



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**  
**PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

**Robert J. SOKOŁOWSKI, Elżbieta MASZLOCH,**  
**Piotr MACIASZEK, Leszek JURYS**

**OBJAŚNIENIA**  
**DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**  
**POLSKI**  
**1 : 50 000**

**Arkusz ŁABISZYN (358)**

**AKTUALIZACJA**

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łabiszyn  
M. Uniejewskiej i M. Noska (1992)



**Ministerstwo**  
**Klimatu i Środowiska**



Sfinansowano ze środków  
**NARODOWEGO FUNDUSZU**  
**OCHRONY ŚRODOWISKA**  
**i GOSPODARKI WODNEJ**

WARSZAWA 2023

Opracowali: Robert J. SOKOŁOWSKI<sup>1</sup>, Elżbieta MASZLOCH<sup>1</sup>,  
Piotr MACIASZEK<sup>1</sup>, Leszek JURYS<sup>1</sup> – 2022  
z wykorzystaniem  
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łabiszyn  
M. Uniejewskiej i M. Noska (1992)

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza  
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI  
Koordynator regionu Pomorze wschodnie, Warmia i Mazury: Leszek ZALESZKIEWICZ

Redakcja merytoryczna: Elżbieta GRUSZCZYŃSKA

ISBN 978-83-68112-07-8

PIG-PIB, Warszawa 2023  
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa  
tel. (+48) 22 45 92 000  
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

|  |    |
|--|----|
| I. Wstęp .....                                   | 5  |
| II. Ukształtowanie powierzchni terenu .....      | 7  |
| III. Budowa geologiczna .....                    | 15 |
| A. Stratygrafia .....                            | 15 |
| 1. Jura .....                                    | 15 |
| a. Jura dolna .....                              | 16 |
| b. Jura środkowa .....                           | 17 |
| c. Jura górna .....                              | 18 |
| 2. Kreda .....                                   | 19 |
| a. Kreda dolna .....                             | 19 |
| b. Kreda górna .....                             | 19 |
| 3. Paleogen .....                                | 19 |
| a. Oligocen .....                                | 19 |
| 4. Neogen .....                                  | 20 |
| a. Miocen .....                                  | 21 |
| Miocen dolny .....                               | 21 |
| Miocen środkowy–górnny .....                     | 21 |
| 5. Czwartorzęd .....                             | 22 |
| a. Plejstocen .....                              | 23 |
| Zlodowacenia środkowopolskie .....               | 23 |
| Zlodowacenie Odry .....                          | 23 |
| Zlodowacenie Warty .....                         | 24 |
| Zlodowacenia północnopolskie .....               | 25 |
| Zlodowacenie Wisły .....                         | 25 |
| Stadiał środkowy .....                           | 26 |
| Stadiał górny .....                              | 26 |
| b. Czwartorzęd nierozdzielony .....              | 30 |
| c. Holocen .....                                 | 31 |
| B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu ..... | 32 |
| C. Rozwój budowy geologicznej .....              | 37 |
| IV. Podsumowanie .....                           | 46 |
| Literatura .....                                 | 47 |

## **SPIS TABLIC**

- Tablica I – Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000
- Tablica II – Litologia osadów plejstocenu w wybranych odsłonięciach:
- Tablica III – Profil osadów jury w strukturze Zalesia
- Tablica IV – Kamieniołom Wapienno
- Tablica V – Przekrój geologiczny C–D
- Tablica VI – Uproszczony szkic miąższości osadów czwartorzędu
- Tablica VII – Profil stanowiska Obielewo
- Tablica VIII – Osady plejstocenu w kamieniołomie Wapienno
- Tablica IX – Osady plejstocenu w stanowisku Smolniki
- Tablica X – Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

## I. WSTĘP

Obszar arkusza Łabiszyn Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) położony jest w północnej części Pojezierza Gnieźnieńskiego i doliny Noteci i ograniczony jest współrzędnymi geograficznymi: 17°45'–18°00' długości geograficznej wschodniej i 52°50'–53°00' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia obszaru arkusza wynosi 310 km<sup>2</sup>.

Administracyjny teren arkusza leży w województwie kujawsko-pomorskim, powiatach: żnińskim (przeważająca część obszaru – gminy miejsko-wiejskie: Barcin, Łabiszyn i Żnin), mogileńskim (północny fragment gminy wiejskiej Dąbrowa), inowrocławskim (zachodnia część gminy miejsko-wiejskiej Złotniki Kujawskie) i nakielskim (gmina miejsko-wiejska Szubin).

Wersja pierwsza arkusza Łabiszyn wraz z tekstem objaśniającym i załącznikami została wykonana w Państwowym Instytucie Geologicznym w latach 1988–1992 przez M. Uniejewską i M. Noska na zlecenie Centralnego Urzędu Geologii. Prace geologiczno-zdjęciowe oraz prace wiertnicze prowadzono w latach 1984–1986.

W ramach pierwotnych prac kartograficznych wykonano 1185 punktów dokumentacyjnych, w tym 964 sond ręcznych do głębokości 4,5 m o łącznym metrażu 3695,7 m (średnia głębokość sondy 3,7 m), 200 sond mechanicznych do głębokości 10,0 m o metrażu 1979,5 m oraz opisano i skartowano 21 odsłoneń. Trzy odsłoneń (w Barcinie, Młodocinie oraz Górze nad Jeziorem Żnińskim Dużym) były przedmiotem szczegółowych badań litologiczno-petrograficznych. Badania te wykonano w Laboratorium Przedsiębiorstwa Geologicznego w Warszawie (Pruszek, 1987). Przeanalizowano 260 profili archiwalnych otworów wiertniczych studziennych, surowcowych, badawczych i geologiczno-inżynierskich. Zebrano dane z dokumentacji złożowych oraz dokumentacji torfowych. Arkusz Łabiszyn został opracowany na podstawie profili 1185 punktów dokumentacyjnych (nie wliczając sond i wierceń torfowych) – średnio 3,8 punktu na 1 km<sup>2</sup> badanego terenu. Do sporządzenia mapy wraz z objaśnieniami wykorzystano wszystkie ówczesnie dostępne dokumentacje surowcowe i złożowe, w tym dokumentacje złożowe i opracowania złoża wapieni i margli jury górnej Barcin–Piechcin–Pakość (Matyja i in., 1985) oraz dokumentacje surowcowe węgla brunatnego

(Sylwestrzak, 1966; Różycki, 1971). W celu opracowania arkusza wykorzystano również materiały kartograficzne Makowskiego (1936), Kozarskiego (1962), Rosy (1964), Uniejewskiej, Włodka (1978) oraz Uniejewskiej i innych (1978, 1979). Na obszarze arkusza Łabiszyn nie wykonano żadnego otworu kartograficznego.

Aktualizacja arkusza była prowadzona w latach 2020–2021 r. przez pracowników Oddziału Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego: dr. Roberta J. Sokołowskiego, mgr Elżbietę Maszloch, mgr. Piotra Maciaszka oraz mgr. inż. Leszka Jurysa. Podstawą merytoryczną aktualizacji arkusza Łabiszyn (358) była Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 z 2004 r., Metodyka opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, wydanie II poprawione i uzupełnione z 2017 r. pod redakcją W. Morawskiego oraz ustalona wewnątrz w PIG-PIB Planowa procedura działania. Prace terenowe o charakterze weryfikacyjnym były prowadzone w 2020 r. W ramach tych prac opisano 116 punktów dokumentacyjnych (odsłonięcia naturalne i sztuczne, wkopy pod fundamenty, inwestycje liniowe itd.). Szczegółowo opracowano odsłonięcia w kopalni w Wapiennie oraz piaskowni w Obielewie, Łabiszynie, Załachowie i Smolnikach. Z profili Obielewo i Smolniki pobrano 15 próbek osadów piaszczystych do badań wieku metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) wykonanych w laboratorium Lumidatis w Toruniu. Z odsłonięcia w kopalni Wapienno pobrano 15 próbek z osadów mułkowych w celu wykonania ekspertyzy palinologicznej przez dr hab. Annę Hrynowiecką. Temat nie przewidywał wykonania jakichkolwiek robót geologicznych (sond ręcznych i mechanicznych oraz wierceń). W ramach prac studialnych zebrano wszystkie dostępne archiwalne profile otworów wiertniczych z obszaru arkusza oraz literaturę naukową zawierającą treści istotne do poznania budowy geologicznej regionu.

W efekcie aktualizacji arkusza Łabiszyn wprowadzono szereg zmian w ogólnym zarysie budowy geologicznej osadów czwartorzędowych i ich podłoża. Szkic geomorfologiczny wykonano na podstawie numerycznego modelu terenu (NMT), reinterpretację danych geologicznych oraz nowe publikacje naukowe dotyczące obszaru badań.

W odniesieniu do powierzchniowej budowy geologicznej wykorzystano informację geologiczną zgromadzoną w bazach danych PIG-PIB: bazie danych SMGP, Banku HYDRO, Centralnej Bazie Danych Geologicznych (podsystem CBDG Otwory wiertnicze) oraz bazie danych MIDAS.

Specyfiką arkusza Łabiszyn jest duża liczba udokumentowanych złóż surowców mineralnych. Łącznie wykorzystano 40 opracowań złożowych i surowcowych oraz 15 dokumentacji hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Większość tych dokumentacji powstała już po ukończeniu pierwszej wersji arkusza Łabiszyn. Ze wszystkich źródeł zebrano łącznie 621 otworów archiwalnych.

Spośród tej liczby w 268 otworach przewiercono osady czwartorzędu. Łącznie z dokumentacją sporządzoną na potrzeby pierwszej wersji arkusza wykorzystano 1922 punkty dokumentacyjne, czyli 6,2 punktu na 1 km<sup>2</sup>.

Wszystkie publikacje i opracowania archiwalne dotyczące obszaru i poruszanej problematyki wykorzystane do aktualizacji arkusza Łabiszyn zawarte są w spisie literatury.

Arkusze Łabiszyn jest pierwszym arkuszem zrealizowanym w ramach aktualizacji na obszarze pomiędzy Bydgoszczą a Inowrocławiem. W jego sąsiedztwie do aktualizacji przeznaczone są arkusze Gąsawa (398) i Pakość (399). Na zachód od obszaru arkusza Łabiszyn położony jest arkusz Żnin (357) (Włodek, 2004a, b), na wschód – arkusz Złotniki Kujawskie (359) (Wrotek, 1993a, b), na północ – arkusz Bydgoszcz Zachód (318) (Butrymowicz, Włodek, 2012, 2013). W czasie dzielącym opublikowanie pierwszej wersji arkusza Łabiszyn i przeprowadzenie aktualizacji pojawiło się wiele nowych materiałów geologicznych, stąd też arkusz został w wielu aspektach zmieniony. Zmiany te dotyczą zarówno podłoża podkenozoicznego (w szczególności jego obrazu tektonicznego), jak też osadów czwartorzędowych. Dlatego mapa geologiczna i objaśnienia do niej stanowią nowe opracowanie.

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Łabiszyn leży w obrębie prowincji Niż Środkowoeuropejski; podprowincji Pojezierza Południowobałtyckie; makroregionów: Pojezierza Wielkopolskie i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka oraz mezoregionów: Pojezierze Gnieźnieńskie, Równina Inowrocławska i Kotlina Toruńska (Kondracki, 2023). Główną część obszaru stanowi Pojezierze Gnieźnieńskie, do którego należą Jezioro Wolickie i północna część Jeziora Kierzkowskiego, które znajdują się w subglacjalnej rynnie kontynuującej się na południe poza granicę obszaru arkusza. W północno-zachodniej części zaznacza się północna część rynny żnińskiej, zajętej przez Jezioro Gąbińskie i fragment Jeziora Wąsoskiego. Główną część Pojezierza Gnieźnieńskiego tworzy wysoczyzna morenowa płaska, miejscami falista (Równina Żnińska), urozmaicona zagłębieniami bezodpływowymi i formami akumulacji szczelinowej. Od Równiny Inowrocławskiej Pojezierze Gnieźnieńskie oddzielone jest doliną Noteci. Noteć przepływa m.in. przez Jezioro Sadłogoskie (wschodni skraj obszaru arkusza) i Jezioro Wolickie, gdzie zmienia kierunek z równoleżnikowego na południkowy. Dolina Noteci jest formą złożoną z odcinków rynien subglacjalnych, częściowo przekształconych przez wody rzeczne. Poniżej Łabiszyna Noteć płynie już w obrębie Kotliny Toruńskiej. Równina Inowrocławska jest wysoczyzną morenową rozciętą długimi i wąskimi rynnami subglacjalnymi oraz urozmaicona jest pagórkami akumulacji szczelinowej oraz morenami czołowymi spiętrzonymi (tzw. moreny łabiszyńskie)

w północnej części obszaru. W części północnej znajduje się południowo-zachodni fragment Kotliny Toruńskiej należącej do Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, z zespołem tarasów pradolinnych i powstałymi na ich powierzchni zespołami wydm.

