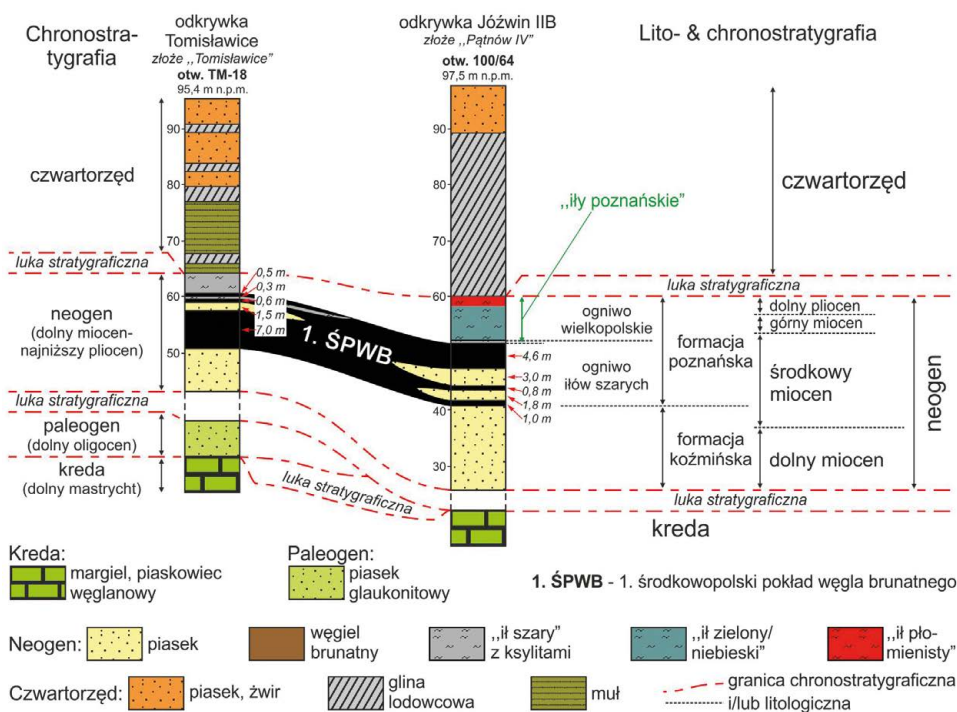
Neogeńskie osady podwęglowe to piaski drobnoziarniste i piaski węgliste z soczewami węgla brunatnego do 1 m grubości. Ich średnia miąższość wynosi < 40 m w rejonie złoża „Pątnów IV” i < 20 m w rejonie złoża „Tomisławice”. Są to zatem osady występujące między stropem mezozoiku a spągami eksploatowanego pokładu węglowego. Litostratygraficznie reprezentują one dolno-środkowomiocenną formację koźmińską (Widera, 2007).

W obu odkrywkach, czyli Józwin IIB i Tomisławice, eksploatowany był/jest wyłącznie 1. środkowopolski pokład węgla brunatnego – 1. ŚPWB (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995). Jego maksymalna miąższość rzadko przekraczała 13 m w obu złożach, zaś średnio wynosiła 6,6–6,9 m (Ryc. 3). Wiek akumulacji 1. ŚPWB szacuje się na ok. 15,1–14,3 mln lat, tj. środkową część środkowego miocenu. Początek akumulacji torfu, przekształconego w omawiany pokład węglowy, rozpoczął się w schyłkowej fazie środkowomiocennego optimum klimatycznego (17–15 mln lat temu), zaś zakończył się ~800 tys. lat później. W czasie powstawania 1. ŚPWB panował ciepły umiarkowany i wilgotny klimat – średnia temperatura wynosiła 15,7–20,5°, a opady kształtowały się na poziomie 1300–1500 mm. Warto zauważyć, że wraz z upływem czasu (przyrostem nowych warstw torfu) klimat stawał się coraz bardziej chłodny i suchy, z wyraźnie zaznaczającą się sezonowością (Widera i in., 2021). Według podziału litostratygraficznego neogenu Niżu Polskiego 1. ŚPWB, wraz z przerostami piaszczystymi i ilastymi oraz tzw. „iłami szarymi” w stropie, zaliczany jest do ogniwa ilów szarych, które stanowi dolny człon formacji poznańskiej (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995). Należy dodać, że wspomniane przerosty mineralne w 1. ŚPWB, o łącznej miąższości $> 0,3$ –4 m, są dużym problemem i wyzwaniem dla górniczej działalności KWB Konin (Dziamara i in., 2022; Widera i in., 2023).

Neogeńskie osady nadwęglowe stanowią nadkład obu wspomnianych złóż węgla brunatnego. Są to w różnym stopniu zachowane i zdeformowane ily „szare”, „zielone/niebieskie” i „płomieniste”. W przypadku złoża „Tomisławice” występują one wyspowo, a ich miąższość nie przekracza kilku metrów. Natomiast na obszarze złoża „Pątnów IV” ily nadkładowe, stanowiące dominującą część tzw. ilów poznańskich, rozpościerają się ciągłą ławicą o grubości od kilku do > 30 m. Jest to przede wszystkim wynik egzaracyjno-deformującej działalności plejstocennych lądolodów skandynawskich i erozyjnej działalności ich wód roztopowych. Warto dodać, że w odkrywce Józwin IIB, w obrębie opisywanych ilów, stwierdzono liczne koryta rzeczne wypełnione piaskami oraz piaskami i mułami. Dlatego uznano je jako osady korytowe, a wyżej wspomniane ily jako osady pozakorytowe późnoneogeńskiej rzeki anastomozującej lub anastomozująco-meandrującej (Zieliński i Widera, 2020; Widera, 2022). Uważa się, że powstawały one od późnego środkowego miocenu po najwcześniejszy wczesny pliocen. Natomiast w ujęciu litostratygraficznym neogeńskie ily nadkładowe należą do górnej części formacji poznańskiej: „ily szare” – ogniwo ilów szarych, „ily zielone/niebieskie” i „ily płomieniste” – ogniwo wielkopolskie (Ryc. 3).

Czwartorzędowy nadkład na obszarze obu złóż ma zbliżoną średnią miąższość (30–40 m), która w rynnach subglacialnych może być o nawet kilkadziesiąt metrów większa. Jednak

jakościowo i ilościowo skład litologiczny bardzo się różni. Na obszarze złoża „Pątnów IV” wśród osadów czwartorzędowych dominują szare gliny lodowcowe, które zalicza się do zlodowaceń południowo- i środkowopolskich, tj. Odry i Warty. Z kolei przypowierzchniowe kilka metrów, maksymalnie kilkanaście, to brązowe gliny i piaski gliniaste zlodowacenia północnopolskiego – Wisły (Widera, 2022). Zupełnie inaczej wykształcony jest czwartorzęd na obszarze złoża „Tomisławice”. W tym przypadku można wyróżnić trzy grupy osadów: gliny lodowcowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz muły limnoglacjalne, które występują w przybliżeniu w równych proporcjach (Ryc. 3). Wzmiankowane gliny stratygraficznie odpowiadają najprawdopodobniej tym z obszaru złoża „Pątnów IV”, ale nie zostały dotychczas szczegółowo przebadane.



Ryc. 3. Stratygrafia osadów kenozoicznych na przykładzie danych otworowych z obszarów złóż „Tomisławice” i „Pątnów IV” (opracowanie własne – M. Widera)

3. Historia górnictwa odkrywkowego węgla brunatnego w zagłębiu konińskim

Bogumił Nowak, Paweł Szadek, Ewa Kruczyńska

Górnictwo odkrywkowe w rejonie Konina sięga czasów dwudziestolecia międzywojennego, kiedy to w 1926 r. zbadano i udokumentowano pierwsze pokłady węgla brunatnego, przy czym pierwsze wzmianki o jego wydobyciu pochodzą już z 1871 r. Eksploatację surowca na szerszą skalę rozpoczęli Niemcy w okresie okupacji na terenie ówczesnego majątku Glin-ka, budując jednocześnie brykietownię w Marantowie, jak i niewielką elektrownię. W 1941 r.

przystąpili do wstępnych prac odwadniających, a rok później zapoczątkowali podstawowe prace górnicze (Kowalczykiewicz, 1995). W 1945 r. obiekty wybudowane podczas wojny przejęła polska załoga, rozpoczynając wydobywanie z odkrywki Morzysław i uruchamiając ponownie brykietownię. Początkowo nieprzerobiony surowiec sprzedawany był miejscowej ludności, a od 1946 r. wytwarzano z niego także brykiety. Węgiel wykorzystywano również do produkcji prądu elektrycznego na potrzeby kopalni i miasta. Wydobywano go wówczas za pomocą niewielkich koparek jednoczerpakowych. Na terenie odkrywki surowiec był transportowany kolejką łańcuchową, a dalej przewożony kolejką linową.

Zasoby węgla w odkrywce Morzysław były niewielkie i wynosiły 1,9 mln t, w wyniku czego funkcjonowała ona zaledwie do 1953 roku. Należy tu jednak wskazać, że parametry techniczne złoża były bardzo korzystne – średnia miąższość nadkładu wynosiła 9,5 m, a średnia grubość pokładu węgla 5,5 m. Średnie roczne wydobywanie utrzymywało się na poziomie 95 tys. t, a łącznie z odkrywki wydobyto 1,042 mln t węgla (Kasztelewicz i Czaplicki 2003).

Ponieważ zasoby złoża „Morzysław” szybko się wyczerpywały, należało przystąpić do uruchomienia kolejnego, zlokalizowanego na NW. Przygotowania do uruchomienia odkrywki Niesłusz zapoczątkowano w 1949 r., natomiast wydobywanie węgla rozpoczęto 4 lata później (1953 r.). Główną przyczyną wydłużenia się prac przygotowawczych były przeszkody techniczne związane z osuszaniem jeziora Niesłusz i opróżnianiem z mułu misy jeziornej, pod którą zalegały pokłady węgla (Fagiewicz, 2016). W okresie 8-letniej eksploatacji (do 1961 r.) z odkrywki wydobyto 4,079 mln t węgla, przy średnim rocznym wydobywaniu na poziomie 453 tys. t. Parametry produkcyjne złoża charakteryzowała średnia miąższość nadkładu 14,5 m i średnia miąższość warstwy węglowej 9,5 m (Kasztelewicz i Czaplicki 2003).

Rozwój kopalni nabrał rozmachu pod koniec lat 50-tych XX w., w wyniku powstania elektrowni Konin (1958), a kilka lat później elektrowni Pątnów (1967–69). Aby zapewnić stałe dostawy węgla dla tych siłowni, co kilka lat uruchamiano kolejne odkrywki. Strefa eksploatacji węgla przesunęła się w kierunku północnym, gdzie na przestrzeni ograniczonej zwałowiskiem zewnętrznym odkrywki Niesłusz (od S) i Jeziorem Gosławskim (na N) oraz drogą Konin–Kazimierz Biskupi po stronie W i drogą Konin–Inowrocław od E, utworzono kolejną odkrywkę Gosławice – największą i najdłużej eksploatowaną w południowej części konińskiego zagłębia. Początek jej budowy datuje się na 1953 r., natomiast prace wydobywcze trwały łącznie 16 lat (1958–1974). W tym czasie z odkrywki wybrano łącznie 38,85 mln t węgla brunatnego, a średni roczny poziom eksploatacji sięgał 1,85 mln t. Średnia miąższość nadkładu wynosiła 18,7 m, przy średniej miąższości węgla 8,3 m (Fagiewicz, 2016). Była to pierwsza konińska odkrywka, na której zastosowano nowoczesne na owe czasy maszyny – wielkogabarytowe koparki i zwałowarki o dużej wydajności. Unowocześniono także transport surowca. Na odkrywce pracowały dwie koparki nadkładowe GZUT W-750 oraz Ds 1120, dwie koparki węglowe SchRs 315 oraz Rs 400, a także zwałowarka As 1120 (Ryc. 4). Zakupiono również lokomotywy elektryczne LEW.

Wraz z dynamicznie rosnącym zapotrzebowaniem na węgiel rozpoczęto eksploatację kolejnego złoża położonego na NW od Konina, obejmującego teren górniczy o powierzchni 418,4 km². Złoże „Pątnów”, o którym mowa, administracyjnie zlokalizowane jest w zasięgu gmin: Kazimierz Biskupi, Kleczew, Wilczyn, Ślesin, Golina, Skulsk w powiecie konińskim oraz Ostrowite i Słupca w powiecie słupeckim. Złoże ma palczasty, mocno rozczłonkowany kształt z licznymi zatokami. W jego obrębie wydzielono cztery pola górnicze (Pątnów I, II, III i IV), które eksploatowano w sześciu odkrywkach: Pątnów, Kazimierz Południe, Kazimierz Północ, Józwin I, Józwin IIA i Józwin IIB (Ryc. 2). Pierwszymi odkrywkami, urabiającymi węgiel brunatny pokładu Pątnów (I i II), były odkrywki Pątnów i Józwin I. Odkrywka Pątnów rozpoczęła eksploatację w 1962 r.



Ryc. 4. Zwałowarka As 1120 w odkrywce Goślawice, 1965 r.
(źródło: KWB Konin)

Złoże w eksploatowanym polu miało średnią miąższość 8,8 m i wydobywano z niego średnio 2,9 mln t węgla rocznie. Średnia miąższość nadkładu wynosiła 50,5 m, a średnia głębokość wyrobiska około 59 m, miejscami sięgając 70 m (Stachowicz i Białek, 1997). Na odkrywce Pątnów do 1996 r. działało odwodnienie podziemne – najdłużej w historii kopalni Konin. Pracowały tam cztery szyby główne o głębokości 38–69 m. Podziemne chodniki, odwadniające odkrywkę, liczyły łącznie 102 km długości (w całej kopalni ich długość przekraczała 370 km). Po tym okresie odwadnianie złoża prowadzono za pomocą studni głębinowych. Odkrywka Pątnów działała do 2001 r. Przez ten czas wydobyto z niej 129,783 mln t węgla (dane KWB Konin).

Kolejną odkrywką, eksploatującą zasoby złoża „Pątnów III”, była odkrywka Kazimierz podzielona na dwa pola wydobywcze: Kazimierz Południe i Kazimierz Północ (Ryc. 2). Odkrywka Kazimierz Południe rozpoczęła eksploatację w 1965 r. Była pierwszą odkrywką, na której zastosowano układ technologiczny K–T–Z (koparka–system przenośników taśmowych–zwałowarka) (Ryc. 5), eliminujący niedogodności związane z kolejowym transportem nadkładu (załadunek – rozładunek) (Kowalczykiewicz, 1995). Nowa technologia zwiększała efektywność pracy koparek i zwałowarek, redukowała koszty utrzymania torów kolejowych, zmniejszała zużycie energii elektrycznej i znacząco skracala czas transportu, przez co zdecydowano o wprowadzeniu jej także na pozostałych odkrywkach. Średnia miąższość nadkładu w tej odkrywce wynosiła 47,5 m, grubość pokładu węglowego 6,6 m, a roczny urobek kształtował się na poziomie 2,6 mln t. Łącznie z odkrywki Kazimierz Południe w czasie jej 32-letniej działalności (zakończenie eksploatacji w 1997 r.) wydobyto 83,381 mln t węgla brunatnego.

Wydobycie złoża „Pątnów III” kontynuowano w polu Kazimierz Północ, w którym eksploatację uruchomiono w 1995 r., a zakończono w 2011 r. Parametry geologiczno-górnice złoża w odkrywce Kazimierz Północ były zbliżone: średnia miąższość nadkładu – 48 m, średnia miąższość węgla – 6,5 m. Z odkrywki wydobyto 48,447 mln t kopaliny (Kasztelewicz i in., 2005). Łącznie z obu pól w 46-letnim okresie działalności wydobyto 131,828 mln t węgla brunatnego.

Wraz ze zwiększaniem zapotrzebowania na paliwo dla kolejnych bloków elektrowni Pątnów i przesuwaniem się frontu robót górniczych w kierunku NW na złożu „Pątnów”, w 1968 r.



Ryc. 5. Koparki i zwałowarki, zbierające nadkład z odkrywki Kazimierz, 1973 r.
(źródło: KWB Konin)

rozpoczęto prace przygotowawcze pod uruchomienie odkrywki Józwin, w przypadku której początek pełnoskalowej eksploatacji węgla brunatnego przypadł na rok 1971. Rozpoczęciu pracy przez odkrywkę towarzyszyło spektakularne wydarzenie – transport koparki SchRs 315 z Gosławic przez oddzielające odkrywki Jezioro Gosławskie. Ważąca 620 t maszyna przeplłynęła jezioro na specjalnie przygotowanym promie zbudowanym z pontonów. Operację przeprowadzili fachowcy z kopalni przy współpracy z przedstawicielami wojska.

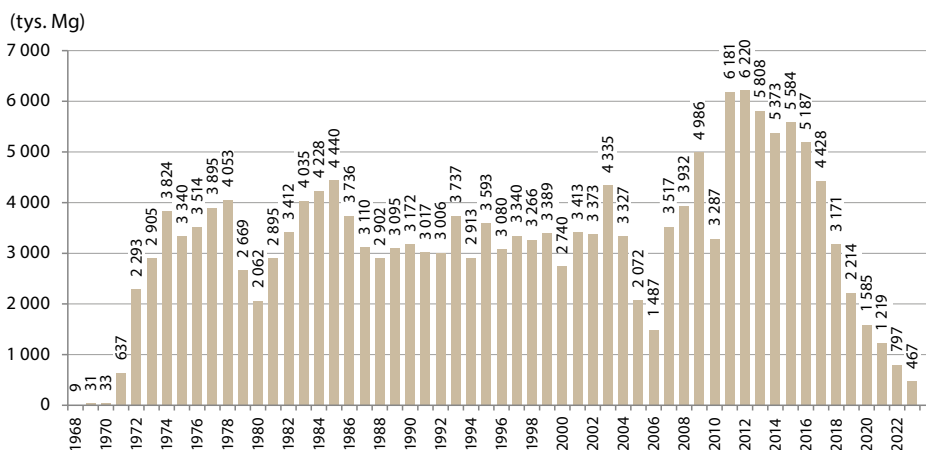
Początkowo węgiel wydobywany był z pola Józwin I zlokalizowanego na złożu „Pątnów II”, które obejmowało E i S część odkrywki. Później wydobywanie prowadzono z pola Józwin IIA w N i W części złoża „Pątnów III”. W przypadku odkrywki Józwin od 1999 r. trwała eksploatacja złoża „Pątnów IV” aż do granicy wyznaczonej przez filar ochronny rurociągu „Przyjaźń”. Wydobywanie zakończyło się z początkiem 2005 r. Eksploatację pozostałej części złoża „Pątnów IV”, zlokalizowanej na N od rurociągu „Przyjaźń”, którą objęło Pole Józwin IIB, rozpoczęto w grudniu 2005 r. Przy zdejmowaniu nadkładu na tej odkrywce pracowały największe koparki kopalni Konin – dwie maszyny typu SRs 1800, zwane „hiszpankami”, które sprowadzone zostały w latach 2008–2010 z Półwyspu Iberyjskiego. Obecnie jedną z tych maszyn, o wdzięcznej nazwie „Dolores”, można oglądać przy wschodniej krawędzi odkrywki Józwin IIB (Ryc. 6).

Ostatnia tona węgla z odkrywki Józwin IIB zjechała 16.06.2023 r. W trakcie 55. lat funkcjonowania odkrywki Józwin wydobyto z niej łącznie 178,338 mln t węgla brunatnego (Ryc. 7), przy czym z pola Józwin IIA 107,283 mln t węgla, a z pola Józwin IIB 71,055 mln t. Odkrywka ta była nie tylko najdłuższą funkcjonującą w KWB Konin, ale również najbardziej rozległą. Na potrzeby wydobywania ponad 178 mln t węgla brunatnego ściągnięto z niej 1.423,158 mln t nadkładu (Ryc. 8).

Jak wskazano, Kopalnia Węgla Brunatnego Konin korzystała z wielu złóż umiejscowionych w bliższej i dalszej odległości od centralnych punktów, które stanowiły elektrownie Konin oraz Pątnów (Ryc. 2). Po zakończeniu wydobywania węgla w najbliższym sąsiedztwie Konina w odkrywkach Morzysław, Niesłusz i Gosławice, eksploatacja przesunęła się w kierunku NW, obejmując złożo „Pątnów”, w ramach którego działały odkrywki Pątnów, Kazimierz i Józwin.

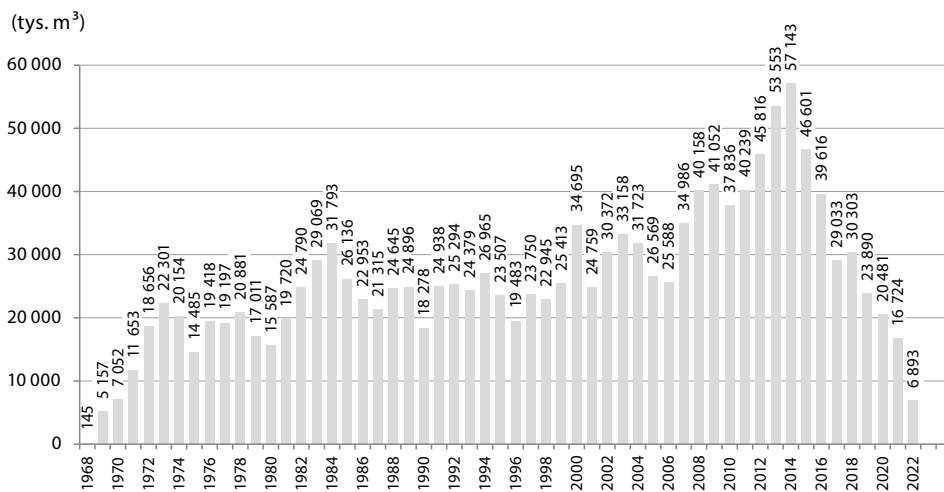


Ryc. 6. Koparka SRs-1800 „Dolores” pozostawiona jako eksponat nad krawędzią odkrywki Józwin IIB (fot. B. Nowak)



Ryc. 7. Ilość węgla brunatnego wydobywanego w poszczególnych latach z odkrywki Józwin w okresie jej funkcjonowania (na podstawie danych PAK KWB Konin)

Jednocześnie, wraz ze stopniowym wyczerpywaniem się tego złoża, rozpoczęto przygotowania do odwodnienia i eksploatacji złoża „Lubstów” położonego na NE od Konina. Złoże o powierzchni około 9,2 km² zlokalizowane było w granicach gmin Sompolno i Ślesin w powiecie konińskim. Miało charakter sedymentacyjny z silnie zaznaczonymi głębokimi rynnami i wcięciami erozyjnymi, które podzieliły złoże na trzy pola: północne, centralne i południowe. Zasobność w węgiel i warunki wydobywania zdecydowały o eksploatacji jedynie pola centralnego i północnego. Pokład węglowy miał rekordową, jak na złoża konińskie, miąższość – od strony



Ryc. 8. Ilość nadkładu zdjętego w poszczególnych latach funkcjonowania odkrywki Józwin (na podstawie danych PAK KWB Konin)

wschodniej grubość warstwy węglowej wynosiła 90 m. Średnia miąższość węgla w złożu kształtowała się na poziomie 28,8 m, przy średniej miąższości nadkładu 46,1 m. Odkrywkę charakteryzował bardzo korzystny stosunek nadkładu do złoża (N:W) wynoszący 2:1. Dla porównania, dla wszystkich odkrywek KWB Konin wskaźnik N:W kształtował się na poziomie ~5,3:1, a dla odkrywek adamowskich 6,58:1. Przy tych parametrach również sam węgiel cechował się bardzo wysoką kalorycznością (10 149 kJ/kg) i niewielką popielnością (7,6%) (Fagiewicz, 2016).

Prace przygotowawcze do uruchomienia odkrywki zostały zapoczątkowane w 1979 r., a eksploatację prowadzono przez 27 lat, począwszy od 1982 r. Ostatni transport węgla ze złoża „Lubstów” opuścił kopalnię 3.04.2009 r. W tym okresie wydobyto łącznie 107,332 mln t węgla brunatnego, przy średnim wydobywaniu rocznym na poziomie 5,2 mln t. Odkrywka Lubstów była największą odkrywką zagłębia konińskiego – średnia głębokość wyrobiska wynosiła 75 m, dochodząc miejscami do 150 m. Średnio rocznie zbierano z niej do 17,5 mln m³ nadkładu. Pod koniec XX w. pochodziło z niej 40% całego urobku KWB Konin (Fagiewicz, 2016). Ciekawostką jest, że w latach 90-tych XX w. była to najgłębsza odkrywka węgla brunatnego w Polsce, osiągając poziom -55 m n.p.m. przy rzędnej terenu +103 m n.p.m. Podobnie jak w innych odkrywkach, również i tu zastosowano nowoczesne na owe czasy maszyny, m.in. niemiecką koparkę SchRs 900 oraz koparkę polskiej produkcji KWK 1500. Zwałowanie odbywało się przy wykorzystaniu zwałowarki A2RsB 8800. Wszystkie te maszyny znalazły późniejsze zastosowanie m.in. na obecnie funkcjonującej odkrywce Tomisławice.

Kolejnym obszarem górniczym zlokalizowanym na E od Konina była odkrywka Drzewce położona na terenie gminy Kramsk (powiat koniński) i gminy Osiek Mały (powiat kolski). Złoże „Drzewce” składało się z trzech oddzielonych od siebie strefami wymięc erozyjnych pól – pola Bilczew oraz pola Drzewce A i B (Ryc. 2). Powierzchnia złoża obejmowała 559,09 ha, a średnia miąższość wynosiła 7,10 m. Grubość nadkładu wahała się w granicach 7,9 m w polu Bilczew do 51,6 m w polu Drzewce B. Średnią miąższość określono na 26,9 m. Zdolność wydobywcza odkrywki wynosiła 2,4 mln t węgla rocznie, przy zdejmowaniu nadkładu od 7,5 do 14 mln m³ (Jarecki, 2005). Zdejmowanie nadkładu w pierwszym eksploatowanym

polu Bilczew rozpoczęto w sierpniu 2005 r. Płytkie zaleganie złoża pozwoliło na rekordowo szybkie jego odsłonięcie (7 miesięcy) i rozpoczęcie eksploatacji w marcu 2006 r. Odkrywka Bilczew została zamknięta w 2010 r. W tym samym roku rozpoczęto wydobywanie w polu Drzewce A. Po kolejnych pięciu latach nastąpiło przesunięcie frontu wydobywczego do pola Drzewce B, którego eksploatacja rozpoczęła się w sierpniu 2015 r. Koniec pracy odkrywki przypadł na sierpień 2022 r. Przez 17-letni okres funkcjonowania odkrywki pozyskano z niej 35 mln t węgla brunatnego.

Najmłodszą odkrywką zagłębia konińskiego jest odkrywka Tomisławice. Odwodnienie wkopu udostępniającego rozpoczęto w styczniu 2009 r., a zdejmowanie nadkładu w maju 2010 r. W czerwcu 2011 r. odsłonięto pokład węgla brunatnego. Odkrywka obejmuje wysunięte najbardziej na północ eksploatowane złożo, położone w obrębie gminy Wierzbinek. Warto zaznaczyć, że znajduje się ono na wododziale Odry i Wisły, a zakres oddziaływania leja depresji związanego z odwodnieniem odkrywki obejmuje częściowo obszar województwa kujawsko-pomorskiego. Zasoby przemysłowe złoża oszacowano na 41 mln ton, a dotychczasowe średnie wydobywanie kształtowało się na poziomie 1,64 mln t rocznie. Roboty górnicze na Tomisławicach poprzedził transport maszyn z zamkniętej odkrywki Lubstów. Eksploatacja węgla na tej odkrywce prowadzona jest od września 2011 r. Odstawa surowca do elektrowni odbywa się przy wykorzystaniu transportu samochodowego i kolejowego. Zakończenie wydobywania planowane jest około 2027 r.

4. Muzeum Okręgowe w Koninie Gośławicach – zbiory i ekspozycje

Bogumił Nowak

Początki Muzeum Okręgowego w Koninie sięgają 1953 r., kiedy przy Oddziale PTTK w Koninie powstała regionalna izba pamiątek, w ciągu kolejnych 3 lat przekształcona w społeczne Muzeum Regionalne. Dekadę później Powiatowa Rada Narodowa powołała Muzeum Zagłębia Konińskiego z siedzibą w byłej szkole górniczej w Marantowie. Z chwilą powstania województwa konińskiego w 1975 r. placówka otrzymała status Muzeum Okręgowego, w wyniku czego nastąpił jej dynamiczny rozwój. W 1982 r. muzeum przeniosło się do Gośławic, gdzie w 1986 r. został oddany do użytku wyremontowany zamek gotycki, stanowiący główne miejsce ekspozycji muzealnych. Na przestrzeni kolejnych lat powstał skansen etnograficzny oraz rekonstrukcja dworku w Ruszkowie. W latach 90-tych XX wieku muzeum przejęło budynek spichlerza przeznaczony na działalność wystawienniczą oraz dwa budynki podworskie, w których urządzono pracownie i biura. Układ muzeum oraz wystaw przedstawia rysunek nr 5.

Wchodząc na teren muzeum, w pierwszej kolejności mijamy murowany, czterokondygnacyjny budynek klasycystycznego spichlerza z 1838 r. Wraz z zamkiem, gorzelnią i pozostałymi budynkami gospodarczymi stanowił on część założenia dworskiego należącego do rodziny Kwileckich.

W budynku znajdują się 3 wystawy stałe, jak również pomieszczenia przygotowane dla wystaw czasowych. Pierwsza z wystaw stałych, poświęcona jest najważniejszemu znalezisku okolic Konina – słońowi leśnemu (*Palaeoloxodon antiquus*). Na wystawie prezentowane są fragmenty szkieletu zwierzęcia (Ryc. 10A), które zostały znalezione 24.02.1984 r. na terenie odkrywki Józwin. Jest to jeden z najbardziej kompletnych okazów do tej pory odnalezionych w Europie. Przypuszcza się, że wydobyte kości należały do żyjącego ~100 tys. lat temu samca, który miał ~4 m wysokości i ważył 8–9 t. Wiek zwierzęcia został oceniony na 50–55 lat. Prawdopodobny wygląd słońca leśnego dodatkowo przedstawia prezentowana makieta wykonana w skali 1:1 (Ryc. 10B).



Ryc. 9. Ekspozycje w Muzeum Okręgowym w Koninie Gosławicach

Związana z nią wystawa *Mamuty, nosorożce... Znaleziska z okolic Konina* prezentuje szczątki plejstocенskich zwierząt, które żyły na terenie ziemi konińskiej. Zwiedzający mogą tu zobaczyć fragmenty kostne nosorożca włochatego (*Coelodonta antiquitatis*), nosorożca Mercka (*Stephanorhinus kirchbergensis*), mamuta włochatego (*Mammuthus primigenius*), żubra pierwotnego (*Bison priscus*) oraz prawie kompletny szkielet тура leśnego (*Bos primigenius*). Ostatnia wystawa stała pod nazwą *By czas nie zaćmił i niepamięć... Wielkopolskie górnictwo* przedstawia historię powstania węgla brunatnego na przestrzeni milionów lat oraz okazy przyrodnicze pozyskane z konińskich odkrywek i niedalekich kopalni soli, takie jak odmiany węgla brunatnego, bursztyny, pnie czarnego dębu, fragmenty skrzemieniałego drewna, rdzenie geologiczne, kryształy soli kamiennej oraz skamieniałości wymarłych zwierząt.

Ważną częścią ekspozycji są również sprzęty górnicze, takie jak sprzęt oświetleniowy i pomiarowy, górnicze nakrycia głowy oraz modele koparek. Całość dopełnia makieta kopalni odkrywkowej w skali 1:500 (Muzeum Okręgowe w Koninie 2024).

Na północ od spichlerza zlokalizowany jest skansen maszyn i urządzeń górniczych. Można tu obejrzeć m.in. unikatowy, zabytkowy turbosespół firmy Siemens-Schuckert z lat 20-tych ubiegłego wieku i dwustemplową prasę brykietową, pochodzące z nieistniejącej już konińskiej brykietowni, lokomotywę akumulatorową i wózki do przewozu urobku, urządzenia wiertnicze oraz naczynia wielonaczyniowych koparek kołowych i łańcuchowych wykorzystywane w konińskich odkrywkach węgla brunatnego. Część ekspozycji stanowią zlokalizowane wzdłuż północnej ściany zamku skamieniałe pnie dolnomiocenских drzew, które porastały okolice obecnego Bełchatowa ~20 mln lat temu.



Ryc. 10. Stoń leśny (*Palaeoloxodon antiquus*) w konińskim muzeum:

A – Kości stopy okazu pozyskane z odkrywki Józwin w 1984 roku

(fot. B. Nowak);

B – Rekonstrukcja

(fot. Muzeum Okręgowe w Koninie – źródło: <https://muzeum.com.pl/slon-lesny>)

W ceglany, gotyckim zamku zlokalizowano ekspozycje poświęcone historii Konina i okolic, społeczności żydowskiej Konina okresu przedwojennego, malarstwu XIX i XX w., biżuterii i modzie od XVI do XX w. oraz kolekcji ponad 11 tys. monet, banknotów, medali i odznaczeń z ziem polskich. W korytarzu pierwszego piętra zamku znajduje się również zbiór *Desek renesansowych z kościoła św. Jakuba w Rzgowie*. Unikatem na skalę Polski jest z kolei wystawa pn. *Magia światła* poświęcona historii oświetlenia, licząca łącznie ponad 2 tysiące obiektów. (Muzeum Okręgowe w Koninie, 2024). Kilkadziesiąt metrów za murami zamku zlokalizowany jest skansen etnograficzny z obiektami dawnej architektury drewnianej regionu konińskiego, a na E od niego znajduje się dwutraktowy dwór ze schyłku XVIII wieku przeniesiony z Ruszkowa, w którym zgromadzono eksponaty związane z wystrojem wnętrz z okresu od XVIII do XX wieku.

5. Wyzwania związane z rekultywacją gruntów pokopalnianych w okolicach Kleczewa

Paweł Szadek, Bogumił Nowak

Rekultywacja gruntów pogórnich w myśl Ustawy o ochronie gruntów rolnych i leśnych z 03.02.1995 r. polega na nadaniu lub przywróceniu gruntom zdegradowanym lub zdewastowanym wartości użytkowych lub przyrodniczych przez właściwe ukształtowanie rzeźby terenu, poprawienie właściwości fizycznych i chemicznych, uregulowanie stosunków wodnych, odtworzenie gleb, umocnienie skarp oraz odbudowanie lub zbudowanie niezbędnych dróg.

W szerszym ekologiczno-gospodarczym znaczeniu przez rekultywację można rozumieć także odtworzenie warunków bioekologicznych, których wymiana między glebą a szatą roślinną zapewnia progresywną sukcesję ekologiczną i intensywny rozwój procesów glebotwórczych. Rekultywacja jest procesem polegającym na odtworzeniu ekosystemu pełniącego odpowiednie funkcje produkcyjne i pozaprodukcyjne. Prace rekultywacyjne prowadzi się na terenach poeksploatacyjnych, obejmujących zarówno tereny zwałowiska zewnętrznego, wewnętrznego, jak i teren wyrobiska końcowego danej odkrywki. Przy czym, w pierwszej kolejności rekultywacji poddawane jest zwałowisko zewnętrzne, a następnie zwałowisko wewnętrzne, którego rekultywacja przebiega sukcesywnie w miarę postępu robót górniczych. W ślad za przesuwanym się

frontem robót przemieszcza się zwałowarka tworząca zwałowisko wewnętrzne, za którą postępują prace rekultywacyjne – najpierw związane z rekultywacją techniczną, a później biologiczną nowo ukształtowanych terenów. Na końcu prace rekultywacyjne prowadzone są w obrębie wyrobiska końcowego odkrywki, które powstaje w wyniku deficytu mas wydobytej kopaliny i części zdjętego nadkładu.

Zwałowiska zewnętrzne tworzone są z nadkładu pochodzącego z wykopu udostępniającego złoża. W przypadku KWB Konin są to gliny, piaski, ropy, mułki oraz utwory murszowe i torfy. Po zdeponowaniu materiału następuje proces jego osiadania. W zależności od struktury zalegającego materiału i kierunku prowadzonej rekultywacji osiadanie trwa od 3 do 6 lat. Po tym okresie rozpoczyna się rekultywacja techniczna terenu, która polega na właściwym wyprofilowaniu skarp i wierzchowiny zwałowiska tak, aby wody opadowe mogły swobodnie spływać na obrzeża, nie tworząc zastoisk na zboczach i koronie zwałowiska. Wody opadowe z wierzchowiny i skarp zwałowiska są dalej odprowadzane rowami opaskowymi po obrzeżach zwałowiska poza jego rejon do istniejących cieków powierzchniowych. Zrzut wód każdorazowo odbywa się w oparciu o odpowiednie pozwolenia wodnoprawne.

Przy projektowaniu powierzchni górnej zwałowisk zewnętrznych i nadpoziomowych zwałowisk wewnętrznych stosuje się nachylenie, które zapewnia bezpieczeństwo geotechniczne i możliwość wykonania obudowy biologicznej skarp. Następnym etapem rekultywacji zwałowiska zewnętrznego jest jego rekultywacja biologiczna. Kierunek rekultywacji biologicznej określa Dokumentacja Rekultywacji, która zostaje sporządzona jako załącznik do Planu Ruchu odkrywki. Wiodącym kierunkiem rekultywacji zwałowisk zewnętrznych w rejonie Konina jest kierunek leśny. Zalesione zwałowiska z biegiem czasu stają się ostoją dla wielu dzikich zwierząt, a specyficzne warunki glebowe nierzadko stwarzają warunki do występowania cennych gatunków roślin.

Są one także doskonałym miejscem do spędzania aktywnego wypoczynku. W rejonie Konina podobne zwałowiska znajdują się m.in. na wschód od dawnej odkrywki Niesłusz i w pobliżu jeziora Czarna Woda. Z kolei zwałowisko zewnętrzne odkrywki Gosławice zlokalizowane jest wzdłuż drogi Konin–Kazimierz Biskupi. Kolejne, górujące nad otoczeniem zwałowisko, na którym odkładano nadkład z odkrywek Pątnów i Józwin I, znajduje się na granicy Gminy Kazimierz Biskupi i Gminy Ślesin. Należy zaznaczyć, że zawadnione plastyczne utwory zwałowe, dwufazowy system sypania zwałowiska oraz strome i wysokie skarpy spowodowały znaczną niestabilność tej formy, co doprowadziło do powstania w jej obrębie licznych osuwisk, obrywów i żłobin erozyjnych (Kozacki, 2000), które stanowią potencjalne zagrożenie dla osób ją eksplorujących. Zwałowisko zewnętrzne odkrywki Kazimierz Południe stanowi istotny element rzeźby terenu na zachód od Kazimierza Biskupiego. Do dominujących nad otoczeniem form należy także jednopoziomowe zwałowisko zewnętrzne odkrywki Lubstów zlokalizowane w odległości 1,5 km od jej zachodniej krawędzi. Ostatnie zwałowisko zewnętrzne, które ciągle się formuje, jest związane z odkrywką Tomisławice (Ryc. 11). Z kolei na zwałowisku zewnętrznym najstarszej odkrywki Morzysław po odpowiednim zabezpieczeniu i ustaniu procesów osiadania gruntów powstało osiedle domów jednorodzinnych Glinka. Podobny sposób zagospodarowania zrealizowano w granicach zwałowiska zewnętrznego odkrywki Niesłusz, gdzie powstały Rodzinne Ogrody Działkowe „Energetyk” i obiekty sportowe (korty tenisowe i skatepark).

Zwałowiska wewnętrzne uformowane są w zróżnicowany sposób – niektóre nadpoziomowo z przewyższeniem ponad powierzchnię terenu otaczającego, a niektóre w nawiązaniu do rzędnych terenu otaczającego z uwzględnieniem współczynnika wielkości osiadania wierzchowiny zwałowiska. Kształt zwałowiska wewnętrznego również musi umożliwiać wielokierunkowe odprowadzanie wód opadowych rowami opaskowymi poza rejon zwałowiska. Podobnie, jak w przypadku zwałowisk zewnętrznych zwałowiska wewnętrzne tworzone są z materiału



Ryc. 11. Kierunki rekultywacji terenów pogórcznych w rejonie KWB Konin
(źródło: PAK KWB Konin)

nadkładowego, stanowiącego mieszaninę utworów zalegających nad złożem, sukcesywnie deponowanych za postępującym frontem wydobywczym. Materiał nadkładowy z odkrywek z reguły ma odczyn lekko kwaśny do obojętnego i wykazuje niską zawartość przyswajalnego dla roślin azotu, fosforu i potasu, przy czym zawartość przyswajalnego magnezu jest średnia. Dlatego kopalnia prowadzi selektywne zwałowanie, aby wierzchnią warstwę zwałowiska stanowiły gliny zwałowe szare, pozwalające na wykorzystanie ich właściwości fizyczno-chemicznych do uzyskania potencjalnej produktywności nowo tworzonej gleby na obszarach zwałowisk, co docelowo umożliwi prowadzenie produkcji rolniczej lub leśnej na tych terenach. Na tak uformowanych glebach powstają grunty orne lub realizowane są nasadzenia, czyli dwa kierunki rekultywacji o największym zasięgu na terenach pogórcznych KWB Konin (Ryc. 11, Tab. 1).

Rolny kierunek rekultywacji zakłada naprawę fizycznych właściwości tworzywa glebowego poprzez dostosowaną do warunków uprawę mechaniczną, która stymuluje proces wietrzenia skały. Zakres prac rekultywacyjnych obejmuje: orkę przedzimową, kultywatorowanie, bronowanie, odkamienianie ręczne, wysiew nawozów (azot 300 kg/ha, fosfor 270 kg/ha, potas

Tabela 1. Kierunki rekultywacji realizowane na terenach pogórnicznych PAK KWB Konin

Kierunki rekultywacji	Powierzchnia gruntów zrehabilitowanych [ha]	Powierzchnia gruntów planowana do rekultywacji [ha]
Rolny	3275	444
Leśny	1470	750
Wodny	1517	1503
Inny	906	85
Rolny (zbiorniki wodne małej retencji)	0	0
Rekreacyjny	437	155
Razem	7605	2937

140 kg/ha), wysiew nasion (lucerna 30 kg/ha, trawa i rośliny motylkowe 10 kg/ha) oraz walaowanie. W kolejnych latach prowadzone są prace pielęgnacyjne, obejmujące: nawożenie uzupełniające, siew uzupełniający nasion (traw, lucerny i roślin motylkowych), likwidację wypadów roślinności zielnej, niszczenie chwastów (mechaniczne lub chemiczne), coroczne koszenie (1 raz w okresie wegetacji) oraz zbiór uzyskanego pokosu.

Leśny kierunek rekultywacji przeprowadzany jest bezpośrednio po rekultywacji technicznej. Opóźnienia w przeprowadzeniu nasadzeń po zakończeniu rekultywacji technicznej zmniejszają udatność posadzonych drzew i krzewów oraz warunki skutecznego zagospodarowania terenów rekultywacyjnych. W przypadku rekultywacji w kierunku leśnym istotny jest właściwy dobór gatunków drzew i krzewów do właściwości fizykochemicznych rekultywowanej powierzchni. Za każdym razem model rekultywacji leśnej uzgadniany jest z właściwym nadleśnictwem, które w przyszłości stanie się właścicielem zalesienia.

Wieloletnie doświadczenia PAK KWB Konin wskazują, że o udatności nasadzeń decydują głównie jakość materiału nasadzeniowego (wiek sadzonki, system korzeniowy, zdrowotność), właściwe przygotowanie powierzchni pod nasadzenia oraz technika prowadzonych nasadzeń i warunki pogodowe w okresie nasadzeń.

Typowy udział nasadzeń na terenie zwałowisk wewnętrznych i zewnętrznych wygląda następująco: dąb szypułkowy (*Quercus robur*) – 20%, dąb czerwony (*Quercus rubra*) – 20%, jesion wyniosły (*Fraxinus excelsior*) – 15%, klon jawor (*Acer pseudoplatanus*) – 20%, modrzew europejski (*Larix decidua*) – 15%, buk zwyczajny (*Fagus sylvatica*) – 5%, topola (*Populus sp.*) – 3%, lipa drobnolistna (*Tilia cordata*) – 2%. Miejscami stosuje się również zagęszczenia różnymi gatunkami krzewów. Na powierzchniach, gdzie występują utwory piaszczyste, prowadzone są nasadzenia sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*).

Wodny kierunek rekultywacji obejmuje teren wyrobisk końcowych po zakończeniu eksploatacji poszczególnych odkrywek. Prace rekultywacyjne obejmują rekultywację techniczną skarpu zbiornika, która polega na formowaniu i profilowaniu skarpu o nachyleniu co najmniej 1:4,5 a miejscami nawet 1:25 – w przypadku przeznaczenia terenu przyległego do zbiornika na cele rekreacyjne. Linie brzegową zbiorników końcowych kształtuje się tak, aby miały urozmaicony charakter i przebieg (niewielkie zatoczki i wypływanie) w celu odtwarzania łęgów ptaków wodnych. Skarpy w miarę podnoszenia się lustra wody podlegają procesom abrazyjnym. Przebieg, zasięg i intensywność tych procesów zależy od litologii, nachylenia i ukształtowania skarpu, intensywności falowania i ekspozycji brzegu. Ze względu na dominujący kierunek wiatrów z sektora zachodniego (dane IMGW-PIB) z reguły silniejszym procesom brzegowym poddawane są skarpy wschodnie zbiorników. Dlatego te skarpy, które narażone są na powstawanie form

abrazyjnych, obudowuje się biologicznie roślinnością przeciwerozyjną. Podobnie, fragmenty skarp zbiorników, które są powyżej docelowego lustra wody obudowywane są biologicznie głównie w kierunku leśnym.

Jednym z największych wyzwań związanych z rekultywacją wyrobiska końcowego jest jego zalewanie. Obok zabezpieczenia i wyprofilowania skarp zamkniętej odkrywki niemniej istotne jest ich zabezpieczenie przed osuwaniem i rozmywaniem. Te procesy szczególnie zaznaczyły się w północnej skarpie zalewanego wyrobiska końcowego odkrywki Lubstów w 2011 r. W tym celu, w zależności od głębokości wyrobisk, rodzaju materiału budującego skarpy przyszłego zbiornika oraz układu warstw wodonośnych, jeszcze w okresie kilku do kilkunastu miesięcy po wyłączeniu pompowni spągowej w dniu wyrobiska pozostawia się czynną barierę studni głębinowych, odwadniających teren wokół odkrywki. Dzięki temu zmniejsza się napór wód, dopływających do formującego się zbiornika. Skarpy zbiornika zabezpiecza się dodatkowo roślinnością, która korzeniami się wiąże grunt i wzmacnia jego odporność na rozmywanie. W tym okresie, w celu przyspieszenia procesu zalewania odkrywki, wody z nadal funkcjonującego odwodnienia wgłębnego kierowane są do wyrobiska. Dzięki temu utrzymywane jest szybkie tempo napełniania zbiornika. Zabieg ten można stosować wyłącznie do momentu, kiedy studnie nie zaczną zaciągać wody z formującego się zbiornika pokopalnianego. Od chwili wyłączenia bariery studni głębinowych następuje spowolnienie procesu zalewania odkrywki, która zasilana jest wówczas wyłącznie wodami opadowymi i ograniczonym dopływem wód podziemnych z warstw wodonośnych, które odkrywka drenuje. W przypadku, gdy zalewane wyrobisko znajduje się w strefie zwiększonego przepływu wód podziemnych, proces ten przebiega stosunkowo szybko i już po kilku latach może nastąpić całkowite wypełnienie zbiornika. Przykładem tego rodzaju akwenów są m.in. jezioro Zatorze o powierzchni 18,5 ha, powstałe w miejscu dawnej odkrywki Niesłusz, a także jezioro Czarna Woda o powierzchni 32,5 ha – po odkrywce Gosławice, zbiornik Kozarzewek o powierzchni 65 ha – po odkrywce Kazimierz Południe oraz zbiornik Honoratka o powierzchni 360 ha – po odkrywce Pątnów.