Deniwelacje terenu w obrębie arkusza Łabiszyn przekraczają 80 m. Najniżej położony punkt terenu – około 69 m n.p.m. znajduje się w północnej części obszaru, w dolinie Noteci. Najwyższym wzniesieniem są Jabłowskie Góry leżące w części centralnej – około 152 m n.p.m.

**Formy lodowcowe.** Wysoczyzna morenowa płaska o wysokości względnej zwykle do 2 m i nachyleniu do 2°, zbudowana jest głównie z najmłodszych glin zwałowych oraz piasków i żwirów lodowcowych. Obejmuje ona południowo-zachodnią (rejon Żnina, Murczyna, Wawrzynków), południową (Wójcin, Szczepanowo, Krotoszyn) i wschodnią (rejon Barcin-Wieś, Mamlicz, Kania) część obszaru. Izolowane płyty występują w części zachodniej, wyspa morenowa – w północno-wschodniej części obszaru (rejon Nowego Dąbia) (tabl. I). W części południowej wysoczyzna morenowa płaska osiąga wysokość około 98–110 m n.p.m., w części centralnej i wschodniej – około 80–95 m n.p.m., a w rejonie wyspy Nowego Dąbia – około 80–87 m n.p.m.

Wysoczyzna morenowa falista występuje płatami wśród wysoczyzny morenowej płaskiej. Są to główne obszary, gdzie gliny bazalne ostatniego zlodowacenia przykryte są piaskami i żwirami lodowcowymi, które tworzą lokalne kulminacje o wysokości do 5 m. Jest to głównie rejon południowy (Murczyn, Januszkowo, Szczepanowo) i zachodni (Jabłówko, Chomętowo). Wysokości są zbliżone do tych z wysoczyzny morenowej płaskiej, czyli od 90 do 110 m n.p.m.

Z różnego typu formami akumulacji szczelinowej oraz z pokrywami piasków i żwirów lodowcowych (tabl. IIC) współwystępują zespoły pagórków zbudowanych z silnie zróżnicowanego materiału morenowego (diamiktony i żwiry diamiktonowe, żwiry masywne, piaski i mułki) i glacialimniczno o deniwelacjach rzędu kilku metrów. W osadach występują niekiedy deformacje, głównie w postaci uskoków zrzutowych o amplitudzie rzędu kilkudziesięciu centymetrów, drobnych fałdów spływowych czy struktur pogrążowych. Przeważnie jednak pakiety osadów są nachylone pod kątem kilku stopni w różnych kierunkach.

W północno-wschodniej części obszaru arkusza Łabiszyn występują moreny czołowe spiętrzone – tzw. moreny łabiszyńskie (Liberacki, 1958; Rosa, 1964). Tworzą one dwa wyraźne wały rozciągające się pomiędzy Łabiszynom na zachodzie oraz Smogorzewem i Jeżewem na wschodzie. Formy te kontynuują się ku wschodowi już poza obszarem arkusza Łabiszyn. Ich osie ułożone są niemal równoleżnikowo – WNW–ESE. Osiągają one wysokość około 110 m n.p.m. przy względnej różnicy wysokości od 10 do 20 m w rejonie Smogorzewa. Ich budowa wewnętrzna jest widoczna w odsłonięciach czynnych i nieczynnych żwirowni w rejonie Smogorzewa i Jeżewa.

Według Weckwertha (2007b) są to formy powstałe po fazie leszczyńskiej zlodowacenia Wisły w wyniku odkłucia, nasunięcia, a następnie przesunięcia i przykrycia glinami lodowcowymi i osadami wodnolodowcowymi wcześniej zdeformowanych utworów. Struktury łuskowo-fałdowe tworzą gliny (przypuszczalnie fazy leszczyńskiej), żwiry diamiktonowe oraz piaski i mułki wodnolodowcowe (tabl. IIA). Struktury te w początkowej fazie powstawały w wyniku nacisku w strefie czołowej lądolodu z północnego zachodu, a następnie uległy reorientacji podczas ruchu lądolodu z północnego wschodu na południowy zachód. Subhoryzontalnym strukturom ścięciowym towarzyszą struktury fałdowe oraz subwertykalne uskoki normalne będące efektem statycznego nacisku lądolodu (tabl. IIB).

Kręte lineacje glacialne zostały wyróżnione w obrębie rozszerzeń rynny glacialnej jezior Kierzkowskiego i Ostrowieckiego na południowy zachód od Barcina. Są to formy o genezie erozyjnej, powstałe w wyniku przepływów wirowych wód subglacialnych pod dużym ciśnieniem. Są to kręte wały o wysokości względnej dochodzącej do około 6–8 m, szerokości od 40 do 150 m i długości grzbietów dochodzącej do 1,7 km. Formy te występują powyżej właściwej rynny zajmowanej przez jeziora, tworząc miejscami dwa poziomy. Przykryte są przez różnego typu osady o genezie glacialnej, głównie gliny lodowcowe fazy poznańskiej oraz piaski i żwiry wypełnień form subglacialnych.

**Formy wodnolodowcowe.** Równiny sandrowe występują zwartym pasem w środkowo-północnej części obszaru. Otaczają starsze formy glacialne – fragmenty wysoczyzny morenowej i formy akumulacji szczelinowej. Równiny sandrowe zbudowane są z piasków i żwirów średnio- i słabo wysortowanych o warstwowaniu przekątnym rynnowym (tabl. IID) z kierunkami odpływu ku północnemu zachodowi. W obrębie pokrywy sandrowej można wyróżnić trzy poziomy: wyższy z powierzchnią na wysokości około 90–95 m n.p.m., średni położony na wysokości około 85–87 m n.p.m. i niższy położony na wysokości około 81–82 m n.p.m. (Weckwerth, 2007a, b). Pokrywa sandrowa na wschód od doliny Noteci ma zmienną miąższość – od 2 do 5 m oraz jest wyraźnie pofalowana. W części zachodniej miąższość wzrasta i osiąga miejscami 10–12 m w rejonie Załachowa i Łabiszyna. Osady wodnolodowcowe widoczne są tam w wielu żwirowniach. Ich kontakt z osadami podłoża jest erozyjny, podkreślony brukiem z głazami o średnicy przekraczającej 1 m. W stropie tych osadów występują pseudomorfozy po klinach lodowych i bruk deflacyjny (tabl. IID). Przykryte są też miejscami przez pokrywy eoliczne o miąższości do 1 m oraz wydmy.

Formy akumulacji szczelinowej tworzące się w strefie stagnacji i rozpadu arealnego lodu występują powszechnie na obszarze arkusza Łabiszyn. Są to zarówno stosunkowo nieduże formy o średnicy 100–200 m i wysokościach względnych nie przekraczających 10 m, jak też formy znacznie większe. Zbudowane są one głównie z piasków drobnoziarnistych i mułków o horyzontalnym

warstwowaniu z pojedynczymi dropstonami. Obocznie występują piaski gruboziarniste i żwiry. W osadach tych jedynymi zaburzeniami są drobne uskoki zrzutowe oraz rzadko występujące struktury spływowe (tabl. IIE). Przeważnie formy te otoczone są przez pagórki w obrębie wysoczyzny. Największe formy akumulacji szczelinowej tworzą najwyższe wzniesienia na obszarze – Góry Jabłowskie (około 152 m n.p.m.), wzniesienia na południe od wsi Jabłówko (około 122 m n.p.m.), na południowy zachód od Gąbina (około 119 m n.p.m.), wzgórze nadbudowane przez wydmy na północ od wsi Kłotyldowo, wzniesienie na północny zachód od wsi Będzitowo czy też niewielkie wzgórza na północ od Barcina. Formy te powstawały podczas deglacjacji po nasunięciu lądolodu fazy poznańskiej (Bartkowski, 1969).

Tarasy pradolinne. W północnej części obszaru znajduje się brzeżna część Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, w obrębie której wydzielono łącznie 11 poziomów tarasowych (Weckwerth, 2010 i prace tam cytowane). W obrębie obszaru arkusza występuje taras X (Galon, 1968; Weckwerth, 2010) oraz taras IX. Tarasy te nachylone są nieznacznie w kierunku osi pradoliny. Strefa graniczna pomiędzy nimi jest zatarta przez procesy eoliczne. Taras X (tabl. I: wyższy I – 2,0–3,0 m n.p. rzeki) powstawał u schyłku procesu odpływu wód roztopowych lądolodu ku zachodowi. Jego powierzchnia położona jest na wysokości około 75–76 m n.p.m. Występuje on w postaci płatu na zachód od wyspy morenowej Nowego Dąbia. Na tym tarasie rozwinięte są pokrywy eoliczne i zespół wydym dalej ku zachodowi obszaru. Przypuszczalnie osady tego tarasu odsłaniają się w piaskowni Smolniki II w górnej części profilu. Wyższa część (jednostka U2) zbudowana jest z piasków pyłowatych z licznymi strukturami spływowymi i pogrązowymi, świadczącymi o intensywnej i szybkiej agradacji materiału w rzece o niskiej energii przepływu wód (tabl. IIG).

Taras IX (tabl. I: niższy II – 1,0–2,0 m n.p. rzeki) występuje w północnej części obszaru. Jego powierzchnia położona jest na wysokości około 69–70 m n.p.m. Budowa geologiczna tarasu widoczna jest w czynnej żwirowni w Sosnowcu Wielkim (tabl. IIH). Tworzą go piaski drobno- i średnioziarniste o warstwowaniu przekątnym tabularnym. Powstawały one w rzece roztokowej w wyniku migracji dużych odsypów poprzecznych w kierunku zachodnim. W stropie tych osadów rozwinięta jest gleba kopalna i nadbudowane są one przez pokrywy eoliczne (tabl. IIH). Miąższość osadów niższego tarasu pradolinnego waha się od około 3 do 5–6 m. Taras ten powstawał jeszcze jako efekt przepływu Wisły ku zachodowi (przed zmianą kierunku przepływu wód pod Fordonem).

Morfologia arkusza Łabiszyn została ukształtowana w głównej mierze przez procesy subglacjalne. Szczególną rolę odegrały wody subglacjalne płynące pod ciśnieniem. Utworzyły one kilka generacji form różniących się wielkością, głębokością i stopniem krętości.

Doliny subglacjalne są to największe formy erozji subglacjalnej na obszarze arkusza. Taką doliną przekształconą przez procesy fluwialne jest dolina Noteci od wschodniego krańca obszaru arkusza do wysokości Łabiszyna. Na genezę subglacjalną wskazuje niewyrównany profil podłużny z licznymi przegłębieniami obecnie wykorzystanymi przez jeziora (Sadłogoszcz, Jezioro Wolickie) oraz obecność osadów jeziornych w rejonie Barcina. Już poza obszarem arkusza Łabiszyn Noteć przepływa przez system rynien subglacjalnych jezior Pakoskiego i Mielna o ułożeniu południkowym. Nieco słabiej zaznaczają się doliny subglacjalne o przebiegu SW–NE pomiędzy Redczycami i Ostatkowem oraz w rejonie wsi Zielonowo. Ich powstanie można uzasadnić powodziami subglacjalnymi różnej skali z przepływem zasadniczo w kierunku południowym i południowo-zachodnim (Weckwerth i in., 2019). Innym wyjaśnieniem powstania podłużnych obniżzeń w rejonie Redczyc–Zielonowa może być intensyfikacja erozji subglacjalnej w kierunku południowo-zachodnim. Byłoby to zgodne z ułożeniem lineamentów subglacjalnych w północnej Wielkopolsce, wskazującym na ruch lądolodu w tym kierunku podczas fazy poznańskiej stadiału głównego (Sokołowski, Wysota, 2020; Szuman i in., 2021).