Proces ten jest jednak wydłużony w czasie w przypadku zbiorników o dużej kubaturze, położonych w strefach wododziałowych, które przez lata funkcjonowania odkrywki zostały osuszone i pozbawione właściwości alimentacyjnych. Jednym z rozwiązań tego problemu jest doprowadzenie wód z odwodnienia sąsiedniej czynnej odkrywki. Taki zabieg zastosowano m.in. w rejonie pola Bilczew odkrywki Drzewce, gdzie formujący się zbiornik zasilany był z Pola A i Pola B teźe odkrywki. Dzięki temu w zaledwie w kilka lat wypełniono zbiornik Bilczew o powierzchni 33 ha i pojemności 4,6 mln m³.

Jeszcze bardziej spektakularne było napełnienie wyrobiska końcowego po odkrywce Kazimierz Północ, gdzie z udziałem wód kopalnianych pochodzących z odkrywki Józwin IIB (Nowak i in., 2022) w zaledwie 11 lat powstał zbiornik Kleczew (Ryc. 12) o powierzchni 522 ha i pojemności 143 mln m³. Podobne rozwiązania zastosowano również w przypadku odkrywki Lubstów, gdzie do zalewania wyrobiska końcowego wykorzystano zarówno wody z bariery studni głębinowych, jak i nadwyżki wód z Noteci, do której wprowadzane są wody z odwodnienia odkrywki Tomisławice (Nowak i in. 2022; Habel i in., 2023). Proces zalewania tej odkrywki (zamkniętej w 2009 r.) aktualnie trwa i powinien się zakończyć w ciągu najbliższych dwóch lat. Powstały zbiornik o docelowej powierzchni 480 ha i pojemności 137 mln m³ oraz głębokości maksymalnej 63 m będzie jednym z największych i najgłębszych akwenów w Wielkopolsce.

Znaczącym wyzwaniem, stojącym przed PAK KWB Konin, pozostaje zalanie zamkniętej w 2023 r. odkrywki Józwin IIB, położonej w strefie wododziałowej Biskupiej Strugi i Kanału Ostrowo-Gopło, która jest najdalej na północ wysuniętą z odkrywek eksploatujących złoża „Pątnów” (Ryc. 2). Pozostałe po niej wyrobisko końcowe charakteryzuje się największymi

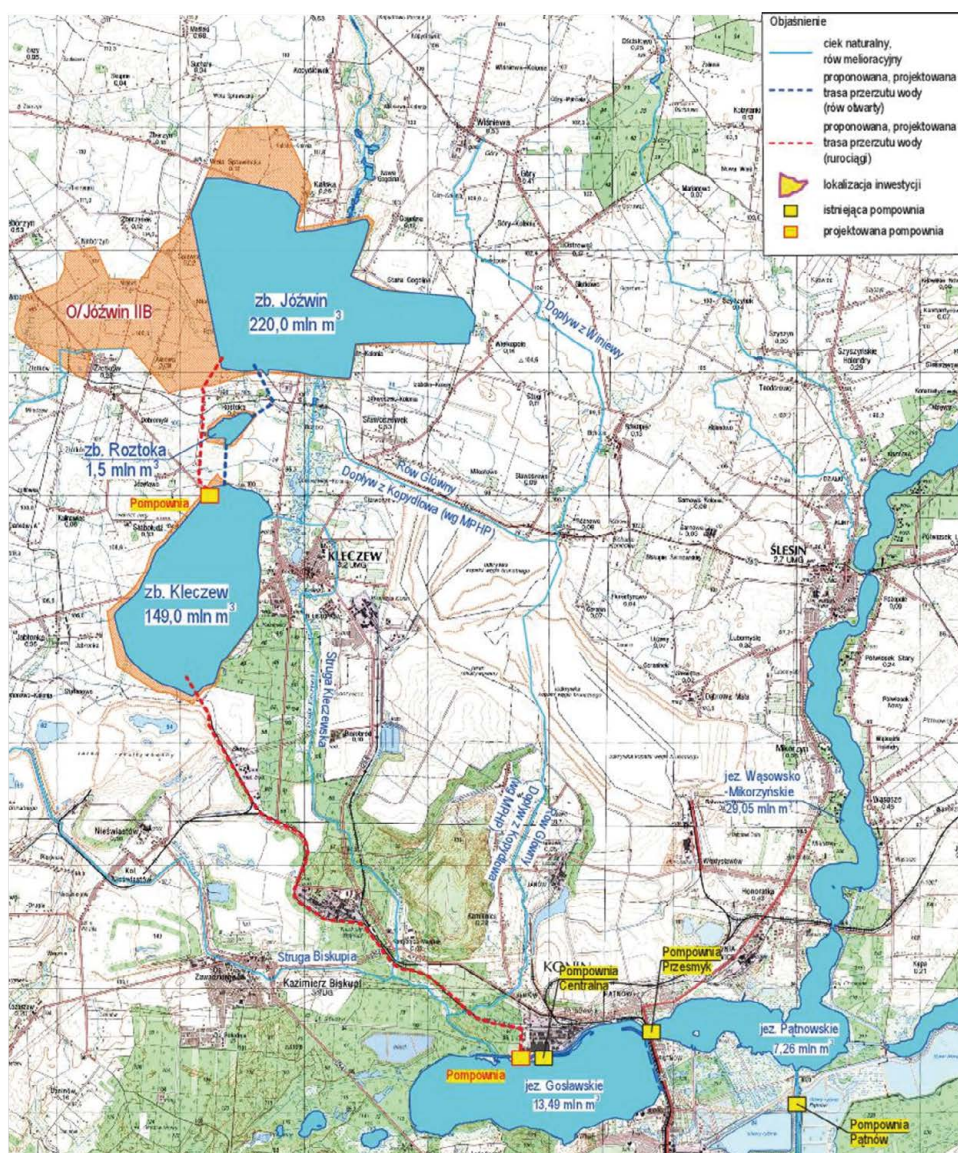


Ryc. 12. Rurociąg doprowadzający wodę z odwodnienia odkrywki Józwin IIB do zbiornika Kleczew powstałego po odkrywce Kazimierz Północ, październik 2023 r. (fot. B. Nowak)

parametrami ze wszystkich pozostawionych przez PAK KWB Konin (840 ha, 240 mln m³ i 68,7 m głębokości maksymalnej) i znajduje się w środku obszaru objętego lejem depresji o najszerszym zasięgu spośród wszystkich odkrywek eksploatowanych w zagłębiu konińskim.

W przypadku tego wyrobiska, po zakończeniu etapu wprowadzania wód z odwodnienia wgłębnego, planowana jest budowa systemu zasilającego go wodami pochodzącymi ze stanowiska szczytowego Kanału Ślesińskiego. Zakłada on budowę rurociągu przerzutowego o długości ~9,5 km, umożliwiającego wtlaczanie wody ujmowanej przez przebudowaną Centralną Pompownię Elektrowni Pątnów w Jeziorze Gosławskim i wprowadzanie jej do południowego krańca zbiornika Kleczew, powstałego po odkrywce Kazimierz Północ. Następnie woda ta będzie wtlaczana do położonego na północy zbiornika Roztoka, skąd grawitacyjnie będzie spływać systemem rurociągów i kanałów otwartych w stronę formującego się zbiornika Józwin (Ryc. 13).

Budowa tego układu zakłada maksymalną wydajność na poziomie 1,5 m³/s, przy czym jego realne wykorzystanie będzie determinowane dostępnością wody w systemie jezior konińskich, które wchodzi w skład stanowiska szczytowego Kanału Ślesińskiego. Budowa tego systemu pozwoli na skrócenie czasu potrzebnego na zalanie wyrobiska po odkrywce Józwin IIB z szacowanych 30 lat do maksymalnie 10 lat i utrzyma poziom wody w zbiornikach powstałych po odkrywce Kazimierz Północ. To z kolei, przełoży się na szybszą odbudowę zasobów wód podziemnych w strefie objętej zasięgiem leja depresji wykształconego wokół obu odkrywek i przywrócenie historycznych stanów wód w jeziorach Powidzkiego Parku Krajobrazowego, które pozostają w zasięgu oddziaływania eksploatacji górniczej prowadzonej w tym rejonie (Przybyłek i in. 2020; Nowak i in., 2022).



Ryc. 13. Schemat zasilania zbiorników utworzonych po odkrywkach zlokalizowanych na zachód od Kleczewa
(źródło: PAK KWB Konin)

Kolejnym zadaniem po rekultywacji jest racjonalne zagospodarowanie terenów poeksploatacyjnych. W myśl Ustawy o ochronie gruntów rolnych i leśnych z 3.02.1995 r. za takie uznaje się tereny rolnicze, leśne lub inne użytkowanie gruntów zrekultywowanych. W ich przypadku o kierunkach zagospodarowania mogą decydować względy społeczne, ekonomiczne, gospodarcze, zdrowotne, przyrodnicze i inne. Zagospodarowanie terenów pogórnicznych jest kontynuacją rekultywacji, gdyż aktualnie obowiązujące przepisy rozdzielają etap

rekultywacji od zagospodarowania, co spowodowane jest głównie względami formalnymi, a zwłaszcza stosunkiem własności. Podział ten nie powinien jednak dotyczyć rozpoczętych już procesów biologicznych. Jeżeli przyjmujemy, że rekultywacja ma na celu doprowadzenie do trwałego użytkowania naprawionych gruntów w kierunku rolnym czy leśnym, to etap zagospodarowania jest ostatnią fazą osiągnięcia przez glebę pełnych, założonych wcześniej właściwości. W przypadku terenów pozostałych po PAK KWB Konin warto nadmienić, że na zrekultywowanych gruntach pierwszej odkrywki Morzysław powstały m.in.: korty tenisowe, hala sportowa, stadion przy Akademii Umiejętności Społecznych w Koninie (dawna Państwowa Wyższa Szkoła Zawodowa) oraz Rodzinne Ogrody Działkowe „Hutnik” (Fagiewicz, 2016).

Po odkrywce Niestusz w miejscu wyrobiska końcowego kopalnia przygotowała nieckę, która początkowo miała być wykorzystana do budowy boiska sportowego. Ostatecznie w tym miejscu powstało jezioro Zatorze o podobnej wielkości co dawny akwen (18,5 ha), a w jego otoczeniu umiejscowiono alejki spacerowe, ścieżki rowerowe i place zabaw (Ryc. 14). W pobliżu, na terenie pogórnym, w latach 90-tych XX w. powstało także centrum handlowe. Innym przykładem zagospodarowania dawnych gruntów pokopalnianych jest wyrobisko końcowe odkrywki Goślawice o powierzchni 320 ha i objętości 46,5 mln m³ przeznaczone na mokre składowisko odpadów przemysłowych (popiołów z Elektrowni Pątnów i Konin oraz tlenków glinu z Huty Aluminium). Z kolei na gruntach pogórnym odkrywki Pątnów powstało składowisko popiołów i gipsów z elektrowni Pątnów, składowisko ilów i piasków dla Cegielni Wienerberger-Honoratka oraz składowisko odpadów komunalnych dla gminy Ślesin (Fagiewicz, 2016).

Część zwałowiska wewnętrznego odkrywki Kazimierz przeznaczono na budowę lotniska Aeroklubu Konińskiego, ogrodów działkowych i strzelnicy sportowej. Powstało tam również składowisko odpadów komunalnych dla gminy Kazimierz Biskupi. Podobnie zagospodarowano część zwałowiska wewnętrznego odkrywki Józwin, gdzie powstało składowisko odpadów komunalnych dla gminy Kleczew oraz droga Kazimierz Biskupi-Ślesin. Teren po polu Józwin IIa w przeważającej części zrekultywowano w kierunku rekreacyjno-sportowym (Fagiewicz 2016). W ramach przyjętego projektu rekultywacji, zakładającego utworzenie na terenie zwałowiska wewnętrznego ośrodka sportowego Malta Bis (w nawiązaniu do poznańskiego centrum sportu i rekreacji Malta) ze stokiem narciarskim, torem motocrossowym, amfiteatrem, zbiornikiem wodnym oraz polem golfowym, kopalnia przeprowadziła prace związane z ukształtowaniem powierzchni terenu (Galantkiewicz, 2010; Kasztelewicz, 2012). Ostatecznie nie został on zagospodarowany, a grunty w wyniku procesów osiadania i erozji wodnej uległy wtórnej degradacji oraz sukcesji spontanicznej (Gilewska i Otrębna, 2015). Z powodzeniem natomiast zrealizowano 400-hektarowy kompleks rekreacyjny we wschodniej części zwałowiska tej odkrywki. Utworzono tam niewielki Zbiornik Wodny, wokół którego umiejscowiono plażę, pomosty, taras widokowy, aleje spacerowe, plac zabaw, park linowy, trasy do jazdy quadami, wiatę grillową, czy zaplecze sanitarne. Wszystkie prace wykonano ze szczególną dbałością i estetyką, a Park Rekreacji i Aktywności Fizycznej stał się wizytówką Kleczewa.

Ze względów prawnych działalność rekultywacyjna podlega jurysdykcji Starosty Powiatu, który wydaje zarówno decyzje o kierunku rekultywacji, jak i decyzje uznające rekultywację za zakończoną. Przy wyznaczaniu kierunku rekultywacji podstawą jest zgodność przyszłego sposobu użytkowania z miejscowym planem zagospodarowania przestrzennego. Zgodnie z obowiązującymi przepisami sprawca przekształceń winien uzyskać w ciągu 5 lat od zakończenia działalności przemysłowej, decyzję organu samorządowego o prawidłowym zakończeniu rekultywacji.



Ryc. 14. Zbiornik Zatorze i tereny rekreacyjne powstałe po odkrywce Niesłusz, 2018 r. (fot. KWB Konin)

6. Problemy związane z odkrywką eksploatacją węgla brunatnego na przykładzie odkrywki Tomisławice

Paweł Szadek, Bogumił Nowak

Odkrywka Tomisławice (Ryc. 15, 16) została uruchomiona 27.05.2010 r. Roboty górnicze na Tomisławicach poprzedził transport maszyn z zamkniętej odkrywki Lubstów. Zdejmowanie nadkładu rozpoczęto w maju 2010 r. w południowej części złoża, w rejonie miejscowości Boguszyczy, wkopem udostępniającym o kubaturze około 11,6 mln m³. Nadkład z wkopu udostępniającego sypany był na zwałowisko zewnętrzne, które zaprojektowane zostało na powierzchni ~120 ha. Wydobywanie węgla z odkrywki rozpoczęto 20.09.2011 r. Odstawa węgla z odkrywki do Elektrowni Pątnów odbywa się przy wykorzystaniu transportu samochodowego po istniejących drogach wewnętrznych i publicznych na plac w punkcie przeładunkowy w Lubstowie. Dalszy transport węgla do elektrowni odbywa się już transportem kolejowym. Zasoby złoża „Tomisławice”, zatwierdzone przez Ministra Środowiska w Warszawie decyzją nr DG/kzk/ZW/7341/2001 z dnia 15.11.2001 r. wynoszą 57,9 mln t węgla. Średnia miąższość nadkładu wynosi 40,7 m, a średnia miąższość pokładu węgla – 6,9 m. Od początku eksploatacji odkrywki do końca 2023 r. wydobyto z niej 21,314 mln t węgla i zdjęto 140,39 mln m³ nadkładu.

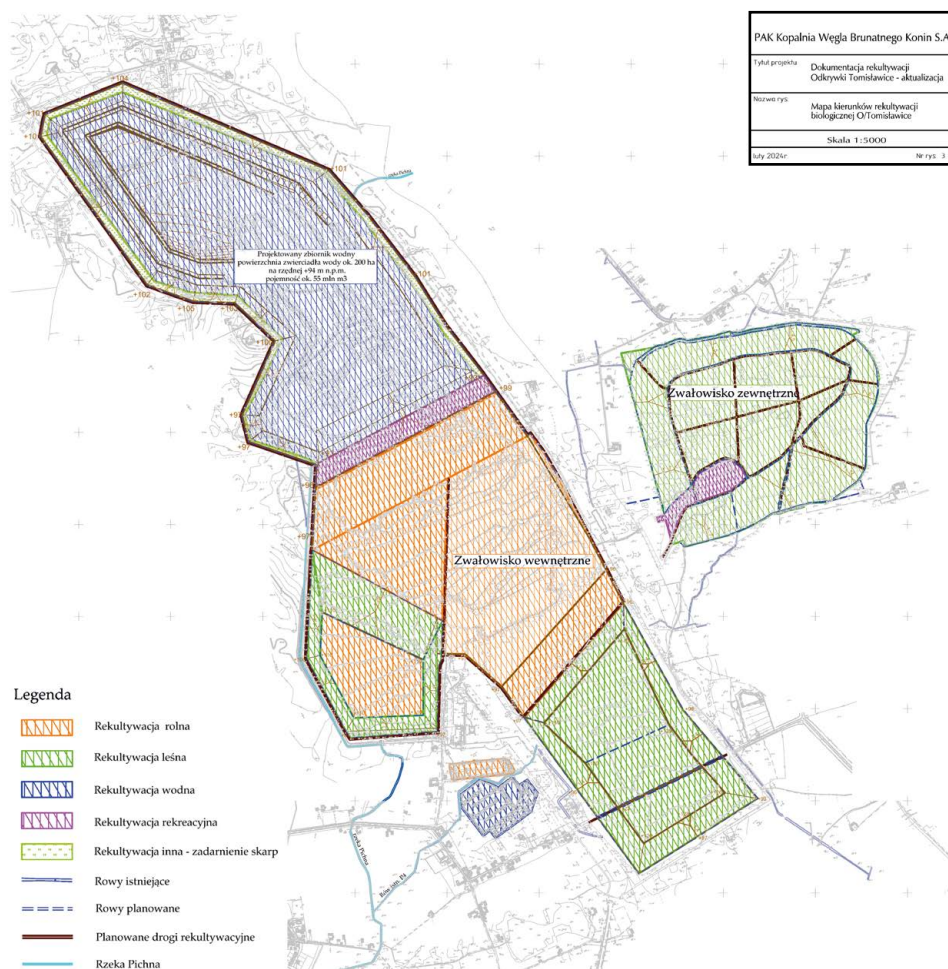
Eksploatacja złoża rozwija się ku N, z równoległym postępowaniem frontu roboczego nadkładowego i węglowego. Uruchomienie odkrywki zostało poprzedzone wykupem gruntów od właścicieli prywatnych. Wykup odbywał się w oparciu o posiadaną Koncesję (Decyzję Ministra Środowiska z dnia 6.02.2008 r. – Koncesja nr 2/2008 udzielająca Kopalni Węgla Brunatnego Konin w Kleczewie koncesji na wydobywanie węgla brunatnego i kopalin towarzyszących ze złoża „Tomisławice” położonego na terenie gminy Wierzbinek, województwo wielkopolskie). W pierwszym etapie wykup dotyczył terenów zwałowiska zewnętrznego i wkopu udostępniającego (działki w obrębach: Galczyce, Boguszycze, Ostrowo, Kryszkowice), co stanowiło teren o powierzchni ~700 ha. W pierwszej fazie eksploatacji wykup obejmował grunty oraz 60 zabudowań typu



Ryc. 15. Eksploatacja węgla brunatnego w odkrywce Tomisławice
(fot. PAK KWB Konin)

zagrodowego o szacunkowej wartości około 61 mln zł. W miarę postępu robót następują sukcesywne wykupy kolejnych gruntów, a w sporadycznych przypadkach grunty zajmowane są na drodze sądowej w wyniku braku porozumienia z właścicielem. Każdorazowo wykup poprzedzony jest wyceną nieruchomości i wieloetapowymi negocjacjami z właścicielami.

Rozpoznana i udokumentowana budowa geologiczna i warunki hydrogeologiczne oraz przyjęta technologia eksploatacji odkrywkowej wskazywały na przyjęcie jako podstawowego systemu odwadniania układu studziennego. System ten oparty jest o studnie barier zewnętrznych i wewnętrznych. Studnie barier zewnętrznych zlokalizowane są wzdłuż krawędzi odkrywki (~25 m od skarp zewnętrznych) w rozstawie ~100 m jedna od drugiej w barierze. Studnie barier wewnętrznych zlokalizowane są w postaci bariery o kierunku SE-NW oraz dwóch barier zamykających. Realizację projektowanych studni rozpoczęto w 2008 r. w rejonie planowanego wkopu udostępniającego zlokalizowanego w południowej części złoża „Tomisławice”. W grudniu 2008 r. przeprowadzono próbne pompowania, a od stycznia 2009 r. rozpoczęto odwadnianie złoża w rejonie wkopu udostępniającego zlokalizowanego w południowej części odkrywki Tomisławice. W miarę postępu robót eksploatacyjnych tworzone jest zwałowisko wewnętrzne odkrywki i przesunięciu ulega bariera wewnętrzna studni. Równolegle prowadzone jest odwodnienie powierzchniowe wód spągowych z dna odkrywki. Ich odbiornikiem jest rów P-4, który został w tym celu specjalnie pogłębiony i umocniony. Wody wgłębne są tym samym odprowadzane bezpośrednio do rowu. Zanieczyszczone wody spągowe trafiają do odstojnika, gdzie ulegają wstępnemu oczyszczeniu i grawitacyjnie spływają do wspomnianego rowu. Następnie spływają do Pichny a dalej do Noteci w rejonie Zaborowa. Część wód spompowywanych przez studnie odwodnieniowe z południowo-wschodniego obszaru górniczego odprowadzana jest od sierpnia 2011 r. do rowu R-2, a następnie do Dopływu z Zielonki, który wpływa do Noteci powyżej miejscowości Synogać. W miarę przesuwania się frontu odwodnień górniczych w kierunku NW, od lipca 2014 r. uruchomiono kolejny kierunek zrzutu poprzez rurociąg R-7 do Pichny, a z początkiem 2016 r. do cieku zaczęto wprowadzać także wody z bariery studni zachodnich. Od 2017 r. odbiornikami wód pochodzących z odwodnienia stały się rowy: R-5e i R-9, które wprowadzają wodę do Pichny. Ten system odwodnieniowy funkcjonuje do chwili obecnej.



Ryc. 16. Etapy rozwoju odkrywki Tomislawice i jej rekultywacji
(źródło: PAK KWB Konin)

Na zwałowisku zewnętrznym odkrywki Tomislawice zostało zdeponowane ~30 mln m³ mas ziemnych. Zakończenie zwałowania mas ziemnych na zwałowisku zewnętrznym nastąpiło w marcu 2013 r. Zostało ono uformowane z przewyższeniem do 30 m w stosunku do otaczającego terenu. Masy ziemne zgromadzone na zwałowisku zewnętrznym to mieszanina utworów znajdujących się w nadkładzie, tj. glin, ilów, piasków, mułków oraz utworów murszowych i torfów. Od 2013 r. następuje tzw. osiadanie gruntu zwałowiska, które trwa z reguły 3–6 lat. Pierwsze prace w ramach rekultywacji technicznej na zwałowisku zewnętrznym rozpoczęto w okresie jesiennym 2019 r. Przygotowanie terenu zwałowiska pod nasadzenia drzew i krzewów polega na właściwym wyprofilowaniu skarp i wierzchownicy zwałowiska, aby wody opadowe mogły swobodnie spływać na obrzeża zwałowiska, nie tworząc zastoisk na zboczach i koronie zwałowiska. Prace prowadzi się zgodnie z Dokumentacją Rekultywacji dla zwałowiska zewnętrznego odkrywki Tomislawice. Wiodącym kierunkiem rekultywacji na zwałowisku zewnętrznym jest kierunek leśny, zgodnie z obowiązującą decyzją Starosty Konińskiego, ustalającej kierunki

rekultywacji dla gruntów pogórnicznych na odkrywcę Tomisławice. Realizując projekt nasadzeń na zwałowisku zewnętrznym o całkowitej powierzchni ~120 ha, zalesiony areał będzie liczył ~110 ha. Pozostałą powierzchnię będą stanowić dukty leśne oraz powierzchnie obsiane mieszkanką traw i roślin motylkowych, które w przyszłości będzie można zagospodarować do celów rekreacyjnych bądź dydaktycznych. Planowane zakończenie rekultywacji zwałowiska zewnętrznego w kierunku leśnym przewidziane jest na 2026 r. Po zakończeniu rekultywacji (uzyskaniu decyzji Starosty Konińskiego o prawidłowym wykonaniu i zakończeniu rekultywacji), zagospodarowanie tego obiektu przez przyszłego właściciela powinno być skierowane na wykorzystanie leśno-rekreacyjne, co wpłynie na uatrakcyjnienie tego terenu.