Rynny subglacjalne tworzą ciągi krętych zagłębień wykraczających poza obszar arkusza Łabiszyn (Niewiarowski, 1993). Łączą się one i krzyżują z zespołem podobnych form na południe od obszaru. W ich przegłębieniach występują jeziora: Kierzkowskie, Żnińskie Duże i Gąbińskie. W rynnach Jeziora Kierzkowskiego stwierdzono formy erozji subglacjalnej znane jako GCL (ang. *glacial curvilinearations*, Lesemann i in., 2010, 2014). Interpretowane są jako efekt intensywnych, silnie turbulentnych przepływów wód subglacjalnych. Na obszarze arkusza Łabiszyn występują dwie duże rynny: żnińska i kierzkowska. Charakterystyczną cechą tych rynien jest ich dwudzielność: północne odcinki są wąskie (szerokość od około 50 do około 150 m) i stosunkowo płytkie, bez mis jeziornych, odcinki południowe są znacznie szersze (od 300 do 1800 m) i wypełnione w dużej mierze wodami jeziornymi. Rynna żnińska rozpoczyna się w północno-zachodniej części obszaru arkusza Łabiszyn w rejonie Smolnik. Początkowo rynna jest wąska, a ku południowi przechodzi (od rejonu wsi Gąbin) w szeroką, krętą formę, położoną w głównej części na obszarze sąsiedniego arkusza Żnin. Kontynuuje się ona ku południowi i na obszarze sąsiedniego arkusza Gąsawa (Uniejewska, Nosek, 1990a, 1993) łączy się z rynną kierzkowską. Ta druga rynna rozpoczyna się w rejonie Łabiszyna-Wsi i do Jeziora Wolickiego jest wąska (szerokość do około 100 m). Przed Jeziorem Wolickim rynna rozszerza się i występują w niej struktury typu GCL. Dalej przechodzi w zespół jezior: Wolickie, Kierzkowskie, Ostrowieckie i poza obszarem arkusza – Foluskie i Chomiąskie. W rejonie Chomiąży Szlacheckiej na obszarze arkusza Gąsawa łączy się z rynną żnińską. Batymetria Jeziora Wolickiego wskazuje, że jest to miejsce krzyżowania się doliny subglacjalnej Noteci z rynną kierzkowską. Wskazują na to

przegłębienia w dnie jeziora występujące w osi rynny kierzkowskiej. Oznacza to też, podobnie jak w przypadku rynny żnińskiej, że są one młodsze od zespołu dolin subglacjalnych.

Mniejsze rynny subglacjalne występują w rejonie Barcina. Częściowo przykryte przez osady eoliczne i przez to zatarte są rynny w rejonie Drogosławia i Sosnowca Wielkiego. Struktury te kontynuują się ku północy poza obszarem arkusza w pradolinie toruńsko-eberswaldzkiej. Zajęte są przez jeziora, w których zachodzi akumulacja gytii i torfów. Genezę subglacjalną mają też obniżenia wypełnione niewielkimi jeziorami w rejonie Smerzyna na wschód od Gór Jabłowskich.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie towarzyszą przede wszystkim falistej wysoczyźnie morenowej. Większość tych zagłębień jest zbyt mała, żeby można było je przedstawić na szkicu geomorfologicznym. Wypełnione są one osadami deluwialnymi, a większe – torfami.

**Formy eoliczne.** Na obszarze arkusza Łabiszyn w północnej części występuje pokryty osadami eolicznymi dość zwarty i duży zespół wydmy. Rozwinęły się one na powierzchni wyższego tarasu pradolinowego oraz w mniejszym stopniu na pokrywach wodnolodowcowych na południe i zachód od Łabiszyna i na niższym tarasie pradolinowym. Pojedyncze niewielkie wydmy występują w rynnach subglacjalnej we wsi Wyręby oraz po wschodniej stronie formy akumulacji szczelinowej koło Będzیتowa. Główne pole wydmore na obszarze arkusza Łabiszyn jest częścią jednego z największych w Polsce zespołów wydmy śródlądowych w Kotlinie Toruńskiej (Mrózek, 1958; Jankowski, 2007; Andrzejewski, Weckwerth, 2010). Pole wydmore w rejonie Łabiszyna jest położone najdalej na zachód w Kotlinie Toruńskiej i jest jednym z najmniejszych pól wydmy w tym rejonie. Tworzą je nachodzące na siebie wydmy paraboliczne i poprzeczne oraz wydmy złożone. Wysokość wydmy dochodzi do około 25 m, szerokość (poprzecznie do kierunku transportu) – do 300 m, a długość – do 150 m. Ich wielkość wzrasta z zachodu na wschód. Tworzą je piaski bardzo dobrze wysortowane drobno- i średnioziarniste. W ich składzie mineralnym dominuje kwarc, stanowiący 85–98%, a pozostałe kilka–kilkanaście procent przypada na skalenie (Jankowski, 2007). Wydmy w rejonie Kotliny Toruńskiej powstawały w kilku fazach rozwojowych, głównie w chłodnych okresach późnego gólcjału, a następnie, w holocenie, zachodziła ich przebudowa (Jankowski, 2007, 2012; Moska i in., 2022).

Równiny piasków przewianych towarzyszą przede wszystkim głównemu polu wydmoremu w północnej części obszaru. Dominują w jego zachodniej części oraz przypuszczalnie podścielają wydmy i zajmują obszary pomiędzy wydmy. Ich miąższość osiąga od kilkudziesięciu centymetrów do około 1,5 m (tabl. IIIH). Tworzą je dobrze wysortowane piaski drobno- i średnioziarniste o zbliżonych cechach teksturalnych do osadów wydmy.

Zagłębienia deflacyjne towarzyszą wydmom i równinom piasków przewianych. Są to formy erozyjne, niekiedy pokryte brukiem deflacyjnym, o średnicy do 150–200 m. Niektóre zagłębienia wypełnione są młodymi namułami lub są zatorfione.

**Formy rzeczne.** Tarasy akumulacyjne i akumulacyjno-erozyjne występują w dolinie Noteci. Powstały w wyniku współdziałania procesów akumulacyjnych i erozyjnych, przypuszczalnie pod koniec późnego glacjału oraz w holocenie. Analiza rzeźby pomiędzy Jeziorem Wolickim a Łabiszynem wskazuje na roztokowy typ rozwinięcia koryta (taras III 0,0–1,0 m n.p. rzeki). Miąższość osadów tarasu I 2,0–5,5 m n.p. rzeki dochodzi do około 8–10 m. Powierzchnia tarasu obniża się z południowego wschodu na północ od około 85 m n.p.m. w rejonie Barcina do około 80 m n.p.m. w rejonie Załachowa i 75 m n.p.m. w rejonie Nowego Dąbia. Taras III zachowany jest głównie w formie listew przy krawędzi doliny Noteci.

Taras II 1,0–4,2 m n.p. rzeki powstał w wyniku wcięcia Noteci we wcześniej powstały taras III. Miąższość jego osadów dochodzi do 5–7 m. Na tym tarasie występują obszary pokryte torfami. Analiza ich morfologii wskazuje, że Noteć miała wówczas rozwinięcie koryta typu anastomozującego, przypuszczalnie zbliżone do dzisiejszej Narwi (Gradziński i in., 2003). Taras II ciągnie się od Barcina na wysokości około 80 m n.p.m. do Nowego Dąbia na północy na wysokości około 76 m n.p.m.

Taras I występuje w północnej części obszaru arkusza już w obrębie pradoliny toruńsko-eberwaldzkiej. W jego obrębie występują dwie generacje meandrów. Generacja starsza reprezentuje etap tzw. wielkich meandrów, znanych z dolin wielu innych rzek Nizy Polskiego (Rotnicki, Latałowa, 1986; Gonera, Kozarski, 1987). Ich czas powstania określa się na późny glacjał. Młodsza generacja małych meandrów tworzyła się już w holocenie. Obecny kształt i przebieg koryta Noteci jest efektem prac regulacyjnych prowadzonych w celach żeglugowych w drugiej połowie XIX w. (Kaniecki, 2011). W wyniku tych prac skrócono bieg koryta, wyrównano profil podłużny i głębokość rzeki oraz osuszono większość bagien nadrzecznych. Ich pozostałością są torfowiska licznie występujące w dolinie Noteci.

Starorzecza wypełnione namułami rzecznyymi i torfami występują przede wszystkim na tarasie I i są pozostałością po etapie wielkich meandrów. Meandry holocenijskie są na tyle małe, że skala szkicu geomorfologicznego nie pozwala na ich uwzględnienie. Są też silnie przekształcone przez gospodarkę rolną i zatarte we współczesnej rzeźbie.

Dolinki i rozcięcia erozyjne występują przede wszystkim wzdłuż krawędzi doliny Noteci na odcinku rozdzielającym wysoczyznę morenową. Towarzyszą też niektórym rynnom subglacialnym (np. wokół Jeziora Żnińskiego Dużego) oraz rozcinają wyższe poziomy tarasowe.

W zależności od czasu powstania są zróżnicowane ze względu na długość i kształt. Część z tych form wykorzystuje przypuszczalnie wcześniejsze formy erozji subglacjalnej, jak w rejonie Barcina i Załachowa. Posiadają przeważnie znaczne spadki, nierówny profil podłużny i strome, niestabilne zbocza. Największe z tych form mają długość kilku kilometrów i są palczasto rozbudowane na obszarze wysoczyzny. Najliczniej formy te występują na lewej krawędzi doliny Noteci i wokół Jeziora Kierzkowskiego. Wszystkie te formy mają charakter suchych dolin, a przepływy pojawiają się w nich tylko okresowo podczas intensywnych opadów lub wiosennego topnienia pokrywy śnieżnej.

**Formy denudacyjne.** Stożki napływowe towarzyszą dolinkom erozyjnym u ich wylotu ku płaskim powierzchniom, głównie tarasów nadzalewowych doliny Noteci. Przeważnie mają klasyczny, wachlarzowaty kształt z nachyleniem rzędu 2–4°. Zbudowane są z osadów piaszczysto-mułkowych, u nasady także żwirowych. Miąższość osadów tych form dochodzi do 10–12 m, przeważnie jednak nie przekracza 5–7 m.

Długie stoki rozwinięte są wzdłuż doliny Noteci od Barcina po krawędź wysoczyzny w rejonie Załachowa. Powstały one w efekcie procesów erozyjnych w górnej części krawędzi i depozycji materiału u podnóża, głównie w wyniku spływów oraz osuwisk.

Równiny torfowe występują w dolinie Noteci na tarasie zalewowym, w rynnach subglacjalnych oraz w wytopiskach po bryłach martwego lodu. Ich obecny zasięg w dolinie Noteci jest obecnie mniejszy w stosunku do pierwotnego ze względu na prace melioracyjne i regulacyjne na rzece.

**Formy antropogeniczne.** Obszar arkusza Łabiszyn jest bogaty w różnego typu surowce mineralne. Niektóre z nich, jak wapienie i margle jury górnej w rejonie Wapienna, są eksploatowane od 1860 r. (Idzik, Kozłowski, 1985; Sokołowski, 2010). Kamieniołom Wapienno jest już obecnie połączony z kopalnią Bielawy tuż przy południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza. Jest to tym samym największy wgłębny kamieniołom w Polsce i jeden z największych w Europie. Rzędna dna wyrobiska wynosi obecnie 0 m n.p.m., a w przyszłości ma sięgnąć 30 m p.p.m. Głębokość wyrobiska obecnie przekracza 100 m przy szerokości dochodzącej do 800 m.

Żwirownie i piaskownie założone są w złożach osadów wodnolodowcowych oraz glacialnych w morenach spiętrzonych w rejonie Obielewa, Załachowa, Łabiszyna, Wawrzynek oraz w osadach rzecznych w Nowym Dąbiu i Barcinie. Iły formacji poznańskiej były eksploatowane w obecnie nieczynnej gliniance w Załachowie.

Eksploatacja odkrywkowa surowców mineralnych w rejonie Wapienna przyczyniła się do powstania hałd kopalnianych, z których największa (północna) położona jest częściowo na obszarze arkusza Łabiszyn. Forma ta jest stale powiększana, a jej wysokość sięga 155 m n.p.m., czyli przekracza już kulminację Gór Jabłowskich. Niewielkie hałdy znajdują się też przy pozostałych

kopalniach odkrywkowych, gdzie składowany jest nadkład wraz z warstwą glebową. Wysypisko odpadów komunalnych gminy Żnin znajduje się w miejscowości Wawrzyńki.

Silnemu przekształceniu antropogenicznemu podlegała dolina Noteci. Systematyczne prace melioracyjne i regulacyjne przyczyniły się do wyprostowania biegu koryta rzeki i osuszenia dużej części nadrzecznych mokradeł. Bieg rzeki został zmieniony w drugiej połowie XIX w. poprzez przekopanie Kanału Górnonoteckiego oraz Nowego Kanału Noteckiego ku północy wraz z systemem śluz w Łabiszynie i Antoniewie.

Obszar arkusza Łabiszyn należy do dorzecza Odry. Jest on odwadniany przez Noteć, do której przez Jezioro Wolickie dopływają od południa wody z rynny kierzkowskiej. Dolina Noteci od wschodu ma układ równoleżnikowy, gdzie przepływa przez jeziora Sadłogoszcz i Wolickie. Od tego ostatniego rzeka płynie ku północy.