Obecnie realizowane jest zwałowanie wewnętrzne, którego front zwałowy przemieszcza się w ślad za frontem eksploatacyjnym. Aktualnie na obszarze ~50 ha zwałowiska wewnętrznego prowadzona jest rekultywacja biologiczna w kierunku leśnym. Na kolejnych 70 ha zwałowiska wewnętrznego prowadzona jest rekultywacja techniczna (Ryc. 16). Teren ten jest także przygotowywany do nasadzeń drzew w ramach planowanej rekultywacji biologicznej w kierunku leśnym. Całkowita powierzchnia terenu przewidzianego do zajęcia w okresie żywotności odkrywki, łącznie ze zwałowiskiem zewnętrznym i pasem technicznym, wyniesie 1 375 ha, w tym całkowita powierzchnia wyrobiska górniczego – 898 ha.

Uruchomienie odkrywki borykało się z szeregiem problemów zarówno natury administracyjnej, jak i społecznej. 7 sierpnia 2007 roku Wójt Gminy Wierzbinek wydał decyzję o środowiskowych uwarunkowaniach zgody na realizację przedsięwzięcia polegającego na wydobywaniu węgla brunatnego ze złoża „Tomisławice” w granicach gminy Wierzbinek. Decyzję o środowiskowych uwarunkowaniach dla odkrywki Tomisławice, stanowiącą podstawę wydania koncesji na wydobywanie węgla ze złoża, zaskarżyła grupa wspartych przez Greenpeace rolników z regionu, którzy od lat sprzeciwiali się budowie kopalni. Greenpeace skierował do Wójta Gminy Wierzbinek (województwo wielkopolskie) wniosek o uchYLENIE decyzji środowiskowej wydanej dla budowy odkrywki węgla brunatnego Tomisławice. Jako podstawę prawną wniosku podano niewypełnienie przez KWB Konin wymagań decyzji środowiskowej w zakresie ochrony roślinności, występującej w bezpośrednim sąsiedztwie odkrywki. Ponadto w sprawie Tomisławic złożona została skarga do Komisji Europejskiej (KE) w związku z zagrożeniem, jakie odwodnienie terenu oraz tzw. lej depresyjny odkrywki stwarzają dla jeziora Gopło i tamtejszych ekosystemów chronionych prawem unijnym w ramach dwóch obszarów Natura 2000. W 2012 r. KE wszczęła procedurę wobec naszego kraju. Chodziło o niewykonanie oceny oddziaływania na środowisko kopalni odkrywkowej na obszarze ochrony Natura 2000 nad jeziorem Gopło w północno-środkowej Polsce. W czerwcu 2017 r. KE wezwała Polskę do usunięcia naruszenia prawa unijnego i zmiany obecnej decyzji środowiskowej dla odkrywki Tomisławice. Komisja stwierdziła m.in., że model hydrogeologiczny użyty przed laty do określenia wpływu odkrywki na wody powierzchniowe i podziemne był nieprawidłowy, a zasięg leja depresji odkrywki okazał się znacząco niedoszacowany. 11 kwietnia 2019 roku zamknięte zostało postępowanie KE przeciwko Rzeczypospolitej Polskiej, na podstawie art. 258 Traktatu o funkcjonowaniu Unii Europejskiej (UE) w sprawie uchybienia dotyczącego ochrony siedlisk przyrodniczych oraz dzikiej fauny i flory (naruszenie nr. 2008/4796) w związku z budową i eksploatacją odkrywki węgla brunatnego Tomisławice przez PAK KWB Konin SA. Postępowanie zostało zamknięte na podstawie wykładni dokonanej przez Trybunał Sprawiedliwości UE w sprawach C 117/03 Dragaggi oraz C244/05 Bund Naturschutz. Informację o zakończeniu postępowania przekazał w piśmie z dnia 10.09.2019 r. do Prezesa Zarządu PAK KWB Konin S.A. Dyrektor Departamentu Zarządzania Środowiskiem Ministerstwa Środowiska, zawiadamiając, że KE zaakceptowała wyjaśnienia strony polskiej

w tej sprawie. Oprócz powyższego, funkcjonowaniu odkrywki Tomisławice towarzyszyły liczne działania aktywistów z różnych organizacji ekologicznych skierowanych przeciwko jej eksploatacji.

7. Pochodzenie złóż węgla brunatnego a „niespodzianki” geologiczne w odkrywce Tomisławice

Marek Widera

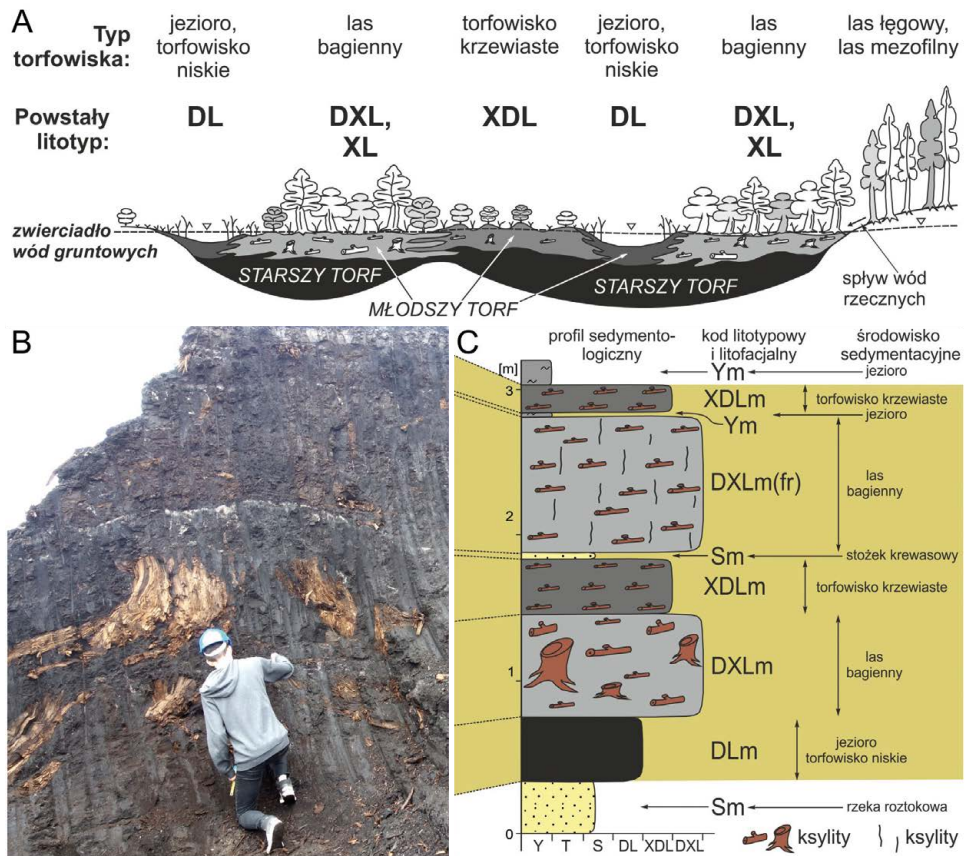
Odkrywka Tomisławice, po zakończeniu eksploatacji węgla w czerwcu 2023 r. w odkrywce Józwin II B, jest jedyną w okolicach Konina, gdzie do bezpośrednich obserwacji dostępne są jeszcze osady neogeńskie i czwartorzędowe. Dlatego nie będą tu powtarzane informacje zawarte wyżej w rozdziale „Geologia kenozoiku w rejonie Konina”.

W tym miejscu warto zwrócić uwagę na fakt, że cały proces koncesyjny na wydobycie węgla brunatnego ze złoża „Tomisławice” przeprowadzono po wstąpieniu Polski do Unii Europejskiej w 2004 r. Jest to jedyny taki przypadek w ostatnich 20 latach nie tylko wśród polskich, ale i europejskich złóż węgla brunatnego. W odkrywce Tomisławice, w czasie przemieszczania się wzdłuż ścian nadkładowych i węglowych, można skorzystać z niepowtarzalnej okazji i przyrzeć się osadom kolejnych wydziałów litologicznych oraz ich architekturze stratygraficznej. Odsłonięty tu pokład węglowy jest tylko pozornie homogeniczny. Warto też zasygnalizować co najmniej dwa problemy geologiczne („niespodzianki”), które pojawiły się w odkrywce Tomisławice w czasie robót górniczych. Ich wartość poznawcza (naukowa) jest ogromna, ale stanowią duże problemy górnicze. Stąd też w tym przewodniku są one tylko zasygnalizowane, a bardziej szczegółowo zostaną przedyskutowane w terenie.

Węgiel brunatny powstaje z torfu, który jest/był akumulowany na różnego typu torfowiskach, takich jak torfowisko niskie/jezioro, las bagienny, torfowisko krzewiaste oraz las łęgowy i las mezofilny (Ryc. 17A). Jeden z tych wyjściowych typów torfowiska można w przybliżeniu określić na podstawie obserwacji współczesnych pokładów węglowych (Ryc. 17B). Odkrywka Tomisławice jest doskonałym obiektem, gdzie można wyróżnić w 1. ŚPWB warstwy lub soczewy różniące się między sobą cechami teksturalnymi i strukturalnymi, czyli tzw. litotypy. Przy ich wydzieleniu głównym kryterium klasyfikacyjnym jest zawartość ksyliatów (uwęglonych fragmentów drewna > 1 cm) i detrytus roślinnego, sieczki węglowej (rozdrobionych fragmentów roślinności torfotwórczej < 1 cm). Czasami pod uwagę należy też wziąć zawartość węgla bitumicznych, zwietrzałych lub zwęglonych (Widera, 2021, 2022).

Głównymi grupami litotypów węgla brunatnego są: ksylitowy, detrytowy, ksylo-detrytowy i detroksyliowy. Węgiel brunatny ksylitowy powstał na torfowisku lasu bagiennego, a detrytowy mógł powstać na torfowisku niskim (np. nadmorskie marsze) lub w jeziorze, które występowało na torfowisku. Z kolei węgiel brunatny ksylo-detrytowy jest typowy dla torfowiska krzewiastego, a dla detroksyliowego za wyjściowy uznaje się też las bagienny (Ryc. 17A, C). Przy wyróżnianiu pojedynczych litotypów należy określić ich strukturę (masywną, horyzontalną, spękaną, fałdową, żżelifikowaną itd.), co w odkrywkach kopalnianych jest proste (Ryc. 17B, C). Na koniec trzeba jeszcze dodać, że w odkrywce Tomisławice dość często stwierdzano węgiel fuzynowy (nawet kilka poziomów), będący zapisem pożarów na powierzchni środkowomiocenijskich torfowisk.

Nawiązując do wspomnianych „niespodzianek” geologicznych, pierwsza z nich związana jest z soczewą piasków odsłoniętą na początku 2022 r. w środkowej części złoża „Tomisławice”. W rzeczywistości są to 4–5 warstwy piasków i piasków węglistych, przedzielonych cienkimi (5–60 cm) warstwami węgla, które znajdują się w obrębie eksploatowanego pokładu



Ryc. 17. Przykład rekonstrukcji wyjściowego typu torfowiska na podstawie litotypów węgla brunatnego w odkrywcę Tomisławice (opracowanie własne – M. Widera)

węglowego (1. ŚPW). Ze względu na przewężenie złoża i względnie duże rozprzestrzenienie wspomnianych piasków KWB Konin zmuszona była do wykonania 20 płytkich wierceń (do kilku metrów) i selektywnej eksploatacji dolnej i górnej ławy węglowej, co związane było z dodatkowymi kosztami (Dziamara i in., 2023). Z kolei druga „niespodzianka” geologiczna dotyczy „znikającego” węgla, co zauważono na przełomie 2022/2023 r. Było to wielkim zaskoczeniem dla służb kopalnianych, gdyż z dokumentacji geologicznej wynikało coś innego, czyli ciągłość pokładu węglowego. W tym przypadku KWB Konin wykonała 30 płytkich (do kilkunastu metrów) otworów wiertniczych w celu wykartowania zasięgu „strefy bezwęglowej”. Ma ona rozciągłość południkową, jej długość wynosi 500 m, a szerokość 150 m (Widera i in., 2024). Dotychczas nie wyjaśniono jednoznacznie genezy tej strefy, dlatego problem ten wymaga pogłębionej dyskusji w terenie.

8. Rejs po Kanale Ślesińskim – obieg chłodzenia elektrowni konińskich

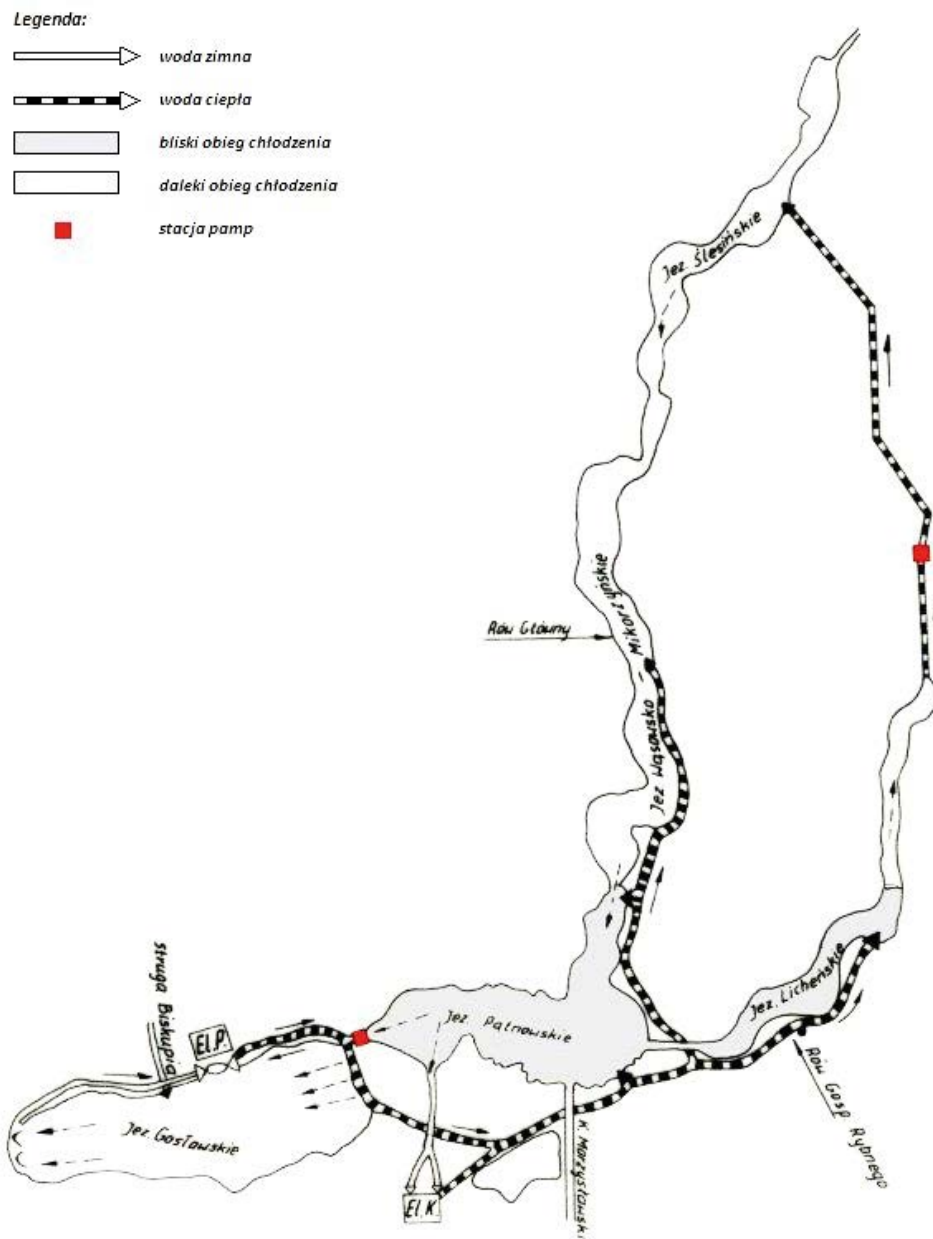
Bogumił Nowak, Ewa Kruczyńska

Obok paliwa, którym opalane są elektrownie, podstawowym surowcem w energetyce jest woda. Zasadniczą jej cechą jest przenoszenie energii cieplnej oraz chłodzenie urządzeń. Dzięki pobliskim jeziorom w rejonie Konina możliwe stało się wykorzystanie ich wód do celów energetycznych. Wspólnie z Elektrownią Konin Elektrownia Pątnów dysponuje unikatowym na skalę światową otwartym obiegiem chłodzenia opartym na systemie pięciu jezior konińskich, połączonych za pomocą kanałów i obiektów hydrotechnicznych. Jeziora konińskie (Gosławskie, Pątnowskie, Wąsosko-Mikorzyńskie, Ślesińskie i Licheńskie) stanowią zarówno źródło poboru wody na cele chłodzące, jak i odbiornik oraz miejsce schładzania tych wód. Zadaniem wody chłodzącej, podawanej na teren obu elektrowni, jest odbiór ciepła odpadowego w kondensatorach turbin oraz z urządzeń wspomagających (tzw. woda ruchowa). Woda po odebraniu ciepła zrzucana jest do jezior konińskich poprzez skomplikowany system rozprowadzenia. Główne obiekty w układzie chłodzenia Elektrowni Pątnów i Elektrowni Konin to:

- stanowisko szczytowe Kanału Ślesińskiego, obejmujące jeziora: Pątnowskie, Wąsosko-Mikorzyńskie, Ślesińskie i Czarne oraz ich połączenia, zamknięte od strony północnej służą i jazem Gawrony oraz służą Pątnów od południa. Pojemność użytkowa szczytowego stanowiska, która zawarta jest między minimalnym a normalnym poziomem piętrzenia, wynosi 3,655 mln m³. natomiast pojemność powodziowa, mieszcząca się pomiędzy normalnym a maksymalnym poziomem piętrzenia, to 1,462 mln m³. Powierzchnia lustra wody jezior, tworzących szczytowe stanowisko, a także łączących je odcinków kanału wynosi 7,31 km², a objętość wody zgromadzonej w tych akwenach to 48,70 mln m³ (Kamiński, 2009);
- Jezioro Gosławskie, połączone od zachodu kanałem i pompownią Przesmyk z Jeziorem Pątnowskim;
- Jezioro Licheńskie, połączone od wschodu kanałem z Jeziorem Pątnowskim, będące odbiornikiem wód podgrzanych poprzez system kanałów;

Do tego dochodzą: kanały doprowadzające (ujęciowe) wodę do poszczególnych elektrowni; kanały rozporowadzające wody podgrzane; kanały zrzutowe wody podgrzanej na kondensatorach turbin; pompownie i przepompownie; rurociągi tłoczne i zrzutowe; zbiornik wstępnego schładzania Łokacz; węzły hydrotechniczne; przepusty, syfony, przepony, przelewy, węzły rozdzielcze itp.

Zrzut wód podgrzanych z Elektrowni Pątnów prowadzony jest różnorodnie, z wykorzystaniem tzw. bliskiego i dalekiego obiegu (Ryc. 18). W okresie występowania niższych temperatur wody każda z elektrowni schładza wodę w oddzielnym tzw. bliskim obiegu. Dla Elektrowni Pątnów jest nim Jezioro Gosławskie, a dla Elektrowni Konin – jeziora: Pątnowskie, Licheńskie i południowa część Jeziora Wąsosko-Mikorzyńskiego. Istotną rolę w przypadku elektrowni Konin odgrywa również zbiornik wstępnego schładzania Łokacz, który przechwytuje wody bezpośrednio po ich zejściu z turbin. W sezonie letnim uruchamiany zostaje tzw. daleki obieg chłodzenia, wspólny dla obydwu elektrowni (Ryc. 18). Zrzut wód podgrzanych odbywa się wówczas dodatkowo do Jeziora Ślesińskiego za pośrednictwem kanału I przepompowni Piotrkowice. Po schłodzeniu w Jeziorze Ślesińskim wody te spływają grawitacyjnie do północnej części Jeziora Mikorzyńskiego i dalej mieszają się z wodami Jeziora Pątnowskiego, z którego woda na powrót trafia do Elektrowni bądź wprowadzana jest przez pompownię Przesmyk do Jeziora Gosławskiego. Wszystkie opisane jeziora połączone są systemem kanałów o długości około 32 km, tworząc obieg zamknięty regulowany za pomocą przepompowni i przepustów.



Ryc. 18. Obieg chłodzenia elektrowni koniarskich
(źródło: ZE PAK S.A.)

Przystosowanie zbiorników do funkcjonowania w systemie chłodzącym wody podgrzanej uzyskano na skutek podpiętrzenia oraz odpowiednią zabudowę hydrotechniczną brzegów. Są to obwałowania, wloty, wyloty kanałów zrzutowych. Efektem tych prac była zmiana linii brzegowej jezior. Wysokość zwierciadła wody w systemie jezior utrzymywana jest sztucznie

na poziomie 83,5–84,0 m n.p.m. Najbardziej uległy zmianie parametry Jeziora Gosławskiego. W wyniku podpiętrzenia o 1,5 m w 1966 r., powierzchnia jeziora zwiększyła się o ponad 75 ha (19,9%), głębokość wzrosła z 3 do 5,3 m, a objętość z 4,9 do 13,4 mln m³.

Początkowe zapotrzebowanie elektrowni na wodę chłodzącą wynosiło 3,3 m³/s, a po osiągnięciu w 1964 r. maksymalnej mocy osiągnęło aż 29 m³/s. Po wybudowaniu elektrowni Pątnów i osiągnięciu przez nią pełnej sprawności maksymalne łączne zapotrzebowanie na wodę chłodzącą obu elektrowni wzrosło do 75 m³/s. W miarę rozwoju elektrowni zużycie wody niezbędnej do chłodzenia ich kondensatorów ulegało zwiększeniu i w szczytowych okresach funkcjonowania zakładu przekraczało 40 m³/s. Dla przykładu w 2010 r. zapotrzebowanie Elektrowni Pątnów na wodę chłodzącą wyniosło 563 264 756 m³, Elektrowni Pątnów II: 426 868 315, a Elektrowni Konin: 233 745 030 m³. Zasoby wodne wszystkich jezior wynoszą 57 658 100 m³, tak więc woda w jeziorach wymieniana była w ówczesnym czasie 18-krotnie w ciągu roku. Obecnie woda w jeziorach ulega wymianie 2-3 krotnie.

Podgrzewanie wody generuje wyższe parowanie w systemie hydrologicznym jezior konińskich i Kanału Ślesińskiego, a tym samym zwiększa jej straty, które w okresach najwyższego zapotrzebowania uzupełniane są wodami Warty poprzez pompownię Morzysław i Pątnów. Układ ten daje możliwość wprowadzania maksymalnie do 5,6 m³/s wody do stanowiska szczytowego Kanału Ślesińskiego i związanych z nim jezior konińskich, co kilkukrotnie przewyższa realne zapotrzebowanie elektrowni na wodę.

Pobór wód powierzchniowych z jezior, przepływy w kanałach obiegu wody chłodzącej oraz rzuty podgrzanej wody do jezior zależą od ilości produkowanej energii elektrycznej oraz od pory roku i związanych z tym warunków atmosferycznych. Największy zasięg oddziaływania elektrownia osiąga w okresach bardzo wysokich temperatur, kiedy włączany jest daleki obieg chłodzenia i niezbędne jest przerzucenie dużych ilości wody na długich odcinkach w celu jej schłodzenia do temperatury, umożliwiającej optymalną produkcję energii. Niemniej jednak regularne badania nad termiką wód jezior konińskich prowadzone od połowy lat 80-tych XX w. potwierdzają, że wraz z ograniczeniem produkcji energii w elektrowniach konińskich oddziaływanie na jeziora również ulega zmniejszeniu, a ogólnosiwiatowy trend, powodujący wzrost temperatury powietrza i wód powierzchniowych sprawia, że wpływ elektrowni na ekosystem jezior konińskich jest coraz mniej odczuwalny na tle innych akwenów, niepoddanych tak dużej presji termicznej w latach wcześniejszych. Do kontroli funkcjonowania ekosystemu jezior konińskich niezbędne jest jednak dalsze kontynuowanie stałego monitoringu ilościowego i jakościowego jezior oraz powiązanych z nimi cieków. Zwłaszcza w kontekście tego, że ciągły przepływ podgrzanej wody spowodował powstanie specyficznych dla tych akwenów biocenoz, w których ważnym składnikiem są gatunki ciepłolubne, niewystępujące i nierozmnażające się w innych miejscach w Polsce, takie chociażby jak amur biały (*Ctenopharyngodon idella*), szczeżuja chińska (*Sinanodonta woodiana*) czy nurzaniec śrubowy (*Vallisneria spiralis*).

Literatura

- Dziamara, M., Glacová, V., Klęsk, J., Marschalko, M., Wachocki, R., Widera, M., 2022. Wpływ przerostów piaszczystych w węglu brunatnym na działalność górnictwą – przykład ze złoża „Pątnów IV” (okolicie Konina) w środkowej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 70, 376–383.
- Dziamara, M., Kaczmarek, P., Klęsk, J., Wachocki, R., Widera, M., 2023. Facies and statistical analyses of a crevasse-splay complex at the Tomisławice opencast lignite mine in central Poland. *Geologos*, 29, 173–181.

- Fagiewicz, K., 2016. Przekształcenia struktury krajobrazowej obszarów odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego. Przykład Konińsko-Tureckiego Zagłębia Węgla Brunatnego. *Studia i Prace z Geografii*, 57, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 1–421.
- Galantkiewicz, E., 2010. Wyimki. Kronika 65-lecia Kopalni Węgla Brunatnego „Konin”. Qax Manufaktura Artystyczna, Bydgoszcz, 1–278.
- Gilewska, M., Otremba, K., 2015. Rekultywacja i rewitalizacja gruntów pogórnich na przykładzie gminy Kleczew. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Zielonogórskiego*, 159, Seria: Inżynieria Środowiska, 39, 15–21.
- Habel, M., Nowak, B., Szadek, P., 2023. Evaluating indicators of hydrologic alteration to demonstrate the impact of open-pit lignite mining on the flow regimes of small and medium-sized rivers, *Ecological Indicators*, 157, 111295.
- Jarecki, S., 2005. Odkrywka „Drzewce”. *Węgiel Brunatny*, 52 (3), 31–34.
- Kamiński, W., 2009. Modernizacja Kanału Ślesieńskiego ze środków Wielkopolskiego Regionalnego Programu Operacyjnego na lata 2007–2013. *Gospodarka Wodna*, 6, 225–229.
- Kasztelewicz, Z., 2012. Prace rekultywacyjne w górnictwie odkrywkowym węgla brunatnego w Polsce. Sesja naukowa „Bioróżnorodność terenów pokopalnianych rejonu konińskiego”, Muzeum Okręgowe w Koninie, Konin, 69–80.
- Kasztelewicz, Z., Czapllicki, P., 2003. Budowa Odkrywki „Józwin” pole II B – ósmej w historii KWB Konin. *Węgiel Brunatny*, 4(45), 14–19.
- Kasztelewicz, Z., Czyż, J., Dwornik, E., 2005. Sztuka górnicza w sześćdziesięciolecie KWB Konin. *Węgiel Brunatny*, 4(53), 23–29.
- Kowalczykiewicz, Z., 1995. Zaczęło się w Brzeźnie: Dzieje Kopalni Węgla Brunatnego Konin 1945–1995. KWB Konin, Konin, 1–138.
- Kozacki, L., 2000. Antropopresja górnicza, przemysłowa i komunalna na obszarze między Koninem, Kleczewem a Ślesinem. [w:] *Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski*. Poznań, 105–112.
- Krygowski, B., 1952. Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 66, 198–213.
- Muzeum Okręgowe w Koninie, 2024. Muzeum Okręgowe w Koninie, Konin, 1–38.
- Nowak, B., Szadek, P., Rosa, J., 2022. Analiza możliwości przyspieszenia odbudowy zasobów wodnych w rejonie górnej Noteci i zalewanego wyrobiska końcowego odkrywki Lubstów (Polska środkowo-zachodnia). *Gospodarka Wodna*, 8, 4–17.
- Nowak, B., Szadek, P., Szymański, K., Lawniczak-Malinska, A., 2023. Concept and implementation of solutions improving water relations in the area of the flooded opencast lignite mine Kazimierz Północ in the East Wielkopolska Region (Central-West Poland). *Water*, 15, 706.
- Piwocki, M., Ziemińska-Tworzydło, M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 43, 916–927.
- Przybyłek, J., Gąbka, M., Kamiński, W., Wiliński, R., 2020. Analiza możliwości zasilania jezior Powidzkiego Parku Krajobrazowego zasobami wodnymi rzeki Warty oraz szczytowego stanowiska kanału Ślesieńskiego. Wielkopolskie Biuro Planowania Przestrzennego, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 1–150.
- Ustawa o ochronie gruntów rolnych i leśnych z 3 02. 1995 r., Dz. U. z 2021 r., poz. 1326, 2163.
- Widera, M., 1998. Ewolucja paleomorfolożyczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, 3, 55–103.
- Widera, M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoczeńskiego Wielkopolski. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 1–223.
- Widera, M., 2021. Geologia polskich złóż węgla brunatnego. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 1–181.

- Widera, M., 2022. Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 1–97.
- Widera, M., Bechtel, A., Chomiak, L., Maciaszek, P., Słodkowska, B., Wachocki, R., Worobiec, E., Worobiec, G., Zieliński, T., 2021. 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., Chomiak, L., Wachocki, R., 2023. Distinct types of crevasse splays formed in the area of Middle Miocene mires, central Poland: Insights from geological mapping and facies analysis. *Sedimentary Geology*, 443, 106300.
- Widera, M., Działama, M., Urbański, P., Wachocki, R., 2024. Disappearing lignite seam in the Tomisławice opencast (Konin Basin, central Poland) – the case study based on field and borehole data. *Acta Montanistica Slovaca*, 29, w druku.
- 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.
- Żelaźniewicz, A., Aleksandrowski, P., Buła, Z., Karnkowski, P.H., Konon, A., Ślącza, A., Żaba, J., Żytko, K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław, 1–60.

B4. Glacjalne i tektoniczne formy rzeźby terenu w strefie marginalnej lobu Sławy Śląskiej zlodowacenia wisły

Izabela Szuman-Kalita^{1*}, Wojciech Włodarski², Leszek Kasprzak¹,
Jakub Kalita¹, Piotr Krzywiec³

¹ Instytut Geoeologii i Geoinformacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

² Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

³ Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Warszawie

*izabela.szuman@amu.edu.pl

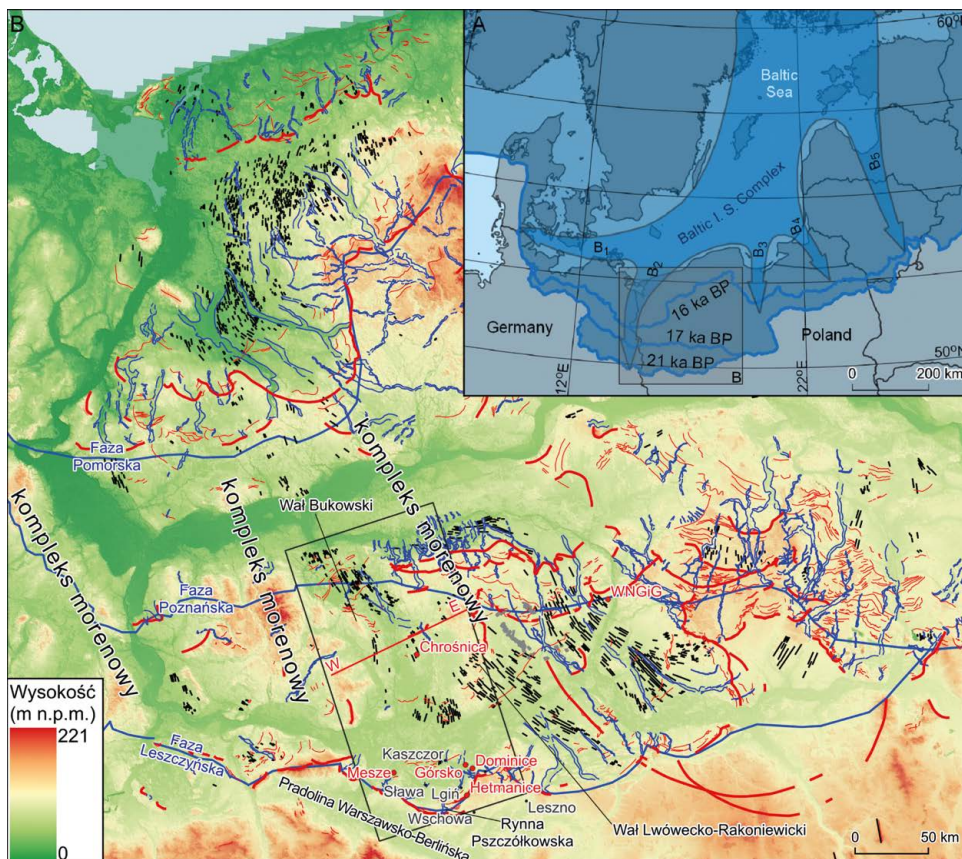
1. Wprowadzenie: ostatni lądolód skandynawski na terenie Wielkopolski

Ostatni lądolód skandynawski (SIS) osiągnął swój najdalszy zasięg w południowym sektorze około 25–21 ka (Kozarski, 1995; Marks, 2012; Tylmann i in., 2019), przekraczając nieznacznie 52. północny równoleżnik. Szeroki na około 430 km lob wypustowy wkroczył na obszar Niżu Polsko-Niemieckiego pozostawiając po sobie szeroki wachlarz osadów i form. W trakcie wycieczki terenowej zaprezentowane zostaną cztery stanowiska, Chrośnica, Mesze, Hetmanice oraz Górsko (Ryc. 1), wszystkie zlokalizowane w obrębie strumienia lodowego Sławy Śląskiej, niemniej jednak reprezentujące odmienne warunki dynamiczne, czasowe i środowiskowe.

Chronologia vistulianu do 2019/20 roku opierała się głównie na badaniach litologicznych i morfologicznych (np. Woldstedt, 1925, 1954; Krygowski, 1961, 1967, 1972, 1975). Jedne z pierwszych dat numerycznych, ¹⁴C, zostały dostarczone przez Cepka (1965). Późniejsze badania (Tobolski i Mojski, 1979a, b; Pazdur i in., 1980; Stankowska i Stankowski, 1988) potwierdzały wiek maksymalnego nasunięcia na około 21–20 ka. W latach 80' XX wieku w oparciu o datowania ¹⁴C wiek fazy leszczyńskiej określono na około 20 ka BP (Kozarski, 1986); 20,5 ± 0,5 ka BP (Rotnicki i Borówka, 1989); 18,8 ka BP (Liszkowski, 1987); a fazy poznańskiej na 18,4 ka BP (Kozarski, 1986); 17,6 ka BP (Liszkowski, 1987). Roczne tempo zaniku lądolodu oszacowano na około 51 m/rok (Kozarski, 1995a). Datowania TL z rejonu Konina dowodziły, że nasunięcie maksymalne nie miało miejsca wcześniej niż 21 ka (Stankowska i Stankowski, 1988, 1991; Stankowski, 2000). Nowe datowania izotopem ¹⁰Be (Tylmann i in., 2019) wskazują, że czas trwania ostatniego maksimum glacjalnego (LGM) w zachodniej i centralnej Polsce przypada na około 25–21 ka, a recesja z fazy poznańskiej około 17,3 ± 0,5 ka. LGM w zachodniej i centralnej Polsce jest około 3 ka starsze niż we wschodniej Polsce (Tylmann i in., 2019).

1.1. Dynamika ostatniego lądolodu skandynawskiego w Polsce centralno-zachodniej

Strumień lodowy Sławy Śląskiej zasilany był przez tzw. Strumień Odry (Marks, 2012), znany także jako strumień B2 *sensu* Punkari (1997) i Boulton i in. (2001), który wkraczał na obszar Wielkopolski od strony dolnej Odry. Południkowo zlokalizowane ciągi moren (Ryc. 1) doprowadziły do wykształcenia się mniejszych strumieni lodowych (Szuman i in., 2021a), Wrześni, Leszna, Sławy oraz strumienia lubuskiego. Strumienie Leszna i Sławy, prawdopodobnie, początkowo



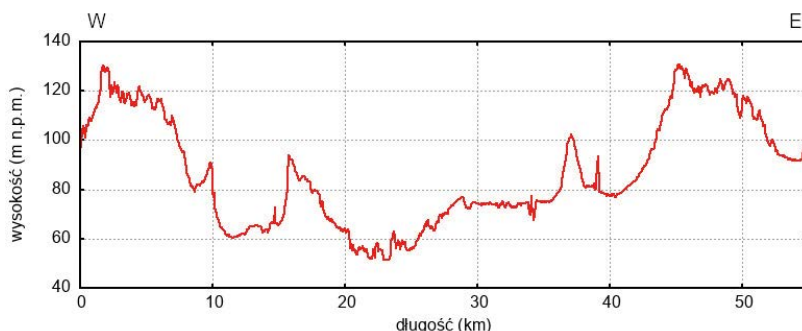
Ryc 1. Lokalizacja obszaru badań, A – mapa poglądowa przedstawiająca zasięg ostatniego lądolodu skandynawskiego w Europie, z wyodrębnieniem głównych strumieni lodowych (B1, B2, B3, B4, B5) wg Punkariego (1997; zmienione) i faz postojowych wg Marksa (2012) i Tylmanna i in. (2019); B – lineacje glacialne (czarne linie) oraz moreny Polski centralno-zachodniej (czerwone linie) (Szuman i in., 2021b) skartowane na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego (DEM; www.geoportal.gov.pl). Niebieskie linie oznaczają przebieg poszczególnych faz zlodowacenia wisły oraz rynny glacialne. Czarnym prostokątem zaznaczony jest obszar strumienia Sławy Śląskiej wraz ze stanowiskami prezentowanymi podczas wycieczki terenowej

stanowiły jeden szerszy strumień, który został rozdzielony na dwa na Wale Lwówecko-Rakoniewickim (Przybylski, 2008), który ogranicza strumień Sławy Śląskiej od wschodu. Od zachodu strumień Sławy ograniczony był morenami lubuskimi. Rozmieszczenie osadów i form w strefie marginalnej fazy leszczyńskiej, między Wschową a Leszno (Kasprzak, 2003; Szuman i in., 2021a) wskazuje, iż rzeźbę tego obszaru kształtowały dwa strumienie lodowe, które w strefie krawędziowej lądolodu uzewnętrzniły się w postaci lobów (cf. Kozarski i Kasprzak 1987a, b; Kasprzak i Kozarski 1989, 1991, 1992; Kasprzak, 1997). Lob zachodni, sławski, ukształtował rzeźbę marginalną na odcinku od Włoszakowic w kierunku Lginia, Hetmaniec i Sławy.

Strumień Sławy Śląskiej zajmuje rynnę o głębokości około 40 m (Ryc. 2) i ma około 25 km szerokości. Do form glacialnych występujących w obrębie strumienia Sławy Śląskiej należą

B4.

przede wszystkim, (1) mega-skalowe lineacje glacialne (MSGL) o amplitudzie 1–2 m, (2) drumliny o długości do 700 m i wysokości do 9 m, oraz (3) formy typu *megaflutes* o amplitudzie 0,7 m. Formy typu *megaflutes* są jednak pokryte młodszymi osadami i formami, dlatego ich pełna morfometria jest trudna do odtworzenia.



Ryc. 2. Profil poprzeczny przez rynnę strumienia Sławy Śląskiej, od Wału Lwówecko-Rakoniewickiego na wschodzie po Wał Bukowski i moreny lubuskie na zachodzie. Linia przekroju zaznaczona jest na Rycinie 1

1.2. Charakterystyka strumienia Sławy Śląskiej

W północnej części obszaru badań zlokalizowane jest pole lineacji glacialnych (formy typu *megaflutes*), rynnę glacialne, ozy, moreny oraz sandry. W osiowej, środkowej części omawianego obszaru zlokalizowane jest stanowisko Chrośnica (Punkt 2). Południową część przecina równoleżnikowo zlokalizowana pradolina warszawsko-berlińska, a na jej północnym brzegu znajduje się najlepiej zachowane pole mega-skalowych lineacji glacialnych (MSLG). Na przeciwległym brzegu pradoliny, w okolicach Kaszczora, zlokalizowana jest duża żwirownia. Dane z tego odsłonięcia dają wgląd w budowę geologiczną analizowanego obszaru. W stanowisku Kaszczor glinę bazalną wieku leszczyńskiego podścielają piaski i żwiry, lokalnie zdeformowane. Wiekowo związane są również z nasunięciem leszczyńskim (Gizler, 1995; Kasprzak, 1997, 2003; Kasprzak i Kozarski, 1992; Zieliński, 2007). Badania petrograficzne gliny z Kaszczora wskazują na dominację skał metamorficznych i magmowych, a także wapieni i piaskowców paleozoicznych (Szuman, 2013). Między płatem wysoczyznowym w okolicach Kaszczora a strefą marginalną lobu Sławy Śląskiej rozciągają się równoleżnikowo zorientowane rozcięcia erozyjne – kanały marginalne (ang. *ice-marginal channels*). Na jednym z ostańców erozyjnych zlokalizowane jest stanowisko Górsko (Punkt 4).

Przebieg form marginalnych w lobie Sławy Śląskiej, między Leszmem i Wschową, należących wg obecnych schematów stratygraficznych do fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia, wyznaczyli geolodzy niemieccy Behr i Tietze (1913). Wskazali oni przy tym na obecność deformacji glacitektonicznych występujących w obrębie form marginalnych (np. koło Leszna). Krygowski (1956) podzielił leszczyńską morenę czołową w rejonie Wschowy na Pagórki Sławskie i Pagórki Lgińskie. Augustowski (1956, 1961) na podstawie szczegółowych badań zaliczył obydwie grupy pagórków do kategorii moren czołowych. Ponadto opisał przebieg zasięgu fazy leszczyńskiej, zwracając uwagę na Rynnę Pszczółkowską przecinającą w jego centralnej części ciąg form marginalnych oraz na krawędź wysoczyzny środkowopolskiej koło Wschowy, która w opinii tego autora była zdolna zatrzymać czoło lądolodu leszczyńskiego w jego

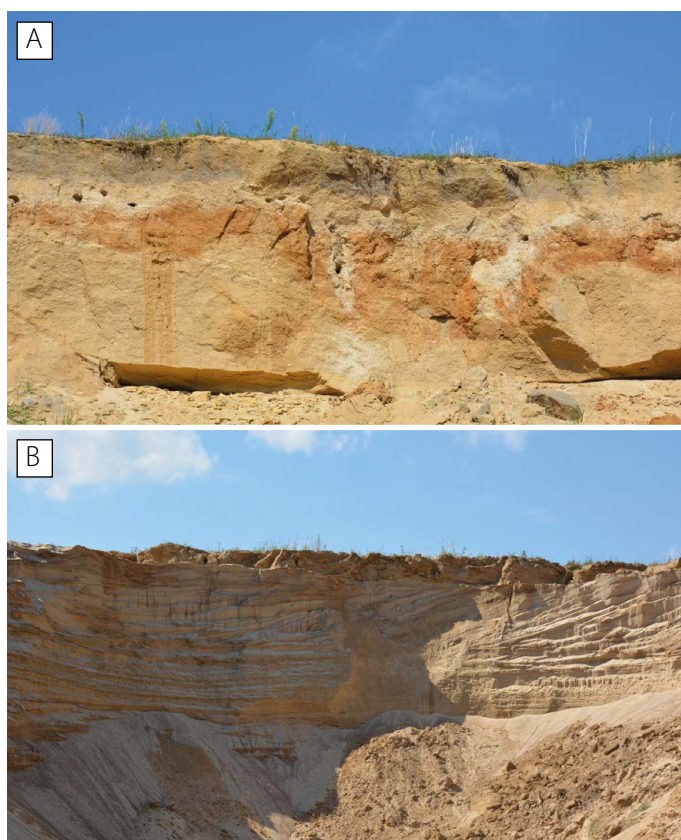
przemieszczaniu się na południe. W latach sześćdziesiątych badania w rejonie Sławy Śląskiej prowadził także Bartkowski (1967), który podzielił całą strefę marginalną na część wewnętrzną i zewnętrzną. Formy marginalne strefy zewnętrznej zaliczył do tzw. sandrowych stożków przejściowych, natomiast pagórki leżące w obrębie strefy wewnętrznej, w jego interpretacji powstały w efekcie rozcinania wysoczyzny morenowej przez wody roztopowe lądolodu lub akumulację typu kemowego w obrębie martwych lodów. Jak widać Bartkowski (1967) nie podzielił poglądu Augustowskiego (1956, 1961) o czołowomorenowej genezie Pagórków Sławskich i Lgińskich. Badania prowadzone od drugiej połowy lat osiemdziesiątych, na usytuowanym koło Wschowy obszarze testowym Hetmanice, dostarczyły nowych obserwacji terenowych i interpretacji (Kasprzak i Kozarski, 1989, 1991). Krawędź terenową położoną na północ od Wschowy uznano za proksymalną część sandru, usypanego bezpośrednio na przedpolu lądolodu i w związku z tym zaliczono ją do opisanego już wcześniej, ze strefy marginalnej fazy poznańskiej (Kasprzak i Kozarski, 1984), nowego typu form glacialnych, lobowych krawędzi sedymentacyjnych (Kozarski i Kasprzak, 1987a; Kasprzak i Kozarski, 1989). Pagórki Lgińskie włączono do grupy form kształtowanych pomiędzy wałami lodowo-morenowymi, wyodrębnianymi z żywego czoła lądolodu w fazie recesji frontalnej, przerywanej krótkotrwałymi stanami równowagi dynamicznej (Kasprzak i Kozarski, 1991). Nie potwierdzono tym samym ani poglądu Augustowskiego (1961) o ich czołowomorenowej genezie, ani poglądu Bartkowskiego (1967) o ostańcowym charakterze. Krzyszkowski i in. (1999) powrócili w znacznej mierze do koncepcji Bartkowskiego (1967), w zakresie interpretacji form marginalnych na rozpatrywanym obszarze. We wschodniej części lobu usytuowane jest stanowisko Hetmanice, które będzie omawiane w kontekście wałów lodowo-morenowych oraz lobowej krawędzi sedymentacyjnej (Punkt 5). Natomiast w zachodniej części lobu Sławy Śląskiej licznie występują nietypowe formy pochodzenia tektonicznego, które zostaną omówione na przykładzie stanowiska Mesze (Punkt 3).