Środkowa i północno-zachodnia część obszaru arkusza odwadniana jest systemem rowów melioracyjnych do Jeziora Gąbińskiego (rynna żnińska) i dalej do Gąsawki, lewobrzeżnego dopływu Noteci (poza obszarem arkusza). Południowo-zachodni skraj odwadniany jest rynną Jeziora Żnińskiego Dużego do Gąsawki. Niewielkie jeziora w rejonie Smerzyna i Załachowa wypełniają zagłębienia po bryłach martwego lodu i są w większości, od jeziora Borówno na północy po jezioro Dębinko na południu, połączone rowami melioracyjnymi. Nie mają one jednak bezpośredniego powierzchniowego połączenia z Notecią. Cechą charakterystyczną obszaru arkusza Łabiszyn jest duża liczba rowów melioracyjnych, głównie w dolinie Noteci. W północnej części wody Noteci są podpiętrzone i połączone siecią kanałów, których celem jest nawodnienie łąk oraz zasilenie Kanału Bydgoskiego.

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

#### **A. STRATYGRAFIA**

Najstarszymi osadami rozpoznanymi w granicach obszaru arkusza są utwory jury dolnej. Kompleks jurajski jest szeroko rozpowszechniony na obszarze arkusza Łabiszyn z pełną sukcesją, aż po najwyższe ogniwa jury górnej (Matyja i in., 1985; tabl. III). Osady triasu znane są z otworu Zalesie IG 1 z obszaru sąsiedniego arkusza Żłotniki Kujawskie (Wrotek, 1993a, b).

#### **1. Jura**

Utwory jurajskie występują niemalże na całym obszarze arkusza Łabiszyn. Morfologia stropu utworów jury jest zróżnicowana w wyniku ruchów tektonicznych. Najwyżej położona jest w rejonie

struktury Zalesia (96,0 m n.p.m.), gdzie przykrywa ją kilkumetrowa warstwa osadów czwartorzędowych (przekrój geologiczny A–B). W centralnej i północnej części obszaru arkusza strop utworów jury znajduje się na wysokości do 70,4 m p.p.m. (otw. 55). Struktura Zalesia jest jednym z wielu wysadów i poduszek solnych, występujących na obszarze Wielkopolski i Kujaw (Dadlez, Marek, 1985; Szuwarzyńska, 1990). Początki jej formowania przypadają na trias górny, na co wskazuje redukcja miąższości osadów tego wieku w porównaniu z otoczeniem (Dadlez i in., red., 1998). Dalsze podnoszenie się mas solnych prowadziło do redukcji miąższości ogniwi jury dolnej i środkowej (Matyja, Wierzbowski, 1985). W jurze górnej synsedymencyjne ruchy wznoszące tektoniki solnej spowodowały rozwój biohermy gąbkowej i depozycję osadów węglanowych, znanych z kamieniołomów w Bielawach i Wapienniu. Głębokość występowania soli cechsztyńskich w strukturze Zalesia nie została rozpoznana wierceniami. Badania geofizyczne wskazują, że spąg osadów solonośnych cechsztynu występuje w tym rejonie na głębokości około 5500–6000 m, a strop – około 2000 m (Znosko, red., 1998).

#### a. Jura dolna

Występowanie piaskowców, podrzędnie mułowców i iłowców stwierdzono w otworach 153 i 155–160 w południowo-wschodniej oraz północno-zachodniej części obszaru arkusza (przekrój geologiczny A–B). Tworzą one centralną część struktury Zalesia oraz południowo-wschodni fragment antykliny Szubina (Dembowska, 1959). Ich miąższość przekracza przypuszczalnie 400 m. W części północno-zachodniej obszaru arkusza Łabiszyn strop utworów jury dolnej położony jest znacznie niżej, od 26,5 m p.p.m. w otworze 16 do 59,2 m p.p.m. w otworze 20 i obniża się z zachodu na wschód. Na obszarze struktury Zalesia (południowo-wschodnia część obszaru arkusza) w otworze 157 strop tych osadów sięga 84,6 m n.p.m. Ku południowemu zachodowi strop utworów dolnojurajskich (przykrytych już utworami jury środkowej) obniża się do 9 m p.p.m. (otw. 153). W północno-zachodniej części obszaru (skłon antykliny Szubina) strop utworów jury dolnej znajduje się bezpośrednio pod przykryciem osadów oligocenu na wysokości 33,4 (otw. 5); 31,8 (otw. 15); 26,5 (otw. 16) i 59,2 m p.p.m. (otw. 20).

W utworach jury dolnej Matyja i inni (1985) wyróżnili cztery zespoły litostratygraficzne N, O, P, R, które tworzyły się od pliensbachu do toarku (tabl. III). Zespół N tworzą piaskowce i mułowce z licznie występującym detrytusem roślinnym. Podrzędnie występują wkładki ilaste i sferolity syderytowe. Miąższość tego zespołu osiąga co najmniej 135 m. Zespół O stanowią piaskowce drobnoziarniste z wkładkami iłów kaolinowych o miąższości około 145 m. Zespoły N i O są korelowane z formacją sławęcińską, zaliczaną do pliensbachu (Feldman-Olszewska, 2011). Kolejny zespół – P – są to

iłowce z wkładkami piaskowców i sferolitów syderytowych o szacowanej miąższości 45 m, który można korelować z formacją ciechocińską, zaliczaną do toarku dolnego. Zespół R tworzą piaskowce drobnoziarniste z muskowitem o miąższości do 70 m. Zespół ten jest korelowany z serią borucicką zaliczaną do toarku górnego (Dadlez, 1978; Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Pieńkowski, 2004).

#### b. Jura środkowa

Piaskowce, mułowce i iłowce z wkładkami węglistymi jury środkowej rozpoznano w obrębie struktury Zalesia (Matyja, Wierzbowski, 1981; Matyja i in., 1985) w południowo-wschodniej części obszaru. Występują też w części centralnej i północnej (otw. 8, 17, 26, 43, 46). Strop tych osadów najwyżej położony jest w centralnej części struktury Zalesia, gdzie dochodzi do spągu utworów czwartorzędu (92,0 m n.p.m., otw. 153). Najniżej znajduje się on w północno-zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie Ostatkowa (63,7 m p.p.m. – otw. 25; 57,4 m p.p.m. – otw. 43). Utwory środkowojurajskie to zespoły piaskowcowe, przechodzące stopniowo w serie mułowcowe, zakończone dolomitami piaszczystymi z warstwą bulastą w stropie (tabl. III). Łączna miąższość tych osadów sięga 130 m. W ich obrębie wyróżniono pięć zespołów litostratygraficznych (S, T, U, W, Z; Matyja i in., 1985; tabl. III).

Zespół S tworzą piaskowce białe średnio- i drobnoziarniste ze smugami węglistymi oraz wkładkami (do 5 cm miąższości) iłów. Miąższość tego zespołu osiąga 8 m. Zespół T stanowią iłowce czarne, masywne z nieliczną fauną małży. Ku górze przechodzą w mułowce z muskowitem. Miąższość tych osadów dochodzi do 5 m. Osady te można zaliczyć do aalenu dolnego (Matyja i in., 1985). Zespół U tworzą piaskowce średnio- i gruboziarniste ze zlepieńcami o miąższości do 45 m. Zespół W charakteryzuje się dominacją osadów mułowcowo-ilastych. W górnej części pojawiają się wkładki piaskowców różnoziarnistych. Licznie występują wkładki i soczewki syderytów i muszlowców syderytowych oraz ślady żerowania organizmów (skamieniałości śladowe). Mułowcowo-ilasta część zespołów U i W może być korelowana z szeroko rozpowszechnionym kompleksem iłów rudonośnych wieku bajos–baton (Leonowicz, 2012). Wskazuje na to też obecność w seriach mułowcowych amonitów z rodzaju *Procerites* (Dadlez, 1978).

Miąższość osadów zespołu Z osiąga od 1,1 do 3,7 m. Tworzą go dolomity i wapienie dolomityczne piaszczyste, podrzędnie z wkładkami mułowców marglistych z licznymi skamieniałościami małżów i ramienionogów. W górnej części tego zespołu widoczny jest glaukonit. Profil kończą stromatolity z występującą miejscami warstwą bulastą o miąższości do 0,3 m. W warstwie bulastej występuje typowy dla niej zlep muszli amonitów (*Perisphinctes* sp.), belemnitów, małżów

i ramienionogów. Cały zespół reprezentuje skondensowany stratygraficznie kelowej górny i oksford dolny (Matyja, Wierzbowski, 1981).

### c. Jura górna

Przejście kelowej–oksford jest widoczne miejscami w północnej ścianie kamieniołomu Wapienno, gdzie miejscami pojawia się warstwa bulasta. Stopniowa zmiana stylu sedymentacji z klastycznej na węglanową zapisana jest w zespole A, który tworzą ciemne iłowce margliste i margle (Matyja i in., 1985; *tabl. III*). Miąższość utworów tej jednostki jest zróżnicowana. W kamieniołomie Wapienno osiąga ona 4–5 m. Poza strukturą Zalesia jej miąższość rośnie do około 200 m. Na obszarze arkusza Łabiszyn są to głównie wapienie margliste i margle w obrębie i otoczeniu struktury Zalesia (centralna, południowa i zachodnia część obszaru arkusza; *otw. 73, 79*). Zespół A jest korelowany z formacją mułowcową Łyny (Dembowska, 1979).

Zespół B tworzą wapienie organogeniczne gruboławicowe z przeławiczeniami wapieni marglistych i margli (*tabl. IVA*). Skały tego zespołu tworzyły się od oksfordu dolnego po kimeryd dolny i są korelowane z formacją gąbkowo-wapienną (Dembowska, 1979). Zespół ten osiąga około 240 m miąższości w południowo-zachodnim skrzydle struktury Zalesia i osiąga upady od kilku do 30°. Jest on podstawowym elementem złoża wapieni i margli Barcin–Piechcin–Pakość (Radwan i in., 1987). Złoże to na obszarze arkusza Łabiszyn jest eksploatowane w kamieniołomie Wapienno. Wapienie masywne i gruboławicowe leżą obocznie z wapieniami gąbkowymi, marglami i iłami marglistymi (*tabl. III*). W spągu, na kontakcie z zespołem Z, występuje strefa zdolomityzowana oraz silne okruszczenie siarczkami, głównie pirytem, markasytem oraz sfalerytem (Krajewski, 1957; Krażewski, 1966; Chlebowski, 1985; Zydorowicz, 1982; Górecka, 1985; *tabl. IVB*). W obrębie wapieni występują liczne pionowe pęknięcia i uskoki, które rozwijały się podczas formowania się struktury Zalesia. Ich szerokość dochodzi do 100 m i sięgają one co najmniej do spągu złoża widocznego w kamieniołomie. Wypełnione są piaskami glaukonitowymi, piaskami kwarcowymi, pyłami i iłami z wkładkami węgla brunatnego i iłów węglistych (*tabl. IVC*). Wypełnienia te powstawały od oligocenu dolnego po miocen–pliocen (Głazek i in., 1992). W górnej części spotykane są także wypełnienia osadami plejstocenijskimi (piaski rzeczne, żwirry wodnolodowcowe i gliny lodowcowe).

Zespół C tworzą wapienie, wapienie margliste i margle o miąższości około 150 m. Ubogi zespół faunistyczny pozwala zaliczyć je do kimerydu dolnego (*tabl. III*). Leży on obocznie z wapieniami gąbkowymi górnej części zespołu B (*tabl. IVD*). Zespół ten jest korelowany z formacją wapienno-marglistą (Dembowska, 1979).

Zespół D tworzą margle mułowcowe, ility margliste z wkładkami wapieni oolitowych i organodetrytycznych o miąższości około 230 m (Matyja i in., 1985). Osady te reprezentują kimeryd górny i tyton. Zespół ten jest korelowany z formacją pałucką (Dembowska, 1979).

Sukcesję osadów jurajskich wieńczy zespół E. Tworzą go wapienie mikrytowe z licznymi małżami *Corbula* sp. Miąższość tego zespołu osiąga 14 m. Odpowiadają one dolnej części formacji kcyńskiej (Dembowska, 1979).

## 2. Kreda

Utwory kredowe zostały opisane w siedmiu otworach (9, 78, 80, 87, 100, 102, 106). Osady te występują głównie w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, należącej do niecki mogileńskiej, oraz w części północno-wschodniej, należącej do depresji gniewkowskiej (północna część wału kujawskiego). Od utworów jurajskich tworzących południowy skraj wału pomorskiego oddzielone są dużym uskokiem tektonicznym Wyrzyska o zrzucie około 400 m (Dadlez, Marek, 1985; Dadlez i in., 1998; Dadlez, 2001).

### a. Kreda dolna

W bezpośrednim kontakcie struktury Zalesia występują czarne mułowce i iłowce organiczne z wkładkami piaskowców, o miąższości 34,0 m (otw. 106), zaliczane do kredy dolnej. W części północnej i centralnej obszaru są to głównie margle, wapienie margliste i wapienie pelityczne (otw. 78).

### b. Kreda górna

W zachodniej części obszaru arkusza pod utworami kenozoiku (otw. 80) pojawiają się margle z fosforytami i glaukonitem, iłowce i mułowce o miąższości około 22 m. Na podstawie oznaczeń małży z rodzaju *Inoceramus* określono ich wiek na cenoman (Cieśliński, 1960). Powyżej występują iłowce i mułowce margliste o miąższości około 91 m, zaliczonych do turonu (łączna miąższość osadów kredy górnej wynosi tu 113,8 m).

## 3. Paleogen

### a. Oligocen

Na obszarze arkusza Łabiszyn nie stwierdzono osadów paleogenu starszych od oligocenu. Jest to sytuacja powszechna na obszarach arkuszy sąsiednich (Wrotek, 1993a, b; Włodek, 2003a, b, 2004a, b). Utwory oligocenu leżą niezgodnie na powierzchni erozyjnej starszych osadów jury i kredy.

Osady tego wieku występują w sposób ciągły poza południowo-wschodnim fragmentem obszaru arkusza (struktura Zalesia). Ich obecność stwierdzono w 39 otworach, z których w 31 osiągnięto ich spąg. Ich maksymalna miąższość została stwierdzona w otworze 57 (57,1 m), a najmniejsza w otworze 85 (2,3 m). Położenie powierzchni stropowych i spągowych utworów oligocenu jest zróżnicowane i uzależnione od dysjunktywnych deformacji tektonicznych. Strop położony jest od 26,1 m n.p.m. (otw. 92) do 41,7 m p.p.m. (otw. 25), spąg zaś – od 16,8 m n.p.m. (otw. 92) do 71,7 m p.p.m. (otw. 100). Osady oligocenu dolnego (piaski i mułki węgliste) zostały także opisane w wypełnieniach szczelin tektonicznych w kamieniołomie Wapienno (tabl. IVC; Głazek i in., 1992).

Zróżnicowanie litologiczne w obrębie osadów oligocenu pozwala wydzielić dwie jednostki. Jednostkę dolną stanowią mułowce i ilowce laminowane i smużyste z substancją węglistą (tzw. ily toruńskie). Ich spektrum pyłkowe jest zbliżone do wypełnień szczelin tektoniczno-krasowych w Wapiennie i określa ich wiek na oligocen dolny (rupel). W podziale litostratygraficznym Piwockiego (2001; Piwocki, 2004) odpowiadają one formacji czempińskiej. Miąższość tych osadów sięga około 25–30 m. Jednostkę górną tworzą piaski i piaskowce zielone glaukonitowe z soczewkami żwirów kwarcowych (tzw. fasolka) w spągu. Spotykane są także poziomy konkrecji fosforytowych. W przewarstwieniach pyłowych występuje duża domieszka serycytu. Osady te osiągnęły 15–18 m miąższości. Można je korelować z formacją mosińską górną z rupelu górnego (Widera, Kita, 2007). Brak szczegółowych badań nie pozwala stwierdzić, czy na obszarze arkusza Łabiszyn występuje luka stratygraficzna obejmująca oligocen górny. Jednakże brak osadów, które byłyby w sposób wiarygodny datowane na ten okres pozwala przyjąć, że taka luka występuje. Pośrednio wskazuje na to zróżnicowana miąższość osadów formacji mosińskiej górnej, co sugeruje procesy erozji po ich depozycji.

#### 4. Neogen

Osady neogenu są szeroko rozprzestrzenione na obszarze arkusza Łabiszyn. Wyjątkiem jest najwyżej położona część struktury Zalesia, gdzie zachowały się one w wypełnieniach szczelin tektoniczno-krasowych, oraz północne fragmenty obszaru, gdzie zostały usunięte w wyniku procesów erozyjnych zachodzących w czwartorzędzie. Ich miąższość i zróżnicowanie facjalne jest dobrze rozpoznane dzięki pracom poszukiwawczym węgla brunatnego oraz ilów pstrych (Meissner, 1958; Różycki, 1971; Rybak, 1981). W wyniku tych prac udokumentowano złożę węgla brunatnego Szubin (Pudło, Sztormwasser, 1984). Wśród osadów neogenu wyróżniono utwory miocenu dolnego oraz środkowego–górnego.

Widoczna w osadach neogenu wyraźna dwudzielność jest efektem zmian facjalnych na Niżu Polskim. Osady neogenu leżą przeważnie na osadach oligocenu z luką stratygraficzną, obejmującą wyższą część oligocenu i najniższą część miocenu. W rejonie struktury Zalesia (przekrój geologiczny A–B) występują bezpośrednio na osadach jury górnej i stopniowo wyklinowują się. Na podstawie wcześniejszych badań (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Piwocki i in., 2004), późniejszych badań Widery (2007) oraz badań szczegółowych, głównie sedymentologicznych i palinologicznych (Maciaszek i in., 2019; Worobiec i in., 2021, 2022) podzielono osady neogenu na dwie części: formację koźmińską i formację poznańską.

#### a. Miocen

##### Miocen dolny

Osady miocenu dolnego należące do formacji koźmińskiej występują na niemalże całym obszarze arkusza Łabiszyn. W najwyższej położonej części struktury Zalesia osady te występują tylko punktowo, gdzie są zachowane w obniżeniach tektonicznych. Nie stwierdzono ich w południowo-wschodniej części obszaru, na północnym i północno-wschodnim skraju oraz w rejonie wsi Kierzkowo na zachód od Jeziora Kierzkowskiego. Osady formacji koźmińskiej zostały przewiercone w 47 otworach. Maksymalne miąższości osady te osiągają w otworach: 9 (68,9 m) i 106 (60,0 m). Zróżnicowanie miąższości, jak też położenia stropu i spągu, są uwarunkowane głównie synsedymencyjną tektoniką dysjunktywną (przekrój geologiczny A–B; tabl. V). Strop tych osadów położony jest na wysokości od 1,4 m p.p.m. w otworze 79 do 88,1 m n.p.m. w otworze 160.

Spąg omawianych utworów ma charakter erozyjny, miejscami podkreślony obecnością żwirów kwarcowych drobnookruchowych. Powyżej leżą piaski drobnoziarniste, pyłowate i mułki. Zazębiają się one z piaskami gruboziarnistymi.

##### Miocen środkowy–górny

Osady formacji poznańskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997) są szeroko rozpowszechnione na obszarze arkusza Łabiszyn. Nie występują tylko na południowo-wschodnim skraju obszaru, w rejonie wyniesionego podłoża mezozoicznego struktury Zalesia. Maksymalna miąższość, wynosząca 78,4 m, została stwierdzona w otworze 25 w północno-zachodniej części obszaru. Przeciętna ich miąższość wynosi około 41 m. Stratygraficznie osady te reprezentują miocen górny i przypuszczalnie pliocen dolny (Słodkowska, 2002; Piwocki, 2002). Pod względem litostratygraficznym można w tej formacji wydzielić ogniwo iłów szarych (dolne) i wielkopolskie (górne; Widera i in., 2004). Ogniwo iłów szarych złożone jest z piasków pyłowatych i iłów szarych z detrytusem węglowym

i cienkimi warstwami węgla brunatnego o kilkumetrowej miąższości. Wśród nich spotykane są soczewki mułków z dużą ilością serycytu, substancją organiczną oraz śladami drążenia (skamieniałości śladowe). Spotykane są też cienkie (do 20–30 cm) wkładki węgla brunatnego. Miąższość tych osadów dochodzi miejscami do 50 m. Powyżej osady stają się bardziej ilaste i pojawiają się dwa główne poziomy węgla brunatnego. Miejscami rozdzielają się na kilka mniejszych soczew i wyklinowują się (przekrój geologiczny A–B; tabl. V). Poziomy węgla rozdzielone są przeważnie piaskami i mułkami węglistymi. Miąższość pokładu dolnego wynosi 0,3–5,3 m. Pokład ten jest zaliczany do II łuzyckiej grupy pokładów. Miąższość pokładu górnego dochodzi do 9,0 m. Pokład ten należy do I środkowopolskiej grupy pokładów. Ogniwo ilów szarych zamykają od góry ility i mułki węgliste z cienkimi soczewkami węgla brunatnego. Osady te przypuszczalnie można zaliczyć do formacji adamowskiej, szeroko znanej z obszaru Wielkopolski i Kujaw (Piwocki, 2004). Stratygraficznie osady te reprezentują miocen środkowy – lang i dolną część serrawalu.

Ogniwo wielkopolskie tworzą ility, ility pyłowate oraz soczewki piasków pyłowatych i drobnoziarnistych o miąższości 20–50 m. Miejscami pojawia się cienki (do 1 m) i nieciągły pokład węgla brunatnego, który może być korelowany z poziomem oczkowickim (Widera, 2016). Osady te reprezentują miocen górny i przypuszczalnie pliocen dolny (Piwocki, 2002; Słodkowska, 2002).

## 5. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe pokrywają całą powierzchnię obszaru arkusza Łabiszyn. Wychodnie osadów jury górnej w południowo-wschodniej części obszaru oraz ilów formacji poznańskiej w nieczynnej cegielni w Załachowie są pochodzenia antropogenicznego. Miąższość utworów czwartorzędu jest zmienna i waha się od 1,5 m w rejonie nieczynnej cegielni w Załachowie, w okolicy Gąbina i Smolnik w północno-zachodniej części obszaru do 119,8 m w otworze 13 w Antoniewie na północno-wschodnim skraju obszaru arkusza (tabl. VI). Miąższości przekraczające 90 m stwierdzono w rejonie Murczynka (otw. 79 – 104,2 m) i Obielewa (otw. 68 – 97,0 m) w południowo-zachodniej części obszaru oraz na północnym jego skraju, w Drogosławiu (otw. 8 – 93,0 m). Ich położenie wskazuje na występowanie dwóch kopalnych rynien subglacjalnych o przypuszczalnym ułożeniu osi WNW–ESE oraz dwóch mniejszych podłużnych obniżzeń pomiędzy Kowalewem i Zielonowem oraz Gąbinem i Załachowem o ułożeniu zachód–wschód.

Morfologia powierzchni podczwartorzędowej została ukształtowana przede wszystkim jako wynik erozji subglacjalnej. Powstałe obniżenia były przekształcane i wypełniane osadami, głównie rzecznyymi (Sokołowski, 2007; Weckwerth, 2018).

Wśród utworów czwartorzędowych wyróżniono osady plejstocenu i holocenu. Nowy podział stratygraficzny przeprowadzono na podstawie najnowszych badań z obszaru arkusza oraz wyników badań wieku wykonanych metodą OSL, wykonanych w dwóch odsłonięciach (Smolniki i Obielewo). Wykonano także analizę palinologiczną osadów piaszczysto-ilastych (formacja z Wapienna; Sokółowski, 2007) z odsłonięcia we wschodniej części kamieniołomu Wapienno. Zarówno analiza materiałów archiwalnych, jak też najnowsze wyniki badań wskazują, że nie zachowały się na obszarze arkusza osady dolnoplejstoceniowe. Nie stwierdzono także osadów zlodowaceń najstarszych oraz osadów interglacjalnych. Podział czwartorzędu oparty jest na przesłankach litostratygraficznych, sedimentologicznych oraz ww. datowaniach. Na obszarze arkusza nie stwierdzono zaburzeń glaciotektonicznych, które obejmowałyby osady podczwartorzędowe. Spiętrzenia glacitektoniczne na wschód od Łabiszyna stwierdzono w osadach czwartorzędu.

#### a. Plejstocen

W obrębie utworów plejstoceniowych wydzielono cztery poziomy gliny zwałowych. Zostały one zaliczone do trzech serii glacialnych: zlodowacenia Odry, zlodowacenia Warty oraz zlodowacenia Wisły. Analiza zebranych materiałów archiwalnych i najnowsze wyniki badań wskazują, że osady piaszczyste zaliczane przez autorów pierwszej wersji arkusza do interglacjalów mazowieckiego i eemskiego, mają inną genezę i pozycję stratygraficzną. Tym samym nie zostały wyróżnione osady, które można by powiązać z ww. interglacjalami. W przypadku osadów plejstocenu o pozycji stratygraficznej ustalonej na podstawie wyników datowań metodą OSL, ich chronostratygrafia jest korelowana ze stadiami izotopowymi tlenu (MIS) według podziału Railsbacka i innych (2015).

#### Zlodowacenia środkowopolskie

##### Zlodowacenie Odry

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry zostały stwierdzone w postaci erozyjnych pozostałości na skłonie struktury Zalesia (otw. 116) oraz w obniżeniach podłoża podczwartorzędowego w centralnej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza Łabiszyn. Ich strop leży na wysokości od 50,0 m n.p.m. na południowo-zachodnim skraju obszaru do 77,0 m n.p.m. w okolicach Jabłowa (otw. 46). Ich miąższość dochodzi do około 15 m, z reguły jednak nie przekracza 8–10 m.

Mułki, piaski i żwiry rynien subglacialnych zlodowacenia Odry występują w najgłębszych obniżeniach podłoża w północnej części obszaru – w rejonie Nowego Smolna (otw. 13) i Wielkiego Sosnowca (otw. 8) oraz w części południowo-zachodniej, w rejonie Murczynka (otw. 79) i Obielewa (otw. 68). Obniżenia te układają się równoleżnikowo na północy i wzdłuż

kierunku NW–SE w części południowej (tabl. VI). W tych też strefach osady plejstocenu osiągają największe miąższości (do 119,8 m w otw. 13). Brak jest badań, które pozwoliłyby na ustalenie ich pozycji stratygraficznej według innych kryteriów niż litostratygraficzne.

### Zlodowacenie Warty

Osady zaliczone do zlodowacenia Warty zostały szczegółowo przebadane w kilku odsłonięciach (kamieniołomy Wapienno i Bielawy, nieczynne piaskownie w Barcinie, Młodocinie, Obielewie i Załachowie). Na ich podstawie wyróżniono dwie formacje litostratygraficzne: formację z Wapienna, złożoną z piasków rzecznych z przeławiczeniami mułkowo-ilastymi i leżącą powyżej formację z Barcina (tabl. VII, VIII). W obrębie formacji z Barcina wyróżniono pięć ogniw (B1–B5, tabl. VIIIA). Najniższe ogniwo (B1), które stanowią gliny zwałowe, zostało zaliczone do zlodowacenia Warty. Pozycja stratygraficzna osadów formacji z Wapienna oraz leżących na nich glin formacji z Barcina została opracowana na podstawie szczegółowych badań sedimentologicznych oraz wyników badań wieku metodą OSL (Sokołowski, 2007; Wysota i in., 2009; Sokołowski, Wysota, 2020), w tym wykonanych na potrzeby aktualizacji arkusza Łabiszyn w Obielewie (tabl. VIIIA). Analiza materiałów archiwalnych pozwoliła również wyróżnić lokalnie piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz ily i mułki zastoiskowe.

Piaski, podrzędnie mułki, rzeczno-peryglacjalne zostały opisane jako formacja z Wapienna i mają swój stratotyp w nadkładzie osadów czwartorzędowych w zachodniej części kamieniołomu Wapienno (Sokołowski, 2007). Tworzy je seria piasków ze żwirami wapiennymi (wapienie lokalne jury górnej) i północnymi w spągu, przechodzące ku górze w cykle sedymentacyjne piaszczysto-mułkowo-ilaste (tabl. VIIIB). Osady tej jednostki odsłaniają się w wielu odsłonięciach – od kamieniołomu Wapienno przez nieczynną piaskownię w Barcinie, Obielewie (tabl. VIID) i Młodocinie po żwirownie w rejonie Załachowa. Zostały też stwierdzone w zboczach doliny Noteci od Barcina na południu po Zdziersko na północy. Ich miąższość w odsłonięciach dochodzi do 25 m. Z materiałów archiwalnych wynika, że ich maksymalna miąższość dochodzi do 40 m (otw. 28, rejon Chomętowa). Strop tych osadów położony jest na wysokości około: od 90 w rejonie Obielewa i 85 w zachodniej części kamieniołomu Wapienno do 67 m n.p.m. w Nowym Dąbiu (otw. 10).

Osady te tworzyły się w środowisku rzeczonym z odpływem w kierunku północno-zachodnim w warunkach peryglacjalnych (Sokołowski, Woronko, 2007). Wyniki badań wieku wykonanych metodą OSL wskazują, że osady formacji z Wapienna były deponowane w przedziale 210–140 ka (tabl. VIIA, VIIIA; Sokołowski, 2007; Wysota i in., 2009). Można zatem przyjąć, że osady formacji

z Wapienna tworzyły się od MIS 7 (interglacja lubawska) po schyłkową część MIS 6 przed nasunięciem lądolodu zlodowacenia Warty.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe zostały stwierdzone lokalnie w profilach otworów archiwalnych w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Łabiszyn. Są to piaski i żwiry o miąższości do 2 m, położone na wysokości od 75 do 50 m n.p.m. Przymuszczać należy, że one depozycjonowane podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Warty.

Gliny zwałowe zostały stwierdzone na większości obszaru arkusza z wyjątkiem doliny Noteci, części pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej oraz wysoko położonego podłoża czwartorzędu w rejonie Zielonowa–Ostatkowa (północno-zachodnia część obszaru). Strop glin zlodowacenia Warty położony jest na wysokości około: od 95 w rejonie struktury Zalesia w kopalni Wapienno do 65 m n.p.m. w północnej części obszaru, gdzie utwory te zachowały się pod przykryciem osadów stadiału środkowego zlodowacenia Wisły w rejonie Nowe Dąbie–Sosnowiec Wielki–Smolniki. Ich miąższość dochodzi do 12–13 m w północnej części obszaru arkusza. W strefie wychodni Wapienno–Barcin–Młodocin ich miąższość jest zredukowana do 2–3 m. Są to brązowe gliny piaszczyste, tworzące ogniwo B1 formacji z Barcina (tabl. VIII C). Pozycja stratygraficzna tych glin leżących poniżej piasków rzecznych formacji z Wapienna oraz piasków rzecznych ogniwa B2 formacji z Barcina jest dobrze rozpoznana na podstawie datowań przeprowadzonych metodą OSL (Wysota i in., 2009). Lądolód nasuwał się początkowo z kierunku zachodniego, później z północnego zachodu (Sokołowski, Wysota, 2020). Podłoże podlegało silnej erozji, czego przejawem są liniowe formy erozyjne widoczne na powierzchni stropowej wapieni jurajskich w kamieniołomie Wapienno oraz poziom bruku głazowego w spągu glin (tabl. VIII D, E; Sokołowski, Wysota, 2020). W rejonie Wapienna i Barcina strop glin nosi ślady procesów glebotwórczych oraz przekształceń peryglacialnych (krioturbacje i kliny mrozowe w układzie poligonalnym; tabl. VIII F).

Recesja lądolodu zlodowacenia Warty powodowała wypełnianie obniżeń wytopiskowych oraz rynien subglacialnych osadami zastoisowymi. Są to głównie rytmicznie laminowane iły i mułki, lokalnie z przewarstwieniami piasków i glin w spływach. Strop tych osadów położony jest na wysokości: od 94 w rejonie Józefinki do 77 m n.p.m. w rejonie Murczyna. Spąg położony jest od 45 do 76 m n.p.m. (otw. 26). Ich maksymalna miąższość wynosi około 32 m.

### Zlodowacenia północnopolskie

#### Zlodowacenie Wisły

Jednostki zlodowacenia Wisły powiązane z trzema głównymi okresami: 1. przed nasunięciem lądolodu – wczesny i środkowy plenivistulian (MIS 4–3); 2. późny plenivistulian (okres glacialny,

MIS 2); 3. późny glacjał (MIS 1; Marks i in., 2019). Nie stwierdzono natomiast osadów, które można by uznać za pochodzące ze stadiału dolnego zlodowacenia Wisły. Osady zlodowacenia Wisły występują na całym obszarze arkusza Łabiszyn poza holoceniowymi wypełnieniami obniżen po bryłach martwego lodu i rynien subglacialnych oraz doliną Noteci. Zarówno ich geneza, jak też pozycja stratygraficzna są dobrze rozpoznane dzięki licznym badaniom przeprowadzonym w ostatnich latach (Sokołowski, 2007; Weckwerth, 2007a, b, 2010, 2011, 2013, 2018; Wysota i in., 2009; Weckwerth i in., 2011, 2013; Weckwerth, Chabowski, 2013; Sokołowski, Wysota, 2020).

#### Stadiał środkowy

Piaski rzeczne zaliczone do stadiału środkowego wykazują dwudzielność. Starsza część została udokumentowana w kamieniołomie Wapienno. Są to piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków o miąższości do 2 m (ogniwo B2 formacji z Barcina; Sokołowski, 2007). Kierunki transportu zostały określone na południowy zachód (tabl. VIIIA). Wyniki datowań OSL (około 62–56 ka) pozwalają uznać te osady za pochodzące ze stadiału środkowego (Sokołowski, 2007; Wysota i in., 2009). Część młodsza występuje w północnej części obszaru, w obrębie pradoliny toruńsko-egerswaldzkiej. Osady te zostały przebadane w żwirowni w Nowym Dąbiu (Weckwerth, 2018) oraz w dolnej części piaskowni w Smolnikach (tabl. IX, jednostka U1). Osady te opisał Weckwerth (2013, 2018) jako formację z Zielonczyna. Czas jej depozycji na podstawie datowań OSL został określony na 28–21 ka. Formację tworzą piaski średnio- i drobnoziarniste z wyraźnie zaznaczoną cyklicznością depozycji (tabl. IXD). Odpyw odbywał się ku zachodowi. Strop tych osadów położony jest na wysokości 86–88, a spąg – 70 m n.p.m.

#### Stadiał górny

Gliny zwałowe stadiału górnego (fazy leszczyńskiej) są to brązowe gliny piaszczyste o miąższości do 4 m. Są one częścią formacji z Barcina (ogniwo B3, tabl. VIIIA). Pomiary elementów kierunkowych wskazują na ruch mas lodowych z kierunku północno-wschodniego. Gliny te są miejscami oddzielone od osadów leżących powyżej osadami spływów ablacyjnych, struktur peryglacialnych oraz brukiem deflacyjnym. Przeważnie jednak gliny młodsze (fazy poznańskiej) spoczywają bezpośrednio na nich, co w profilach otworów archiwalnych utrudnia ich rozdzielenie. Można jednak przyjąć, że omawiane gliny (fazy leszczyńskiej) występują na całym obszarze wysoczyznym na obszarze arkusza Łabiszyn. Pozycja stratygraficzna glin zwałowych zaliczonych do fazy leszczyńskiej została określona na podstawie wyników datowań OSL osadów je podścielających oraz osadów nadległych. Wiek znajdujących się poniżej klinów mrozowych z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym występujących w podścielających je glinach zwałowych zlodowacenia Warty (ogniwo

B1 formacji z Barcina, tabl. VIIA, VIIIA) został określony na 27–19 ka. Wiek oznaczony metodą OSL piasków wodnolodowcowych ogniwa B5 (najmłodsza część formacji z Barcina) to 18–17 ka. Depozycja tych glin nastąpiła zatem około 20–19 ka (Sokołowski, 2007; Wysota i in., 2009).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (fazy leszczyńskiej/poznańskiej), głównie piaski różnoziarniste z domieszką pyłowatych i żwirów, zostały rozpoznane w otworach w dolinie Noteci poniżej osadów tarasowych. Osady te zostały rozpoznane podczas prac poszukiwawczych kruszywa naturalnego w latach 70. XX w. (Domańska, 1975; SolarSKI, Strzelczyk, 1978). W wyniku tych prac i późniejszych udokumentowano duże złoża kruszyw w rejonie Wojdała na obszarze arkusza Złotniki Kujawskie. Na obszarze arkusza Łabiszyn zaś osady te mają mniejszą miąższość i są bardziej drobnoziarniste. Położenie ich stropu jest zróżnicowane i waha się od 78 w rejonie Barcina do 66 m n.p.m. w rejonie na północ od Łabiszyna. Zróżnicowana jest też ich miąższość, która wynosi od około 1 w rejonie Załachowa przez 7,5 w rejonie Obielewa do około 21 w Wolicach, 22 na południe od Łabiszyna i południowy wschód od Barcina do około 35 m (otw. 12) w północnej części obszaru. Silne zróżnicowanie miąższości, położenia stropu i spągu oraz przykrycie tych osadów utworami tarasów pozwalają przyjąć, że utworzyły się one jeszcze podczas stadiału górnego, przypuszczalnie w warunkach przepływu subglacjalnego (rynnny subglacjalne). Brak wyraźniejszych przesłanek stratygraficznych nie pozwala na dokładniejsze określenie ich pozycji stratygraficznej. Przypuszczalnie powstały pod koniec fazy leszczyńskiej lub na początku fazy poznańskiej stadiału górnego, gdyż są przemodelowane przez młodsze od nich rynny subglacjalne.

Iły i mułki zastoiskowe stadiału górnego zlodowacenia Wisły (fazy leszczyńskiej) na badanym obszarze są reprezentowane przez horyzontalnie laminowane mułki ilaste z iłami. Ich występowanie stwierdzono przede wszystkim w rejonie Obielewa, gdzie osiągają miąższość rzędu 2–4 m (otw. 68). Osady te wypełniają lokalne obniżenia w stropie glin (fazy leszczyńskiej). Do tych osadów można także zaliczyć osady ablacyjno-spływowe, obserwowane w odsłonięciach osadów plejstocenu w kamieniołomie Wapienno.