2. Osiowa część strumienia lodowego Sławy Śląskiej – stanowisko Chrośnica

Opis

Stanowisko Chrośnica zlokalizowane jest w centralnej, osiowej części strumienia lodowego Sławy Śląskiej. Szybki ruch strumienia lodowego Sławy Śląskiej poparty jest obecnością MSGLS (cf. Bennett, 2003; Stokes i Clark, 2001), szczególnie licznie występujących na północ i na południe od stanowiska Chrośnica. Najprawdopodobniej MSGLS w części centralnej zostały zerodowane i/lub zasypane przez sandr. Według mapy geologicznej stanowisko Chrośnica (Michalska, 2000) znajduje się w zasięgu osadów wodnolodowcowych pierwszego poziomu sandrowego związanego z recesją ostatniego lądolodu skandynawskiego w okolicach fazy poznańskiej. Jednakże badania terenowe wykazały brak osadów fluwioglacjalnych na powierzchni. Sukcesja osadowa rozpoczyna się tu warstwowanymi osadami piaszczysto-żwirowymi (Ryc. 3B), powyżej zalega pokład gliny subglacialnej o miąższości ok. 1,5–2 m (Ryc. 3A). Na niej zalegają drobne piaski masywne o miąższości około 0,3 m. W obrębie gliny licznie występują szczeliny kontrakcji termicznej z wypełnieniem piaszczystym (ang. *sand wedge cast*; Ryc. 3A, 4A). Większość z nich nie przekracza 0,8 m długości, ale nieliczne przebijają cały poziom gliny.

Glina subglacialna ma strukturę masywną z pojedynczymi klastami > 0,2 m z miejscami dobrze widoczną laminacją (Ryc. 4B). Kontakt gliny subglacialnej z osadami piaszczysto-żwirowymi jest ostry, erozyjny. Generalnie osady podścielające glinę nie są zdeformowane. Miejscami jednak obserwuje się deformacje w przystropowej części piasków i żwirów, której

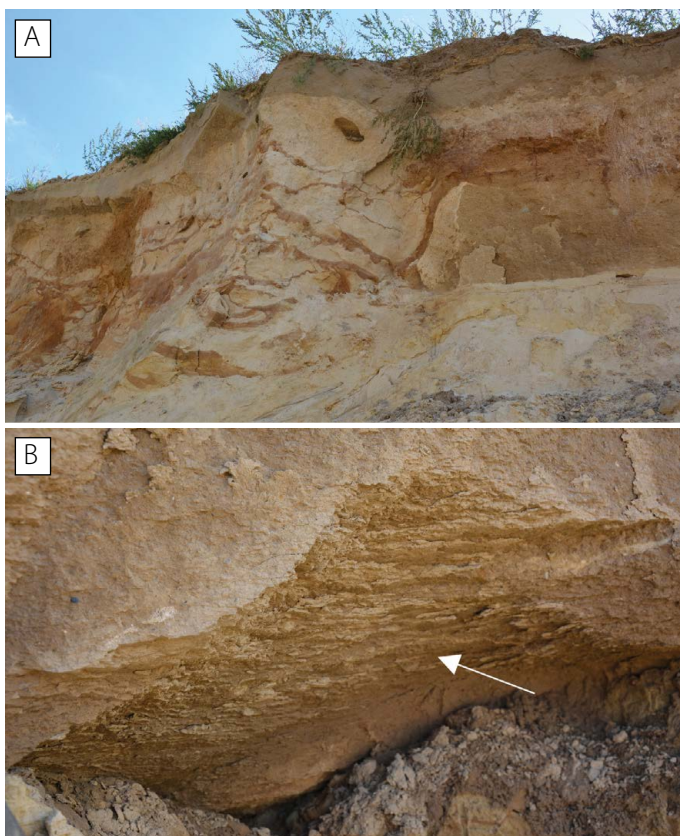


Ryc. 3. Stanowisko Chrośnica. Odślonięcie w Chrośnicy jest jedynym prezentującym glinę bazalną w osiowej części strumienia (A). Gлина bazalna podścielona jest osadami fluwioglacjalnymi o miąższości minimum 4 m (B)

miąższość nie przekracza 0,5 m (Ryc. 5A, B). Deformacje mają postać wąskopromiennych fałdów ciągnionych o wergencji południowej (Ryc. 5B). Dodatkowo wzdłuż cienkich lamin drobnego piasku, rozdzielających grubsze warstwy piasków i żwirów, rozwinęły się powierzchniowe ścinania R. 5A). Na zwrot ścinania typu góra ku południowi wskazują charakterystyczne podgięcia lamin w warstwach piasków i żwirów (Ryc. 5A).

Interpretacja

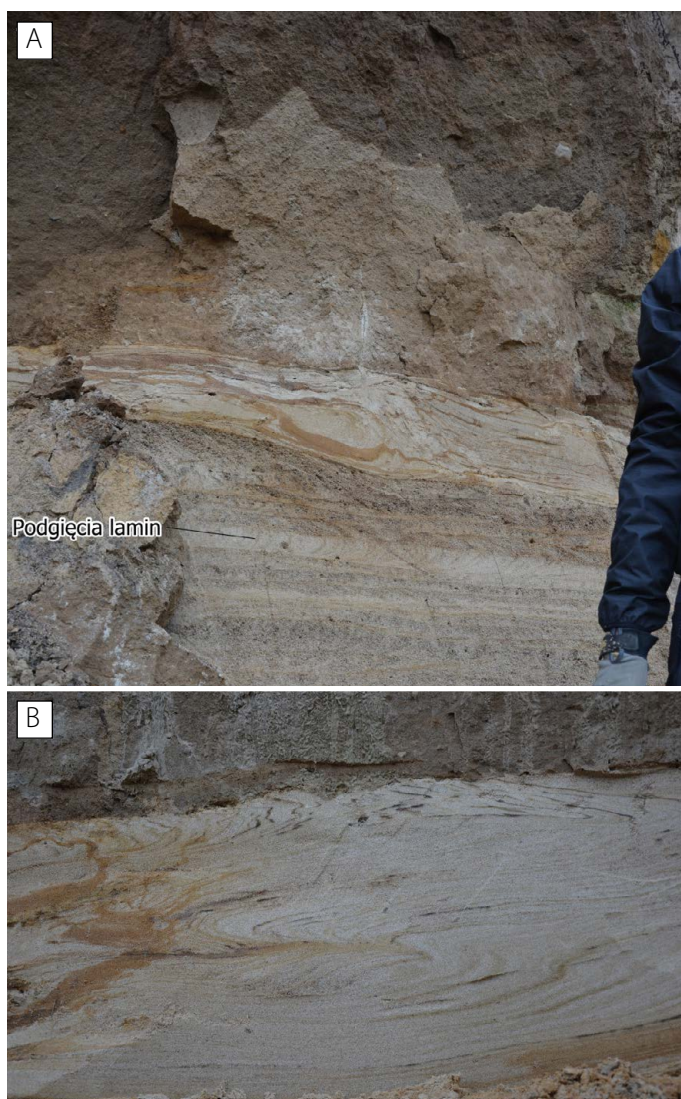
Ogólnie dobrze zachowana struktura osadów pod gliną subglacialną oraz ostry kontakt świadczą o dominacji zlokalizowanych odkształceń ścięciowych na kontakcie lądolodu z osadami piaszczystymi i żwirowymi (cf. Piotrowski i in., 2001; Piotrowski, 2006; Larsen i in., 2006a). Można by oczywiście tutaj wskazać, że osady podścielające lądolód były zamrożone a przez to sztywne i niepodatne na deformacje. Przeczy temu jednak fakt, że miejscami dochodziło jednak do bardziej rozproszonych odkształceń ścięciowych (ang. *pervasive deformation*) (cf. Clayton i in., 1985). Co więcej, ze względu na charakter deformacji, w tym zachowaną ciągłość deformowanych lamin, a przede wszystkim brak uskoków związanych ze ścięciami typu Riedla



Ryc. 4. A – Struktury kontrakcji termicznej z wypełnieniem piaszczystym licznie w glinie bazalnej w Chrońnicy, niektóre z nich przebijają całą warstwę gliny;
B – Glina bazalna z widoczną laminacją

i typu P, można założyć, że były to deformacje hydroplastyczne, rozwijające się przy znacznym udziale wód porowych pod odpowiednim ciśnieniem. Laminacja w obrębie samej gliny jest prawdopodobnie efektem nasmarowywania (ang. *plastering*) kolejnych cienkich warstw gliny, połączonym z wahaniami normalnego ciśnienia efektywnego na kontakcie lądolodu z niżejleżącymi warstwami wcześniej zdeponowanej gliny. Również i w tym przypadku odkształcenia miały charakter zlokalizowany (cf. Boulton i in., 2001), co wyklucza możliwość miększej warstwy deformacyjnej w obrębie samej gliny.

Badania w strefach bazalnych współczesnych lodowców wskazują na przestrzenną i czasową zmienność warunków subglacialnych, na fluktuacje między ciepłą a zimną stopą lodowca (Huddart i Hambrey, 1996; Atkins i in., 2002). Ciepła stopa lodowca jest powszechna dla obszarów o wysokim stopniu geotermalnym, dużej miąższości lodu (Atkins i in., 2002) albo dużych prędkości lodu. W takich strefach osady subglacialne pozostają w stanie niezamrożonym, a w strefie kontaktu lodu z podłożem obecna jest warstewka wody. Marczińek i Piotrowski (2006) sugerowali nawet, dla północno zachodnich Niemiec, że ciśnienie wody pod lądolodem było bliskie punktu flotacji, a tym samym, że podłoże było przesycone wodą i niezdolne do jej drenowania. Analiza osadów w stanowisku Chrońnica wskazuje na obecność



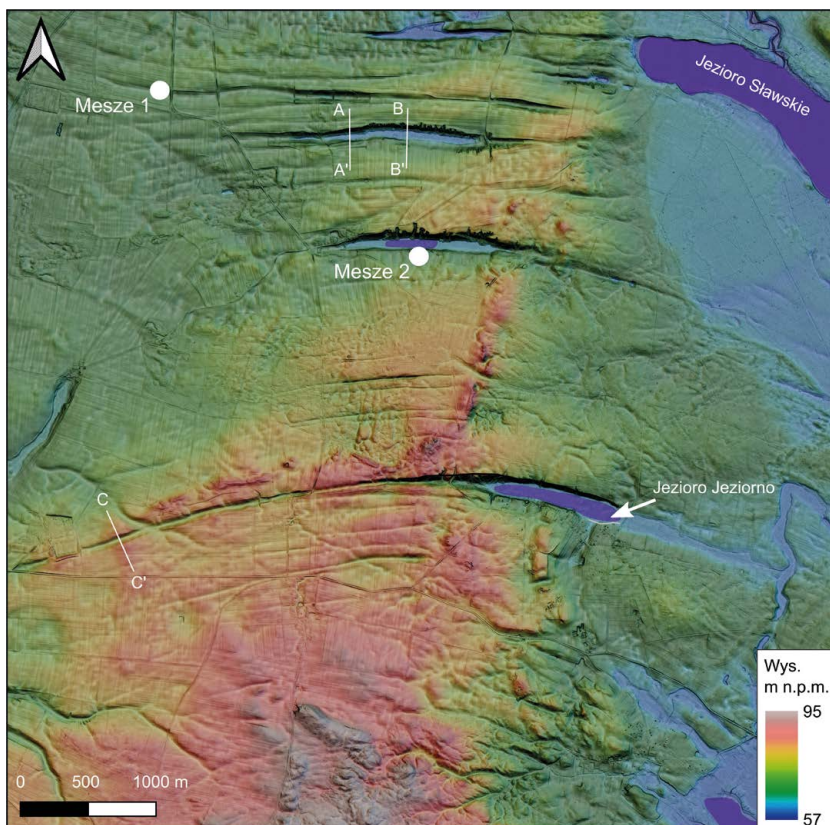
Ryc. 5. Chrośnica, A – deformacja osadów piaszczystych podścielających glinę bazalną, dominują deformacje plastyczne; B – fałd ciągniony. Objaśnienia w tekście

wody w podłożu (deformacje hydroplastyczne, fałdy). Osady były mobilne i nasycone wodą, co mogło przekładać się na szybki ruch lodu (np. Boulton i Jones, 1979; Clarke, 1987) i powstawanie MSGsLs, jednakże w dostępnych odsłonięciach nie zidentyfikowano struktur związanych z odspojeniami lodu od podłoża (np. przewarstwień żwirowych/piaszczystych w obrębie gliny lub na kontakcie glina/osady niżejległe) opisywanymi w innych stanowiskach z Wielkopolski (Szuman i in., 2013). Badania sedymentologiczne w różnych lokalizacjach potwierdzają jednak, że osiowe partie strumieni lodowcowych są powszechnie ciepłe, podścielone osadami nasyconymi wodą (Astakhov i in., 1996; Lian i Hicock, 2000; Pattyn, 2010).

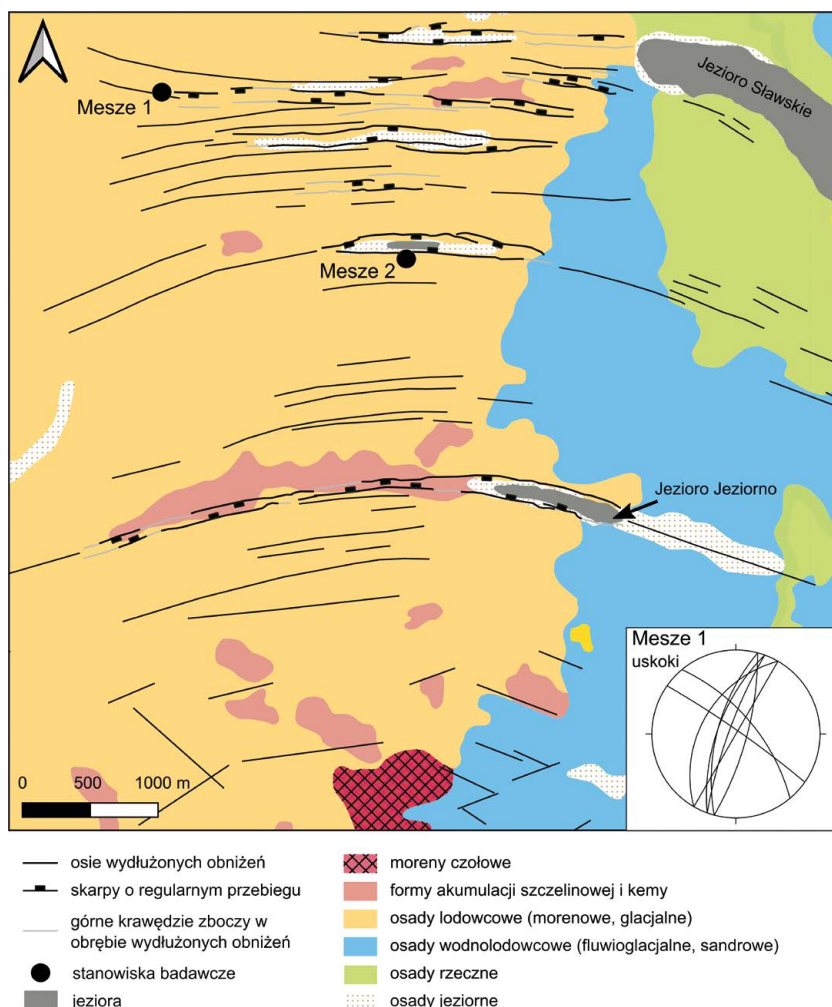
3. Stanowisko Mesze 1 i 2

Opis

Stanowiska Mesze 1 i 2 zlokalizowane są w zachodnim skrzydle lobu Sławy Śląskiej. Występujące tutaj mniej lub bardziej wydłużone formy glacialne tworzą fragment szerokiego łuku, który rozciąga się na kierunku N-S do NW-SE (Ryc. 6, 7). Ze względu na budowę wewnętrzną a także geometrię i sposób ułożenia, formy glacialne zostały przez Kasprzaka (2003) zaliczone do form po wałach lodowo-morenowych. Stanowią one zapis deglacjacji frontalnej czoła lobu Sławy Śląskiej. Na zapleczu tych form, w obniżeniu przylegającym od zachodu do Jeziora Sławskiego, występują izolowane bardziej izometryczne formy, zbudowane z piasków i żwirów wodnolodowcowych. Tutaj też rozpoznano stoliwa kemów limnoglacialnych. Rozwój izometrycznych form był warunkowany deglacją arealną a przez to wytworzeniem rozległego pola martwego lodu ze złożonym systemem sieci drenażu wód roztopowych i jezior glacialnych. Bezpośrednio na południe względem form glacialnych (poza zasięgiem Rycin 6 i 7) rozciąga się powierzchnia sandru.

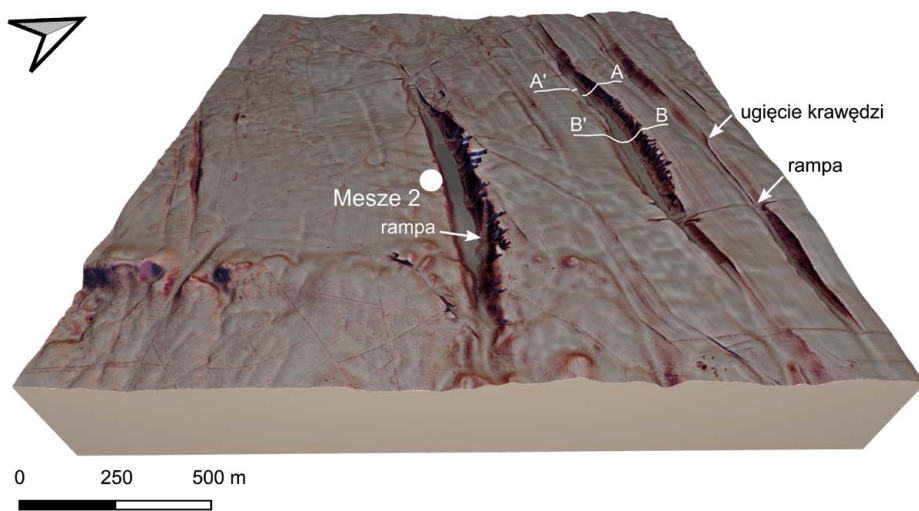


Ryc. 6. Topografia zachodniego skrzydła lobu Sławy Śląskiej na cieniowanej mapie hipsometrycznej, opracowanej na podstawie numerycznego modelu rzeźby terenu z danych LiDAR. Białymi liniami zaznaczono przebieg przekrojów morfologicznych A-A', B-B' oraz C-C'. Dalsze objaśnienia w tekście



Ryc. 7. Wydłużone obniżenia i ich elementy morfologiczne na tle form i osadów powierzchniowych.
Dalsze objaśnienia w tekście

Niezwykle intrygującym elementem rzeźby na analizowanym obszarze są wydłużone i wąskie obniżenia. Są to formy łukowato wygięte lub o przebiegu prostoliniowym (Ryc. 6, 7). Formy łukowato wygięte występują w części północnej i środkowej omawianego obszaru. Ich skrzydła są najczęściej skierowane ku S. Osiągają one zróżnicowaną długość w zakresie od 681 m do 6,7 km, natomiast szerokość stopniowo zwiększa się w kierunku środkowych części tych form osiągając wartości ponad 130 m (Ryc. 6–8). W tym samym kierunku obserwuje się wzrost asymetrii zboczy, przy czym coraz bardziej stromo nachylone stają się zbocza północne. Zbocza te często tworzą tutaj pojedyncze i dość regularne skarpy. Przeciwnie zbocza południowe są bardziej łagodne, choć miejscami ich fragmenty są rozdzielone krótkimi stromymi skarpami. Na uwagę zasługuje fakt, iż w części środkowej form łukowato wygiętych zbocza północne mają większe wysokości w porównaniu ze zboczami południowymi. Powyższe



Ryc. 8. Blokdiagram przedstawiający wydłużone obniżenia i ich elementy morfologiczne w otoczeniu stanowiska Mesze 2. Teksturę powierzchni 3D na blokdiagramie stanowi złożona mapa reliefowa, opracowana na podstawie numerycznego modelu rzeźby terenu z danych LiDAR.

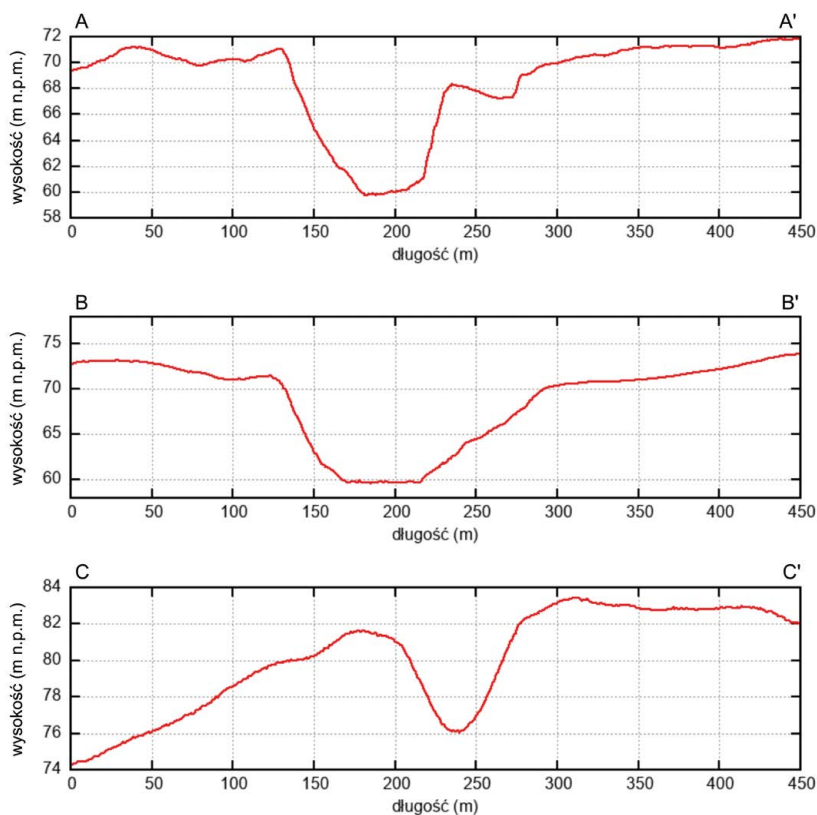
Białe linie wyznaczają przebieg przekrojów morfologicznych A-A' oraz B-B'.

Dalsze objaśnienia w tekście

tendencje są dobrze czytelne bezpośrednio w terenie, w stanowisku Mesze 2. Ponadto, ilustrują je przekroje morfologiczne A-A', B-B' oraz parametry morfometryczne zboczy, zestawione dla sąsiedniej formy tego typu, położonej na północ od stanowiska Mesze 2 (Ryc. 9, 10). Dla porównania na przekroju C-C', który jest zlokalizowany w obrębie skrzydła innej formy łukowato wygiętej, zbocza są symetryczne, natomiast zróżnicowanie ich wysokości jest odwrotne.

Formy wydłużonych obniżień o przebiegu prostoliniowym charakteryzują się znacznie mniejszą długością, w zakresie od około 140 m do nieco ponad 3,5 km (Ryc. 6, 7). Maksymalna szerokość tych form nie przekracza 100 m. Zwykle ich zbocza mają znacznie mniejsze wysokości a regularne skarpy występują na dość krótkich odcinkach. Często krótsze formy wydłużonych obniżień o przebiegu prostoliniowym układają się równolegle względem sąsiednich form łukowato wygiętych. W części południowej omawianego obszaru obniżenia o przebiegu prostoliniowym są zorientowane skośnie względem siebie, w dwóch kierunkach WNW-ESE do NW-SE oraz ENE-WSW do NE-SW. Co ciekawe, dwusieczne kąta rozwartego między przecinającymi się tutaj formami mają przebieg mniej lub bardziej prostopadły do form łukowato wygiętych, w ich środkowych najbardziej szerokich częściach.