Gliny zwałowe (fazy poznańskiej) występują na powierzchni lub pod przykryciem osadów z fazy deglacjacji całego obszaru wysoczyznowego arkusza Łabiszyn. Są to gliny piaszczyste brązowe w części stropowej, przechodzące ku spągowi w gliny szare i bardziej ilaste. Miejscami w strefie spągowej występują wypełnienia zbiorników subglacjalnych – ily z dropstonami oraz żwirowo-piaszczysto-pyłowe wypełnienia kanałów. Miąższość osadów wynosi około 2–6 m. W dostępnych odsłonięciach, gdzie ich pozycja stratygraficzna została określona na podstawie wyników datowań wykonanych metodą OSL, spoczywają one w superpozycji na glinach zwałowych starszych (fazy leszczyńskiej). Rozdziela je poziom bruku deflacyjnego, kliny z pierwotnym wypełnieniem

piaszczystym oraz lokalnie gliny w spływach (tabl. VIII A). Określenia ich pozycji stratygraficznej dokonano na podstawie wyników datowań z kamieniołomu Wapienno i nieczynnej piaskowni w Barcinie (Wysota i in., 2009). Czas ich depozycji mieści się w granicach 19–17 ka. Łądolód nasuwał się z kierunku północnego (Sokołowski, 2007; Sokołowski, Czubla, 2016).

Piaski i żwiry rynien subglacialnych zostały zidentyfikowane w rynnice ciągnącej się od Łabiszyna na północy przez Pturek, jeziora Wolickie, Kierzkowskie i Ostrowieckie w południowej części obszaru i kontynuującej się na obszarze arkusza Gąsawa. Są to piaski różnoziarniste z domieszką pyłowatych i podrzędnie glin piaszczystych. Ich miąższość nie przekracza kilku metrów.

Piaski, żwiry i mułki lodowcowe powszechnie występują na powierzchni wysoczyzn lodowcowych. Są to piaski różnoziarniste przewarstwione mułkami ilastymi, zawierające soczewy żwirów oraz glin w spływach (tabl. III E). Tworzą pokrywy, przypuszczalnie o charakterze stożków akumulacyjnych oraz form wytopiskowych. Ich miąższość dochodzi do kilku metrów (np. w żwirowni w Obielewie, tabl. VII B). Współwystępują z wypełnieniami form szczelinowych. Tworzyły się na etapie recesji ostatniego łądolodu na tym obszarze, głównie w wyniku wytapiania się brył martwego lodu. Położenie stropu tych osadów jest zróżnicowane i waha się od 80 do 107 m n.p.m.

Pokrywy osadów lodowcowych występują w postaci dużych zwartych płatów na glinach zwałowych w rejonie Jabłowa, Smerzyna, na północ od Barcina i na południe i zachód od doliny Noteci. Powstawały podczas recesji ostatniego łądolodu w wyniku stopniowego wytapiania się lodu i spływu materiału morenowego.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe tworzą zwartą pokrywę na północ od linii Będzito–Łabiszyn–Ostatkowo–Gąbin. Osady te graniczą od północy z kompleksem eolicznym oraz wypełnieniem pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej. Miąsże (powyżej 2–3 m) pokrywy wodnolodowcowe dominują na zachód od doliny Noteci i są przedmiotem eksploatacji w żwirowniach w Załachowie i Łabiszynie. Tworzą je piaski z domieszką żwirów i miejscami głązów w spągu (tabl. III D). Miąższość tych osadów przekracza miejscami 12 m (Napiórkowski, 2019). Strop tych osadów położony jest na wysokości 80–85 m n.p.m. Na wschód od doliny Noteci miąższości pokryw osadów wodnolodowcowych są mniejsze. Przykrywają one gliny lodowcowe (fazy poznańskiej).

Osady te powstały w wyniku przepływów wód roztopowych wzdłuż krawędzi łądolodu w kierunku zachodnim podczas recesji łądolodu (fazy poznańskiej) (Weckwerth, 2013).

Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren spiętrzonych. Na północny wschód od Łabiszyna przez Smogorzewo i Jeżewo i dalej poza obszarem arkusza ciągną się wzniesienia o szerokości od 350 do 700 m, długości 1–3 km i wysokości do 110 m n.p.m. Zostały one opisane przez Liberackiego (1958) i Rosę (1964) jako wzniesienia „łabiszyńskiej moreny wyciśnięcia”.

Tworzą je piaski różnoziarniste z wkładkami pyłów, żwiry i diamiktony piaszczyste (tabl. IIA). Osady te są spiętrzone w postaci pofałdowanych łusek z wergencją ku północy pod kątem 20–88° (tabl. IIB). Osady tworzące te struktury powstawały początkowo w strefie proglacjalnej, a następnie subglacjalnej lądolodu nasuwającego się z północnego wschodu (Weckwerth, 2007b). Są to głównie starsze osady plejstocenu, stożki proglacjalne oraz przypuszczalnie gliny fazy leszczyńskiej. Miąższość tych struktur łuskowo-fałdowych wynosi 20–30 m. Ich powstanie jest interpretowane jako spiętrzenia osadów na bezpośrednim przedpolu i w spągu lądolodu w pobliżu krawędzi doliny (Krygowski, 1964; Brykczyński, 1982). Odkłucia osadów powstawały prostopadle do południowej krawędzi doliny rzecznej o równoleżnikowo przebiegającej osi. Wielkość i położenie tych struktur wskazują, że miały one zasięg lokalny i nie mają znaczenia stratygraficznego.

Piaski i mułki akumulacji szczelinowej. Wypełnienia form powstałych w wyniku arealnego rozpadu lądolodu występują dosyć licznie na całym obszarze arkusza Łabiszyn poza pradoliną toruńsko-eberswaldzką i doliną Noteci. W rejonie na północ od Klotyldowa występuje forma akumulacyjna częściowo przykryta wydmami. Jest ona najbardziej na północ położoną tego typu formą na obszarze arkusza. Największą formą akumulacji szczelinowej są Góry Jabłowskie między Załachowem a Jabłowem. Są to jednocześnie najwyższe wzniesienia na obszarze arkusza Łabiszyn (152,4 m n.p.m.). Innymi tego typu wzniesieniami są wzgórza między Wawrzynkami a Januszkowem i Jabłówkiem, Ojrzanowem i Będzitowem oraz Kierzkowem. Przeważnie wzniesienia te są wydłużone południkowo lub nieregularnego kształtu. Niektóre z nich mają formę pozwalającą określić je jako kemy o wysokości od 2 do 15 m oraz tarasy kemowe o wysokości 5–10 m. Formy te zbudowane są głównie z piasków różnoziarnistych i pyłowatych, lokalnie z wkładkami żwirów. Tworzyły się jako wypełnienia szczelin oraz większych form w obrębie stagnującego i martwego lodu podczas recesji ostatniego zlodowacenia. Odsłonięcie piaszczysto-pyłowych osadów akumulacji szczelinowej znajduje się w dwóch piaskowniach w Smolnikach (Matuszewski, Konopacki, 2011, 2016). Szczegółowe badania zostały wykonane w piaskowni Smolniki II. Powyżej osadów rzecznych stadiału środkowego spoczywa seria piasków drobnoziarnistych i pyłów piaszczystych o miąższości 7,0 m (tabl. IIG, IX). Wyniki datowań OSL wskazują, że osady te powstawały 18–17 ka, czyli podczas deglacjacji tego obszaru.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,5 m n.p. rzeki. Analiza rzeźby oraz materiałów archiwalnych pozwoliła zweryfikować liczbę oraz genezę poziomów tarasowych w dolinie Noteci. Taras nadzalewowy 2,0–5,5 m n.p. rzeki zbudowany jest z piasków i żwirów o miąższości do około 10–12 m. Strop tego tarasu położony jest na wysokości około 77–78 m n.p.m. Taras ten powstał w wyniku agradacji osadów podczas postglacjalnego

przekształcania systemu rynien glacialnych w dolinę rzeczną. Zachowany układ koryt wskazuje na roztokowy styl sedymentacji rzeki. Istniejące współcześnie jeziora w dolinie Noteci (jeziora Sadłogoszcz i Wolickie) oraz osady wypełniające niegdyś istniejące misy jeziorne w rejonie Barcina wskazują na to, że podczas tworzenia się tego tarasu były jeszcze zachowane bryły martwego lodu.

Piaski, żwiry i mułki tarasów nadzalewowych 1,0–4,2 m n.p. rzeki występują głównie od Barcina do Obórzni. Strop tarasów położony jest na wysokości około 75–76 m n.p.m. Tworzą je piaski różnoziarniste z przewarstwieniami mułkowymi i organicznymi o miąższości 4–6 m. Zachowane stabilne koryta wskazują na anastomozujący styl rzeki. Taki układ wielokorytowy panował aż do czasu regulacji Noteci w celach żeglugowych w XIX w. Wcześniej obszar tych tarasów podlegał regularnemu zalewaniu w wyniku wezbrań powodziowych i był silnie zabagniony (Kaniecki, 2011). Pozostałością po tym okresie naturalnego rozwoju doliny Noteci są wypełnienia torfowe dawnych koryt.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (pradoliny) 2,0–3,0 m n.p. rzeki odsłaniają się tylko na północ od Łabiszyna między dwoma zespołami wydm złożonych. Między Smolnikami a Łabiszynem osady tych tarasów były uruchamiane przez procesy eoliczne, w efekcie czego powierzchnia tarasowa została przykryta przez pokrywy eoliczne i osady wydmowe.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (pradoliny) 1,0–2,0 m n.p. rzeki odsłaniają się w czynnej żwirowni w Sosnowcu Wielkim (tabl. IIIH). Są to piaski gruboziarniste w spągu przechodzące w piaski średnio- i drobnoziarniste o miąższości 6–8 m (Piekarska, Piekarski, 2008). Spoczywają one bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Warty lub ich rezyduach. W stropie tarasów pod pokrywą eoliczną występuje gleba paluszkowa (tabl. IIIH), powstała przypuszczalnie w późnym glacialu. Powierzchnia tarasów leży na wysokości 70–68 m n.p.m.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne drobnoziarniste i pyłowate występują powszechnie w północnej części obszaru. Współwystępują z piaskami wydm rozwiniętych przede wszystkim na wyższych tarasach pradolinnych Wisły oraz na formie akumulacji szczelinowej w rejonie Smolnik. Miąższość pokryw eolicznych dochodzi do 2 m. Pokrywy o miąższości powyżej 1 m przekształcone są przez procesy glebowe (tabl. IID). Występują one także na piaskach i żwirach pokryw wodnolodowcowych w rejonie Łabiszyna, Załachowa i Smerzyna.

Piaski eoliczne w wydmach średnio- i drobnoziarniste tworzą zwarty zespół wydm w północnej części obszaru od Kowalewa aż po Nowe Dąbie. Mniejszy zespół wydm znajduje się w rejonie Antoniewa i kontynuuje się poza obszarem arkusza. Kolejne mniejsze zespoły wydm znajdują się w Zielonowie i Klotyldowie oraz między Łabiszynem i Załachowem. Pojedyncze, niewielkie wydmy występują w Oporowie, Będzitowie i JabłóWKu. Miąższość osadów w największych wydmach dochodzi do 30 m we wschodniej części głównego pola wydmowego.

Piaski i mułki stożków napływowych występują u wylotu niewielkich dolin erozyjnych, rozcinających strefę krawędziową doliny Noteci w jej części od Załachowa po Barcin. Ich miąższość przypuszczalnie nie przekracza kilku metrów. Są to słabo wysortowane piaski różnoziarniste i mułki, podrzędnie z przewarstwieniami żwirów w części proksymalnej.

### c. Holocen

Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,0 m n.p. rzeki pojawiają się poniżej Smogorzewa. W tej strefie zanika anastomozujący styl rozwinięcia koryta Noteci i koryto przechodzi w zespół dobrze zachowanych dużych meandrów, w obrębie których włożone są mniejsze meandry. Powierzchnia tarasów występuje na wysokości 71,5–70,0 m n.p.m. Zbudowane są one z piasków różnoziarnistych w spągu, które ku górze przechodzą w mułki mineralne i organiczne. Odcięte zakola meandrów wypełnione są torfami. Miąższość tych osadów dochodzi do 4–6 m. Całość jest przekształcona w efekcie prac melioracyjnych prowadzonych w XIX w. (Kaniecki, 2011). Powstała wtedy śluza w Antoniewie, część wód Noteci skierowano przez Nowy Kanał Notecki w kierunku Kanału Bydgoskiego, a samą Noteć skanalizowano i skrócono jej bieg ku północy. Duże meandry podcinają też wydmy pomiędzy Antoniewem a Jeżewicami, a same tarasy są wycięte w osadach niższych tarasów pradolinnych. Tworzyły się zatem przypuszczalnie od młodszego dryasu do początków holocenu. Mniejsze meandry pochodzą już z holocenu i tworzyły się aż po czasy sprzed regulacji rzeki.