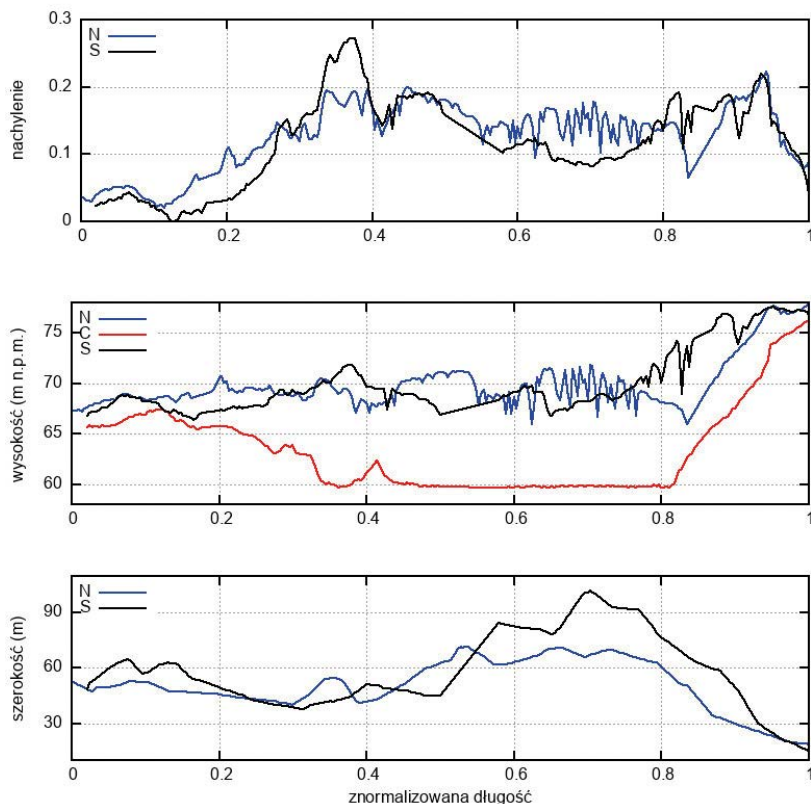
Wzdłuż wydłużonych obniżień można wyodrębnić podrzędne segmenty (Ryc. 7, 8). Manifestuje się to tym, że skarpy morfologiczne, a niekiedy i podłużne osie zaznaczające się w sąsiednich segmentach, są przesunięte względem siebie na dystansie kilkunastu a najczęściej kilkudziesięciu metrów. W miejscach przesunięcia skarpy występują ugięcia górnych krawędzi zboczy, które ograniczają wydłużone obniżenia. Na uwagę zasługują charakterystyczne rampy, wykształcone w miejscach gdzie tego typu skarpy dodatkowo zachodzą na siebie w planie. Rampy zostały rozpoznane w trzech miejscach, w tym w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska Mesze 2.



Ryc. 9. Przekroje morfologiczne przez wybrane formy wydłużonych obniżeń.
Lokalizacja tych przekrojów jest zaznaczona na Rycinach 6 i 8

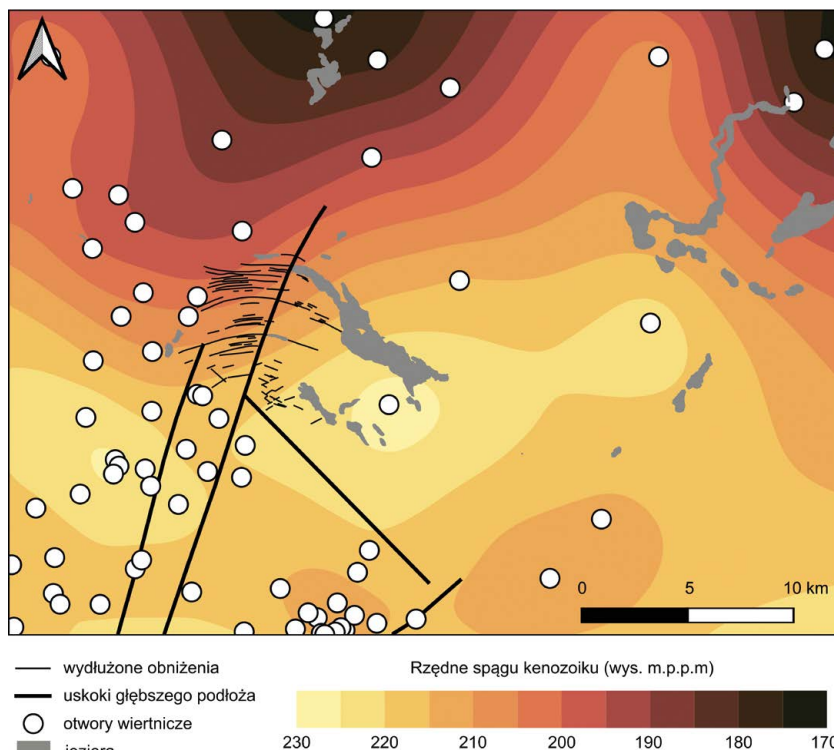
Omawiane formy wydłużonych obniżeń są elementami nałożonymi na formy glacialne, które tworzą zachodnie skrzydło lobu Sławy Śląskiej. Przede wszystkim manifestuje się to niezgodnym przebiegiem wydłużonych obniżeń w stosunku do ułożenia większości form glacialnych (Ryc. 8). Ponadto, analiza drobnych uskoków normalnych tnących osady wodnolodowcowe w stanowisku Mesze 1 wskazuje, że ich rozwój był warunkowany horyzontalną ekstensją, której osie ustawione są skośnie względem orientacji wydłużonych obniżeń znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie (Ryc. 7). Najmłodsze formy przekształcone na skutek rozwoju obniżeń są zbudowane z piasków i żwirów rzecznych, których wiek określony został na fazę pomorską ostatniego zlodowacenia (Szałajdewicz, 1995). Z drugiej strony, wzdłuż największego łukowato wygiętego obniżenia, na zachód od jeziora Jeziorno, rozpoznane zostały niewielkie i miejscami wydłużone formy lub ich fragmenty, które są zbudowane z osadów akumulacji szczelinowej (Ryc. 6, 7).

Interesująco przedstawia się układ omawianych form wydłużonych obniżeń względem elementów tektoniki. Są one zlokalizowane na N skłonie wydłużonego i szerokiego na kilkanaście kilometrów obniżenia, które zostało rozpoznane na powierzchni spągu kenozoiku (Ryc. 11). Oś tego obniżenia ma przebieg WSW-ENE. Co ciekawe, obniżenie to jest rozdzielone na dwa



Ryc. 10. Zestawienie wybranych parametrów morfometrycznych zboczy dla wydłużonego obniżenia zlokalizowanego na północ od stanowiska Mesze 2 (poprzecznie do tego obniżenia bieżą przekroje morfologiczne A-A' oraz B-B' pokazane na Rycinach 6 i 8). Linie niebieskie obrazują zmiany parametrów morfometrycznych dla zbocza północnego a linie czarne dla zbocza południowego. Linia czerwona na środkowym diagramie reprezentuje przekrój morfologiczny wzdłuż osi obniżenia. Na górnym diagramie zestawione są średnie wartości tangensa kąta nachylenia zboczy

przesunięte względem siebie segmenty. To przesunięcie zaznacza się w miejscu, gdzie na mapie ścienia poziomego na rzędnej 500 m p.p.m. rozpoznano uskoki tnące utwory środkowego i górnego triasu (Kotański, 1997). Z drugiej strony wstępna analiza profili sejsmiki refleksyjnej nie potwierdziła obecności uskoków w podłożu mezozoicznym, które korelowałyby się z obniżeniem w powierzchni spągu kenozoiku. Tym samym otwarta pozostaje kwestia, na ile topografia spągu kenozoiku stanowi odzwierciedlenie tektoniki ekstensyjnej, nawet o naskórkowym charakterze. Nie można tego wykluczyć biorąc pod uwagę, że przebieg analizowanego obniżenia jest podobny do orientacji rowów Chruścina-Nowa Wieś oraz Chobienia-Rawicza, a także towarzyszących im uskoków. Struktury te zlokalizowane są w odległości około 30 i 45 km w kierunku SE. Stanowią one zapis ekstensji horyzontalnej, która zaczęła się w późnym eocenie i trwała aż do późnego miocenu, na skutek transtensyjnej reaktywacji uskoków związanych z rozwojem starszych rowów rozpoznanych w skałach mezozoiku (Deczkowski



Ryc. 11. Model geostatystyczny spągu kenozoiku, opracowany na podstawie interpretacji danych otworowych. Dalsze objaśnienia w tekście

i Gajewska, 1980; Jarosiński i in., 2009). Na możliwość późnomiocenowej ekstensji i związanej z nią subsydencji w obrębie obniżenia powierzchni podkenozoicznej może wskazywać monoklinalnie sfałdowany poziom węgla brunatnych (Szałajdewicz, 1992). Poziom ten został rozpoznany w obrębie miąższych na ponad 100 m osadach piaszczysto-mułowo-ilastych miocenu środkowego, dawniej zaliczanych do serii Mużakowa, a obecnie reprezentujących formacje pawłowską i naramowicką (Widera, 2021). Amplituda tego fałdu wynosi około 30 m na dystansie rzędu 4 km.

Interpretacja

Biorąc pod uwagę sposób ułożenia łukowato wygiętych wydłużonych obniżień względem skośnie przecinających się obniżień o przebiegu prostoliniowym, wydaje się prawdopodobne, że formy te stanowią zapis horyzontalnej ekstensji. Jednocześnie brak uskokowania w podłożu mezozoicznym skłania do wniosku, że podobnie jak w przypadku topografii spągu kenozoiku, ekstensja miała tutaj charakter naskórkowy. Ze względu na asymetrię zboczny w obrębie środkowych części form łukowato wygiętych można wskazać, że siły odpowiedzialne za horyzontalną ekstensję działały w jednym kierunku, tj. ku SSW. Tym samym można tutaj mówić o naskórkowej ekstensji pod wpływem grawitacyjnego ześlizgu (ang. *gravity gliding*). Struktury ekstensyjne rozwijające w takich warunkach zostały opisane z różnych środowisk deformacji, a także były przedmiotem modelowania analogowego i symulacji

komputerowych (Schultz-Ela i Walsh, 2002; Rowan i in., 2004; Krézsek i in., 2007). W takim ujęciu, strome i regularne skarpy ograniczające wydłużone obniżenia należy rozpatrywać jako skarpy tektoniczne (Cotton, 1950) związane z rozwojem uskoku normalnych o zrzutach skorelowanych z maksymalną wysokością skarp. Z kolei bardziej łagodne zbocza tych obniżen mogą stanowić efekt rozproszonego uskoku wzdłuż szeregu drugorzędnych nieciągłości. W przypadku środkowych części łukowato wygiętych form, łagodne zbocza południowe mogły również rozwinąć się na skutek fałdowania znanego ze struktur typu *roll-over* (Krézsek i in., 2007; Fossen, 2010). Na obecnym etapie badań trudno wskazać na jednoznaczną przyczynę grawitacyjnego ześlizgu, który doprowadził do rozwoju powierzchniowych form ekstensyjnych. Z jednej strony ładolód zlodowacenia wisły nasunięty na obszar badań mógł stanowić dostateczne obciążenie dla niżejleżących osadów kenozoicznych, aby wywołać ześlizg grawitacyjny po nachylonej powierzchni w obrębie plastycznych sfałdowanych warstw miocenu środkowego. Z drugiej strony należy też pamiętać o dość rozległym powierzchniowo erozyjnym rozcięciu osadów czwartorzędowych w obrębie pradoliny, która przebiegała równoległe do czoła ładolodu wisły, wzdłuż dzisiejszej doliny Odry ku zachodowi (Szałajdewicz, 2000; Mojski, 2005). W efekcie tego rozcięcia, na głębokości około 10 m, bezpośrednio pod osadami rzecznyymi datowanymi na holocen i zlodowacenie wisły, zalegają miększe serie osadów neogeńskich. Erozyjne usunięcie nadkładu osadów czwartorzędowych mogło sprzyjać lateralnej migracji plastycznych osadów miocenu. Proponowany model rozwoju powierzchniowej ekstensji odbiega od wcześniejszych modeli omówionych w pracach Hardt i in. (2021) oraz Karasiewicza i in. (2024).

4. Stanowisko Górsko

Opis

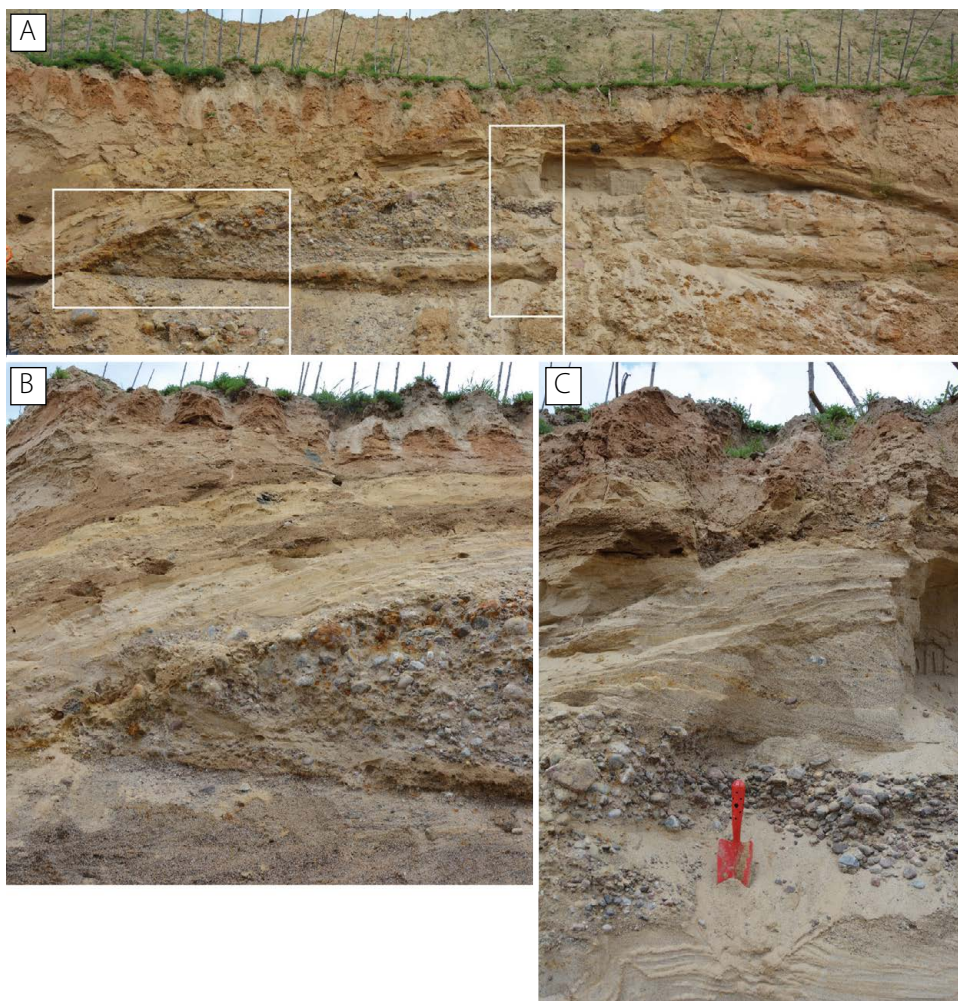
Stanowisko Górsko położone jest na ostańcu erozyjnym w strefie rozcięć marginalnych rozciągających się wzdłuż całego łoby Sławy Śląskiej aż po łob Leszna na wschodzie. W bezpośrednim sąsiedztwie omawianego odsłonięcia znajduje się system rynien glacialnych, pierwsza ciągnie się od Przemętu a druga od Kaszczora. Obie łączą się w okolicach Górsko, a następnie rozgałęziają w kierunku Zaborówca i Drzewiec, gdzie kończą się rozległymi sandrami w strefie marginalnej łoby Sławy Śląskiej. Zgodnie z mapą geologiczną (Jodłowski, 1996) stanowisko znajduje się w obrębie wysoczyzny morenowej zbudowanej z glin subglacialnych z ostatniego zlodowacenia podścielonych piaskami i żwirami wodnołodowcowymi. W odsłonięciu zidentyfikowano glinę subglacialną, pokrytą gliną wytopnieniową i piaskami o zmiennej strukturze (Ryc. 12). W spągu zalegają warstwowane piaski, muły i żwiry o miąższości ponad 2 m.

W ścianie o długości około 300 m i orientacji WNW-ESE widoczne są osady fluwioglacjalne, przykryte poziomą gliny bazalnej a miejscami tylko gliny wytopnieniowej. Powierzchnia spągowa glin charakteryzuje się łagodną undulacją. Zarejestrowano tutaj cztery antyformy o amplitudzie 1,5–2 m. Ich trzony zbudowane są z osadów fluwioglacjalnych o znacznie grubszym uziarnieniu niż to obserwuje się w innych częściach odsłonięcia, zarówno w sekwencji pionowej jak i lateralnie. Osady te są podścielone warstwą mułów masywnych o miąższości nie przekraczającej 0,5 m i stanowiących przeławienie w obrębie piasków i żwirów. Rycina 13A przedstawia symetryczną antyformę o amplitudzie 2,5 m i szerokości 12,5 m. Od spągu, w jej obrębie występują żwiry warstwowane przekątnie, następnie piaski masywne. Powyżej zająbiają się osady o odmiennej frakcji. Idąc od strefy przegubowej antyformy w kierunku jej zachodniego skrzydła występują żwiry i głązy (> 20 cm) o strukturze masywnej i początkowo zwartym a następnie luźnym szkielecie (Ryc. 13B, C). Matrix tych osadów



Ryc. 12. Gлина bazalna w Górsku podścielona zdeformowanymi osadami piaszczysto-żwirowymi i mułami

stanowią piaski i żwiry. We wschodniej części antyformy występują drobne i średnie piaski o warstwowaniach przekątnych rynnowych. Całość pokrywa warstwa mułu masywnego z pojedynczymi większymi klastami (> 10 cm), którym towarzyszą charakterystyczne struktury z opływania. Powyżej zalegają piaski masywne, również z pojedynczymi większymi klastami. Ławice piasków masywnych jak i niżejleżących mułów masywnych dostosowują się swoim kształtem do geometrii antyformy. O ile spąg wyżejleżącej gliny bazalnej jest zundulowany, to strop jest mniej lub bardziej wyrównany, przez co miąższość gliny zmienia się lateralnie osiągając maksymalne wartości rzędu ok. 1,5 m w strefie przegubowej sąsiednich synform. Z kolei w kierunku strefy przegubowej antyformy miąższość gliny maleje. Tutaj też dochodzi do jej zaniku i wtedy bezpośrednio nad osadami fluwioglacjalnymi zalegają muły i glina wytopnieniowa. Orientacja klastów ($n=30$) w glinie bazalnej jest silnie uporządkowana ($S1=0,91$) i wykazuje dominujący kierunek z N-NNE na S-SSW. Pomiary strukturalne wykonane w obrębie skrzydeł omawianej antyformy wskazują, że maksymalne nachylenie spągu gliny nie przekracza 25–35°. Zrekonstruowana oś antyformy ma przebieg NNE-SSW



Ryc. 13. Jedna z czterech antyform widocznych w ścianie w Górsku (A). Wypełnienie tych struktur jest znacznie bardziej gruboklastyczne (B) niż innych osadów glacialfluwalnych widocznych w odsłonięciu. W części centralnej osady gruboklastyczne zazębiają się z drobnymi piaskami (C)

pod kątem około 2° . Zundulowana powierzchnia spągowa gliny jak i niżejległych ławic piasków masywnych i mułów masywnych tworzy niezgodność kątową z niżejległymi osadami glacialfluwalnych piasków i żwirów z głazami, warstwowanych horyzontalnie albo o strukturze masywnej. Miejscami taka niezgodność występuje również na kontakcie glin z ławicami glacialimnicznymi mułów i piasków mułowych.

Interpretacja

Na podstawie pomiarów strukturalnych można wskazać, że antyforma to struktura mająca postać wydłużonego wału. Orientacja formy i gładzików jest zgodna i wykazuje kierunek wypadkowy NNE-SSW. Taka orientacja gładzików, zgodna z ruchem lądolodu, może być inter-

pretowane jako wynik procesów typu *lodgement* (Krüger, 1979, 1994; Dreimanis, 1988; Hart, 1994) w warunkach silnych naprężeń ścinających (Benn i Evans, 1996) i plastycznej natury gliny (Larsen i Piotrowski, 2003). Orientacja głazików i antyform jest zgodna z przebiegiem pobliskiej rynny. Wypełnienie form (osady gruboklastyczne, zazębienie się osadów drobnych i żwirów o średnicy > 20 cm), orientacja wałów, zgodność zalegania gliny subglacialnej z górnymi mułami i piaskami masywnymi wskazują, że cztery antyformy z Górska są prawdopodobnie małymi (do 2,5 m wysokości) ozami subglacialnymi, stanowiącymi wypełnienie kanałów subglacialnych typu R. Kanały typu R świadczą o spadku ciśnienia wody i związanym z tym zwolnieniem ruchu lodu, co zgadza się ze stabilizacją lobu Sławy Śląskiej na linii maksymalnego zasięgu, oddalonej jedynie o ok. 5 km od Górska. Powstały prawdopodobnie po uformowaniu się rynien glacialnych i dużych sandrów na linii maksymalnego zasięgu, które wymagały dużej ilości i ciśnienia wód subglacialnych.

5. Stanowisko Hetmanice

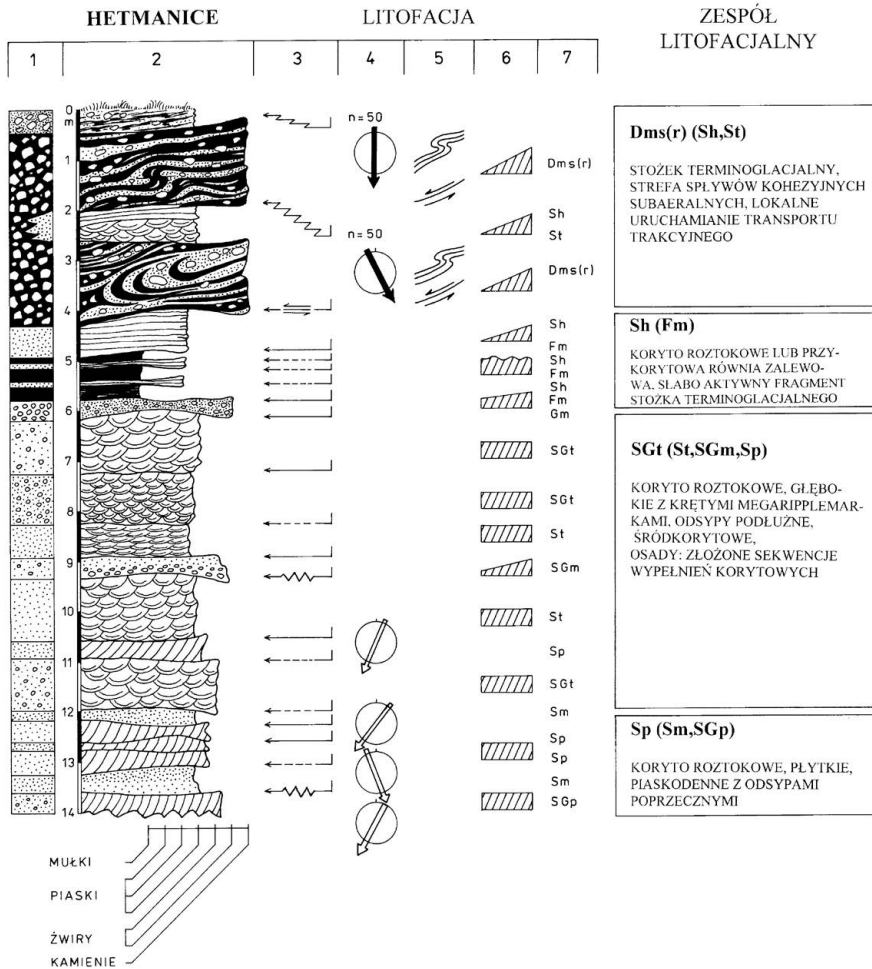
Opis

Zasięg lobu Sławy Śląskiej wyznacza wyraźnie zarysowana krawędź terenowa, którą można prześledzić na dystansie ponad 10 km. Wysokość względna tej krawędzi wynosi przeciętnie 10 m, ale niewielkie, łagodne nabrzmienia od strony przedpola powodują, że wysokość krawędzi lokalnie wzrasta do 18 m. Na przeważających odcinkach krawędź formuje jeden stopień terenowy, ale lokalnie przylegają do niej półki. Rzeźba przedpola krawędzi jest słabo urozmaicona. Teren opada łagodnie w kierunku południowym i wschodnim.