Gytie i kreda jeziorna nie występują na powierzchni terenu. Zostały one stwierdzone w wypełnieniach dawnych mis jeziornych w dolinie Noteci w Barcinie oraz w rejonie Gębina. Osiągają one 2–3 m miąższości i podścielają torfy.

Namuły den dolinnych i namuły zagłębień bezodpływowych są to utwory piaszczysto-pyłowe z domieszką części organicznych, bez warstwowania, o miąższości nie przekraczającej 4 m. Akumulowane były w zagłębieniach bezodpływowych na wysoczyźnie morenowej, w dnach bocznych dolin erozyjnych oraz w obniżeniach wysoczyznowych. Duży udział w ich

powstawaniu miał rozwój działalności rolniczej na otaczających terenach i zmywanie do obniżeń osadów wypłukiwanych przez opady atmosferyczne, czyli splukiwanie powierzchniowe.

Torfy na powierzchni obszaru arkusza Łabiszyn występują powszechnie, chociaż przeważnie są zapisem końcowej fazy rozwoju różnego typu zagłębień terenu. Ich miąższość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do 5–7 m. Główne wystąpienia torfów znajdują się w dolinie Noteci. Na odcinku od jeziora Sadłogoszcz do Jeziora Wolickiego torfy pościelone są gytiami i kredą jeziorną. Poniżej Jeziora Wolickiego torfy przykrywają piaski i mułki rzeczne. Stanowią one głównie wypełnienia starorzeczy (odcięte paleomeandry). Są to torfy typu niskiego z przewagą torfów trzciniowo-turzycowych. Na obszarach obecnie zmeliorowanych są w znacznym stopniu zmurszałe. Na odcinku doliny Noteci od Obielewa po Łabiszyn tworzą praktycznie ciągły poziom, co jest pozostałością sprzed okresu regulacji Noteci.

Najwięcej torfów na piaskach i żwirach lodowcowych znajduje się w rejonie Jabłowa Pałuckiego i Smerzyna, gdzie wypełniają one głównie obniżenia po bryłach martwego lodu. Torfy na piaskach i żwirach rynien subglacjalnych występują w przegłębieniach rynny subglacjalnej ciągnącej się od Łabiszyna przez Pturek do Jeziora Kierzkowskiego na południu obszaru. Torfy na glinach zwałowych występują w rejonie Smerzyna.

## B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Łabiszyn położony jest w centralnej części antyklinorium środkowopolskiego na pograniczu trzech jednostek tektonicznych: wału pomorskiego, wału kujawskiego (depresji gniewkowskiej) i niecki mogileńskiej (Dadlez, Marek, 1985; Leszczyński, 2010). Tektonika tego obszaru zdominowana jest przez rozwój basenu bruzdy duńsko-polskiej począwszy od wczesnego permu aż po późny miocen (Dadlez i in., 1995). Bruzda duńsko-polska rozwijała się jako strefa ryftowa, a następnie aulakogen (zamarły ryft), powodując ciągłą subsydencję dna aż do kredy górnej–paleocenu, kiedy zaczęła rozwijać się inwersja tektoniczna basenu i antyklinorium środkowopolskiego (Pożaryski, Brochwicz-Lewiński, 1979; Guterch i in., 1986; Ziegler, 1990). Stopniowe pogłębianie się basenu bruzdy duńsko-polskiej aż do głębokości ponad 10 km spowodowało aktywizację procesów tektoniki solnej (Stephenson i in., 2003). Przejawy tektoniki solnej przyczyniły się w dużej mierze do ukształtowania podłoża podczwartorzędowego na obszarze arkusza Łabiszyn oraz miały decydujący wpływ na litologię i miąższość poszczególnych ogniw osadów mezozoiku i paleogenu oraz neogenu. Tektonika podłoża przyczyniła się też do zróżnicowania miąższości oraz rozwoju paleogeograficznego jednostek czwartorzędowych.

Głównymi elementami w budowie tektonicznej na obszarze arkusza Łabiszyn jest struktura Zalesia, antyklina Szubina oraz strefa dyslokacyjna Wyrzyska (Dadlez, Marek, 1985). Struktura Zalesia została wykryta badaniami grawimetrycznymi, a następnie nawiercona w centralnej części (otw. Zalesie na wschód od granic obszaru ark. Łabiszyn) w 1938 r. Badania w latach 50. XX w. pozwoliły stworzyć pierwszy zarys budowy tektonicznej struktury Zalesia (Dembowska, 1959). Struktura Zalesia wchodzi w skład pasma (wału solnego) o długości około 130 km (Dadlez, Marek, 1985). Zaczyna się ono w rejonie Jastrowia i kontynuuje w rejonie Złotowa, Wyrzyska i Szubina. Stopień spiętrzenia mas solnych wzrasta w kierunku struktury Zalesia.

Przyjmuje się, że struktura Zalesia ma formę brachyantykliny rozwiniętej w wyniku procesów tektoniki solnej (Dembowska 1959; Wierzbowski i in., 1982; Dadlez, Marek, 1985; Głazek i in., 1992; Piątkowska, 2003). Spowodowały one dźwiganie się mas solnych i stopniowe wypiętrzanie skał mezozoicznych w ich nadkładzie. Z badań geofizycznych wynika, że spąg osadów solonośnych cechsztynu występuje w tym rejonie na głębokości około 5000–6000 m, a strop tych osadów występuje na głębokości około 2000 m (Dadlez i in., red., 1998; Znosko, red., 1998). Południowo-zachodnią granicę struktury Zalesia wyznacza strefa dyslokacyjna Wyrzyska. Przecina ona cały kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny aż do powierzchni podkenozoicznej. Południowo-zachodnie skrzydło tej strefy w rejonie struktury Zalesia jest skrzydłem zrzuconym. Wielkość zrzutu wynosi kilkaset metrów, a wzdłuż powierzchni uskokowej kontaktują się ze sobą utwory niższej części tytonu z utworami wyższej części kredy dolnej (Matyja i in., 1985). Utwory oligocenu osadzone bezpośrednio na osadach jury górnej są wzdłuż tej strefy zaburzone (Matyja, Wierzbowski, 1985).

Przypuszczalnie kolejna strefa uskokowa występuje w północno-wschodniej części struktury Zalesia o mniej więcej równoległym przebiegu do dyslokacji Wyrzyska. W górnej części ta strefa uskokowa ma charakter inwersyjny, przechodząc ku dołowi w uskoki pionowe i normalne (Młynarski i in., 1982; Głazek i in., 1992). System uskoków na północno-wschodnim skrzydle struktury Zalesia zaznacza się wyraźnie w triasie i niższej jurze. W powierzchni podkenozoicznej ujawnia się tylko na niektórych odcinkach. Kolejny system uskoków zaznacza się w centralnej części struktury Zalesia. Występują tam co najmniej dwa uskoki o przebiegu NW–SE. Tworzą one wspólnie układ uskoków schodowych o zrzuconych północno-wschodnich skrzydłach (Głazek i in., 1992). Powoduje to asymetryczną morfologię struktury Zalesia. Najwyżej położona jest południowo-zachodnia część tej struktury w rejonie kamieniołomu Wapienno. Oprócz tego licznie występują niewielkie strefy uskokowe o zrzucie do kilkunastu metrów, ułożone promieniście wokół struktury Zalesia. Są one widoczne na ścianach kamieniołomu w Wapienno. Uskoki te mają charakter rozwartych i wypełnione są osadami o bardzo zróżnicowanej litologii. Są to piaski glaukonitowe, piaski kwarcowe, mułki i ropy węgliste

wraz z kawałkami drewna (tabl. IVC). Miejscami w części stropowej wypełnień spotyka się piaski formacji z Wapienna i gliny zwałowe zlodowacenia Warty (ogniwo B1 formacji z Barcina). Przyjmuje się, że piaski glaukonitowe mogły tworzyć się w kredzie. Wiek wypełnień węglistych został określony na podstawie badań palinologicznych na rupel (oligocen dolny; Głazek, Ziemińska-Tworzydło, 1989). Pozwala to przyjąć, że strop utworów mezozoiku struktury Zalesia znajdował się na powierzchni terenu co najmniej od oligocenu, a stopniowo rozwierające się szczeliny były sukcesywnie zapełniane różnego rodzaju osadami. Tworzeniu się tych szczelin towarzyszyły procesy krasowania oraz mineralizacji siarczkowej i dolomityzacji (Krajewski, 1957; Krażewski, 1966). Stopień dolomityzacji skał węglanowych w kamieniołomie Wapienno jest bardzo nierównomierny. Dotyczy głównie skał wapiennych zespołu A oraz podzespołu B1 (Chlebowski, 1985). Procesy dolomityzacji prawdopodobnie miały miejsce głównie na przełomie kredy i paleogenu (Zydorowicz, 1982).

Początek dźwignia się mas solnych w rejonie Zalesia przypada na kajper (Dadlez, Marek, 1985). Wskazuje na to zerodowany strop wapienia muszlowego oraz brak ogniów kajpru w otworze Zalesie. Kolejne etapy rozwoju struktury Zalesia przypadają na jurę. W poszczególnych ogniwach widać redukcje miąższości osadów w stosunku np. do rejonu Kcyni czy Szubina. Przyjmuje się, że ruchy mas solnych w podłożu miały charakter pulsacyjny i bezpośrednio wpływały na miąższości i rozwój facjalny osadów w rejonie struktury Zalesia (Matyja, Wierzbowski, 1985). Tym samym proces tworzenia się struktury Zalesia był synchroniczny z tworzącymi ją osadami. Szczególnie dobrze jest to widoczne w utworach oksfordu. Na otaczających terenach miała miejsce sedymentacja ilasto-mułowcowych osadów formacji z Łyny (Matyja i in., 1985). Na strukturze Zalesia rozwinęła się bioherma gąbkowa, a w późnym oksfordzie w szczytowej partii występowały koralowce.

Rozwój tektoniczny struktury Zalesia kontynuował się w kredzie i paleogenie. Obecnie centralna część struktury jest zerodowana. Wskazuje na to nawiercona w centralnej części w otworze Sadłogoszcz 2 (tuż przy wschodniej granicy obszaru arkusza) pozostałość osadów albu pod utworami kenozoicznymi. Osady te leżą prawdopodobnie niezgodnie na utworach jury dolnej (Dadlez, Dembowska, 1965). Na przełomie kredy i paleogenu nastąpiła inwersja układu naprężeń tektonicznych w zbiorniku bruzdy śródpolskiej z tensyjnego na kompresyjny (Marek, Znosko, 1972a, b; Dadlez, 2001). Spowodowało to intensyfikację tektoniki solnej oraz wypiętrzanie i sukcesywną erozję centralnej części struktury Zalesia. W efekcie w centralnej części tej struktury brak jest górnourajskiej biohermy gąbkowej, a pod cienkim przykryciem osadów czwartorzędu występują utwory jury dolnej i środkowej. Przyjmuje się, że główny etap dźwignia się struktury Zalesia miał miejsce w paleogenie i neogenie.

Antyklina Szubina stanowi kolejną kulminację wypiętrzeń wału solnego o długości około 130 km (Dadlez, Marek, 1985). W obrębie obszaru arkusza Łabiszyn występuje południowo-wschodni fragment tej struktury o charakterze poduszki solnej. Pomiędzy strukturą Zalesia i antyklina Szubina rozciąga się obszar obniżonej powierzchni stropu utworów mezozoiku do wysokości 70,4 m p.p.m. (otw. 55) w rejonie Załachowa i 66,0 m p.p.m. (otw. 29) w rejonie Gębina. Strop utworów mezozoiku obniża się też wyraźnie w południowo-zachodniej części obszaru w rejonie Żnina do 71,7 m p.p.m. (otw. 100).

Brak na obszarze arkusza Łabiszyn osadów starszych od oligocenu dolnego i niezgodne położenie najstarszych ogniw oligocenu na różnowiekowych osadach mezozoiku pozwalają przyjąć, że główny etap wypiętrzania wału śródpolskiego w tym rejonie miał miejsce w paleocenie i eocenie (Stephenson i in., 2003). Analiza strukturalna wskazuje, że wypiętrzanie struktur solnych Zalesia i Szubina kontynuowało się w oligocenie i miocenie. Pomiędzy tymi strukturami dochodziło do subsydencji podłoża i tworzenia się zapadlisk przywysadowych w wyniku ubytku mas solnych (Kasiński i in., 2009). Skutkiem tego było powstawanie warunków dogodnych do akumulacji materii organicznej i tworzenia się pokładów węgla brunatnego (złóże