W rzeźbie zaplecza rysują się wyraźnie zarówno pagórki jak i zagłębienia bezodpływowe. W bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi, formy te występują sporadycznie, a deniwelacje w rzeźbie tylko lokalnie osiągają 10 m. W kierunku północo-zachodnim pagórki i zagłębienia bezodpływowe formują wyraźny ciąg o przebiegu równoległym do krawędzi, który stanowi fragment Pagórków Lgińskich. Wysokości względne w tej części obszaru badań osiągają 25 m. Znamioną cechą rzeźby zaplecza, ważną dla wniosków genetycznych, jest lineacja morfologiczna równoległa do krawędzi. Uwaga ta dotyczy zarówno form wklęsłych jak i wypukłych.

W krawędzi sandru można wyróżnić cztery zespoły litofacjalne (Ryc. 14). Pierwszy z nich (Sp/Sm,SGp), położony najniższej, cechuje się przewagą piasków grubych z domieszką żwirów warstwowanych przekątnie w średniej i małej skali (SGp). Pomiary biegów i upadów lamin w osadach warstwowanych przekątnie wskazują na odpływ wód w kierunku południowym, ze znacznymi odchyleniami na wschód i zachód. Poszczególne jednostki sedimentacyjne zachowują stałą miąższość na ścianach odsłonięcia, tj. na odcinkach 30–40 m. Tabularny układ warstw oraz bruki erozyjne pokryte osadami bezstrukturalnymi wskazują na erozję dna szerokiego koryta rzecznego w czasie wezbrania (żwir) i powezbraniowe, szybkie osadzanie materiału transportowanego w suspensji i trakcji (piasek). Ogólnie można scharakteryzować omawiany zespół litofacjalny jako reprezentujący płytkie, piaskodenne koryto roztokowe. Rzeka, która prowadziła wody korytami tego typu, była szeroka i płytka, średnioenergetyczna, o wyraźnej tendencji do agradacji.

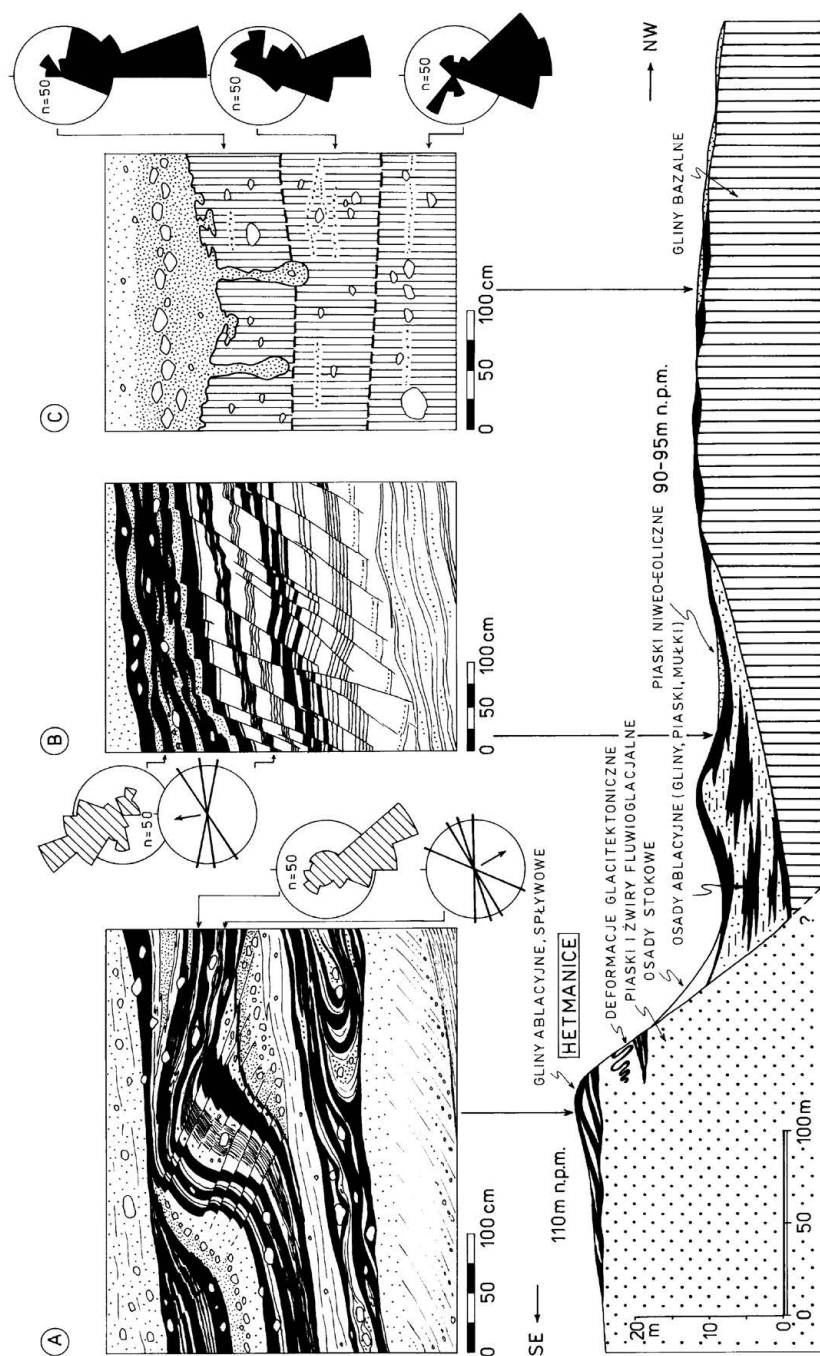
Osady zalegające wyżej w profilu, o przeciętnej miąższości 6 m, zawierają przede wszystkim piaski różnoziarniste, drobne żwiry warstwowane rynnowo w małej i średniej skali (SGt). Towarzyszą im jako litofacje akcesoryczne piaski i żwiry masywne (SGm, Gm), które tworzą wyklinowujące się przewarstwienia o miąższości do 30 cm. Piaski i żwiry połączone w jeden zespół litofacjalny (SGt/St, SGm, Sp) reprezentują odmienny, w stosunku do poprzednio opisanego, reżim rzeki. Struktury sedimentacyjne, a wśród nich przede wszystkim wypełnienia rynien erozyjnych,



Ryc. 14. Charakterystyka litofacjalna osadów w Hetmanicach. Diagramy rozetowe przedstawiają orientację gładzików i warstw (Kasprzak, 2003)

są charakterystyczne dla rzeki głębokiej, wysokoenergetycznej, z krętymi megariplemarkami na dnie. Rzeka tego typu mogła przejawiać tendencję do meandrowania, nawet mimo bliskości krawędzi lądolodu, a więc i znacznych wahań objętości przepływów wód roztopowych.

Kolejny, wyższy fragment profilu o miąższości około 2 m połączono w zespół litofacjalny, którego cechą wyróżniającą jest duży udział piasków średnioziarnistych, laminowanych horyzontalnie (Sh) i piasków drobnych masywnych (Fm). Ciągłość lateralna jednostek sedymentacyjnych nie jest duża i wynosi do kilkunastu metrów. Granice litofacji o różnym składzie mechanicznym i odmiennej strukturze są słabo zaznaczone. Osady pochodzące z dwóch odmiennych mechanizmów sedymentacji, prądowej i dekantacyjnej często zająbiają się. Wymienione cechy świadczą o depozycji, która zachodziła w rzece roztopkowej, ale o mniejszej energii niż to miało miejsce wcześniej, w okresie osadzania piasków leżących niżej w analizowanym profilu. Osady drobne były składane w najmniej aktywnych partiach systemu roztopki,



Ryc. 15. Osady skarpy sedimentacyjnej w Hetmanicach, A – glina spływowa w górnej części sandru; B – glina spływowa na pagórkach zapleczu; C – ciągły pokład gliny bazalnej pod warstwą piasków o małej miąższości. Diagramy rozetowe przedstawiają orientację gładzików i warstw (Kasprzak, 2003)

np. na przykorytowych równiach zalewowych lub na mniej aktywnych fragmentach, łagodnie nachylonego stożka glaciomarginalnego. Struktura masywna dużej części osadów pozwala przypuszczać, że najbardziej wydajna depozycja odbywała się w czynnych roztokach, w okresach powezbraniowych i była wymuszana gwałtownymi spadkami prędkości wody.

Najwyższą pozycję w profilu osadów sandru zajmują gliny spływowo. Zestawienie diagramów orientacji pochodzących z różnych warstw gliny (Ryc. 15) pokazuje, że klasty układają się w wachlarze charakterystyczne dla subaeralnych spływów grawitacyjnych. Zaobserwowano dwa typy kontaktów osadów piaszczystych z glinami. Pierwszym z nich jest zażębienie, co wskazuje na synchroniczność procesów depozycyjnych, a drugim jest kontakt typu ścięciowego związany z procesami ścinania zachodzącymi w spągowych partiach gliniastych lobówspływowych.

Osady fluwioglacjalne, które występują na całej długości krawędzi sedymentacyjnej sandru lobu Sławy Śląskiej są mocno zróżnicowane i na długich jej odcinkach nie są przykryte glinami spływowymi.

Interpretacja

Na podstawie przedstawionych obserwacji można zinterpretować cały zespół osadów jako fragment stożka terminoglacjalnego, wytworzonego w wyniku grawitacyjnego spływania materiału morenowego z czoła lądolodu. Kierunki spływu były zróżnicowane, ale każdorazowo spływanie następowało z sektora północnego, tj. od strony czoła lądolodu. Profil z Hetmanic przedstawia proksymalną część sandru. Całkowita miąższość sandru w strefie proksymalnej wynosi około 15 m. Zamieranie procesów sedymentacji sandru zapisane jest w stropowych partiach przez piaski i mułki warstwowane horyzontalnie, zinterpretowane wcześniej jako sedymenty niskoenergetycznych rzek roztokowych ze sporadycznie pojawiającą się depozycją na przykorytowych równiach zalewowych. Interpretacja tych osadów może być powiązana z rzeźbą w proksymalnych częściach sandru, którą charakteryzuje obecność licznych, płaskich nabrzmiń zanikających w kierunku dystalnym. Tego rodzaju relacja osad/forma pozwala przypuszczać, że strumienie wód roztopowych funkcjonowały w obrębie glaciomarginalnych stożków sandrowych zachodzących wzajemnie na siebie. Sedymentację na stożku cechuje zmienność natężenia procesów, polegająca na okresowym uaktywnianiu poszczególnych jego fragmentów. Jest to najprawdopodobniej główna przyczyna cyklicznego występowania struktur sedymentacyjnych zaobserwowanych w drobnych piaskach i mułkach w górnych częściach sandru (Fm/Sh). Wierzchnią pokrywę serii sandrowej stanowią gliny spływowo (Kasprzak i Kozarski, 1989, 1991). W trakcie analizy strefy krawędziowej lobu Sławy Śląskiej wielokrotnie znajdowano osady tego rodzaju choć nie tworzyły one tak dobrze wykształconych pokryw jak w Hetmanicach.

Powstanie skarpy sedymentacyjnej w Hetmanicach należy przypisać okresowi równowagi dynamicznej czoła lądolodu. Trudno zdecydować jednoznacznie, czy proces spływania materiału morenowego był tylko końcowym epizodem depozycyjnym, czy też zachodził w sposób ciągły, przez cały okres nadbudowywania sandru, a jedynie zmniejszająca się zdolność transportowa i zanikająca działalność wód roztopowych umożliwiała fosylizację osadów gliniastych. Istnieje jednak jeszcze jedna możliwość wyjaśnienia sekwencji, w której piaski i żwiry fluwioglacjalne przykryte są gliną spływową. Intensywność wydzielania materiału na czole lądolodu pozostaje w ścisłym związku z jego koncentracją w lodzie. Ta zaś jest największa w dolnych warstwach lodu, które wytapiają się najpóźniej, ale ich nacięcie i włączenie w system ablacji, może doprowadzić do zdecydowanej, jakościowej zmiany sedymentacji w końcowej fazie zaniku lądolodu.

Podziękowania

Projekt częściowo finansowany był z grantu 2015/17/D/ST10/01975.

Literatura

- Astakhov, V.I., Kaplyanskaya, F.A., Tarnogradsky, V.D., 1996. Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 165–191.
- Atkins, C.B., Barrett, P., Hicock, S., 2002. Cold glaciers erode and deposit, Evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology*, 30, 659–662.
- Augustowski, B., 1956. Spostrzeżenia ze strefy kontaktowej zlodowacenia bałtyckiego i środkowopolskiego w okolicy Wschowy. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 3, 113–123.
- Augustowski, B., 1961. Zarys geomorfologii Międzyrzecza Odrzańsko-Obrzańskiego. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 3, PTPN, Poznań, 1–84.
- Bartkowski, T., 1967. O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 3, PTPN, Poznań, 1–50.
- Behr, J., Tietze, O., 1913. Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Provinz Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. *Jb. d. Konigl. Preuss. Geol. Landesanstalt*, 32, 60–75.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 1996. The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. *Quaternary Science Reviews*, 15, 23–52.
- Bennett, M.R., 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet, their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*, 61, 309–339.
- Boulton, G., Jones, A., 1979. Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology*, 24, 29–43.
- Boulton, G.S., Dongelmans, P., Punkari, M., Broadgate, M., 2001. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle, the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews*, 20, 591–626.
- Cepek, A.G., 1965. Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. *Geologie*, 14, 617–642.
- Clarke, G.K.C., 1987. Fast glacier flow, ice streams, surging and tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research* 92(B9), 8835–8841.
- Clayton, L., Teller, J.T. and Attig, J.W., 1985. Surging of the southwestern part of the Laurentide ice-sheet. *Boreas*, 14, 235–241.
- Cotton, C.A., 1950. Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America Bulletin*, 61, 717–757.
- Deczkowski, Z., Gajewska, I., 1980. Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 28, 151–156.
- Dreimanis, A., 1988. Tills, Their genetic terminology and classification. [w:] Goldthwait, R.P., Matsch, C.L. (red.) *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Balkema, A.A., Rotterdam, 17–83.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York.
- Gizler, H., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Sława (577), Warszawa.
- Hardt, J., Norden, B., Bauer, K., Toelle, O., Tranbach, J., 2021. Surface cracks – geomorphological indicators for late Quaternary halotectonic movements in Northern Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46, 2963–2983.
- Hart, J.K., 1994. Till fabric associated with deformable beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 15–32.
- Huddart, D., Hambrey, M.J., 1996. Sedimentary and tectonic development of a high-arctic, thrust-moraine complex, Comfortlessbreen, Svalbard. *Boreas*, 25, 227–243.
- Jarosiński, M., Poprawa, P., Ziegler, P., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly*, 53, 3–26.
- Jodłowski, J., 1996. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Święcichowa (578). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Karasiewicz, T., Hrynowiecka, A., Weckwerth, P., Tobojko, L., Pawłowski, D., Wysota, W., Krawiec, A., Dąbrowski, M., 2024. Origin and post-glacial evolution of surface cracks, A case study from the area of the Last Glaciation, north-eastern Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 49, 525–548.
- Kasprzak, L., 1997. Main lithofacial complexes of the Sława Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland). *Quaternary Studies in Poland*, 14, 17–39.
- Kasprzak, L., 2003. Model sedimentacji łądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Kasprzak, L., Kozarski, S., 1984. Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Geografia*, 29, 1–54.
- Kasprzak, L., Kozarski, S., 1989. Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheet positions, west-central Poland. *Quaestiones Geographicae, Special Issue*, 2, 69–81.
- Kasprzak, L., Kozarski, S., 1991. Stosunek rzeźby strefy marginalnej fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia do podłoża previstuliańskiego w południowo-zachodniej Wielkopolsce. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 42, 85–101.
- Kasprzak, L., Kozarski, S., 1992. Vistulian ice-marginal formation and ice-front dynamics in west central Poland, a concluding retrospection. [w:] Böse, M., Kasprzak, L., Kozarski, S. (red.), *Last Ice Sheet Dynamics and Deglaciation in the North European Plain. International Symposium, Poznań/Berlin, Excursion guide*, 16–21.
- Kozarski, S., 1986. Time scales and the rhythm of Vistulian geomorphic events in the Polish Lowland. *Czasopismo Geograficzne*, 57, 247–270.
- Kotański, Z. (red.), 1997. *Atlas Geologiczny Polski, Mapy Ścięcia Poziomego 1:750 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, Wydawnictwo Kartograficzne, PAE, Warszawa.
- Kozarski, S., 1995. Deglaciation of Northwestern Poland, environmental conditions and geosystem transformation (~20 ka – 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna, IGiPZ PAN*, 1.
- Kozarski, S., Kasprzak, L., 1987a. Facies analysis nad depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland. [w:] Gardiner, V. (red.), *International Geomorphology 1986, part II*, John Wiley and Sons, 693–710.
- Kozarski, S., Kasprzak, L., 1987b. Sedymentologiczne i geomorfologiczne podstawy analizy maksymalnego zasięgu ostatniego łądolodu w Wielkopolsce. CPBP 03.13 „Ewolucja środowiska geograficznego Polski”. *Sprawozdanie za rok 1987*.
- Krężsek, C., Adam, J., Grujic, D., 2007. Mechanics of fault and expulsion rollover systems developed on passive margins detached on salt, insights from analogue modelling and optical strain monitoring. *Geological Society of London, Special Publication*, 292, 103–121.
- Krüger, J., 1979. Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas*, 8, 323–340.
- Krüger, J., 1994. Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Mýrdalsjökull, Iceland. *Folia Geographica Danica*, 21, 1–233.
- Krygowski, B., 1956. Z badań granulometrycznych nad utworami plejstoceniowymi w Polsce zachodniej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 71.
- Krygowski, B., 1961. *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, Geomorfologia*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Krygowski, B., 1967. Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. [w:] Galon, R., Dylak, J. (red.), *Czwartorzęd Polski*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa. PWN, Warszawa, 167–205.
- Krygowski, B., 1972. Nizina Wielkopolska, *Geomorfologia Polski*, 186–223.
- Krygowski, B., 1975. Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 27, 89–156.
- Krzyszczkowski, D., Gizler, H., Jodłowski, J., Dobosz, T., 1999. Quaternary geology and geomorphology in the zone of the maximum extent of the Weichselian ice sheet between Sława Śląska and Świeciechowa, Western Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 16, 47–66.

- Larsen, N.K., Piotrowski, J.A., 2003. Fabric pattern in a basal till succession and its significance for reconstructing subglacial processes. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 725–734.
- Larsen, N.K., Piotrowski, J.A., Christiansen, F., 2006. Microstructures and microshears as proxy for strain in subglacial diamicts, Implications for basal till formation. *Geology*, 34, 889–892.
- Lian, O.B., Hicock, S.R., 2000. Thermal conditions beneath parts of the last Cordilleran Ice Sheet near its centre as inferred from subglacial till, associated sediments, and bedrock. *Quaternary International*, 68, 147–162.
- Liszkowski, J., 1987. Zonal arrangement of thermal regimes of Pleistocene ice sheets as indicated by field data from Poland. *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling. Proceedings of the Vancouver Symposium*, 121–130.
- Marczinek, S., Piotrowski, J.A., 2006. Groundwater flow under the margin of the last Scandinavian ice sheet around the Eckernförde Bay, northwest Germany. [w:] Knight, P.G. (red.), *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell, Oxford, 60–62.
- Marks, L., 2012. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44, 81–88.
- Michalska, E., 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Zbąszyń (503). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mojski, J.E., 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pattyn, F., 2010. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model. *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 451–461.
- Pazdur, M., Stankowski, W., Tobolski, K., 1980. Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina (doniesienie wstępne). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Ser. A*, 23, 79–88.
- Piotrowski, J.A., Mickelson, D.M., Tulaczyk, S., Krzyszkowski, D., Junge, F.W., 2001. Were deforming subglacial beds beneath past ice sheets really widespread? *Quaternary International*, 86, 139–150.
- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Menzies, J., Wysota, W., 2006. Formation of subglacial till under transient bed conditions, deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53, 83–106.
- Przybylski, B., 2008. Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, 37, 286–296.
- Punkari, M., 1997. Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 16, 741–753.
- Rotnicki, K., Borówka, R., 1989. Osady górnego plenivistulianu w dolinie dolnej Prosnny pod Macewem a wiek maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia podczas fazy leszczyńskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią A*, 40, 5–20.
- Rowan, M.G., Peel, F.J., Vendeville, B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. [w:] McClay, K.R. (red.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. AAPG Memoir, 82, 157–182.
- Schultz-Ela, D.D., Walsh, P., 2002. Modelling of grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, 24, 247–275.
- Stankowska, A., Stankowski, W., 1988. Maximum extent of the Vistulian ice sheet in the vicinity of Konin, Poland, a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. *Geographia Polonica*, 55, 141–150.
- Stankowska, A., Stankowski, W., 1991. Morfo-, lito- i chronostratygrafia vistulianu we wschodniej Wielkopolsce. [w:] Kostrzewski, A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Geografia. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 563–571.
- Stankowski, W., 2000. The geological, paleobotanical and radiometric dating of Quaternary sediments in the region of Konin (eastern Great Poland Lowland). *Geologos*, 5, 175–188.

- Stokes, C.R., Clark, C.D., 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1437–1457.
- Szałajdewicz, J., 1992. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Konotop (576). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szałajdewicz, J., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bytom Odrzański (613). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szałajdewicz, J., 1995. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Konotop (576). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Żuman, I., Ewertowski, M., Kasprzak, L., 2013. Thermo-mechanical facies representative of fast and slow flowing ice sheets, the Weichselian ice sheet, a central west Poland case study. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124, 818–833.
- Żuman, I., Kalita, J.Z., Ewertowski, M.W., Clark, C.D., Livingstone, S.J., 2021a. Dynamics of the last Scandinavian Ice Sheet's southernmost sector revealed by the pattern of ice streams, *Boreas*, 50, 764–780.
- Żuman, I., Kalita, J.Z., Ewertowski, M.W., Clark, C.D., Livingstone, S.J., Kasprzak, L., 2021b. GIS dataset, geomorphological record of terrestrial-terminating ice streams, southern sector of the Baltic Ice Stream Complex, last Scandinavian Ice Sheet, Poland, *Earth System Science Data*, 13, 4635–4651.
- Tobolski, K., Mojski, J., 1979a. Biostratigraphy of the Late Pleistocene (Neo-Pleistocene) in the Konin neighbourhood. [w:] Mojski, J.E. (red.) *Vistulian stratigraphy, Symposium. Guide-book of excursion*. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne, 4.6–4.9.
- Tobolski, K., Mojski, J., 1979b. Fossil flora in the Maliniec site. [w:] Mojski, J.E. (red.) *Vistulian stratigraphy, Symposium. Guide-book of excursion*. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne, 4.3–4.5.
- Tylmann, K., Rinterknecht, V.R., Woźniak, P.P., Bournès, D., Schimmelpfennig, I., Guillou, V., Team, A. 2019. The Local Last Glacial Maximum of the southern Scandinavian Ice Sheet front, Cosmogenic nuclide dating of erratics in northern Poland. *Quaternary Science Reviews*, 219, 36–46.
- Widera, M., 2021. *Geologia polskich złóż węgla brunatnego*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Woldstedt, P., 1925. Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 172–184.
- Zieliński, T., 2007. Podglinowe osady glacialfluwalne Pojezierza Sławskiego (stanowisko Kaszczor). [w:] Kasprzak, L. (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski*, Poznań, 71–78.

IV Polski Kongres Geologiczny



Poznań, 10–14 czerwca 2024 r.

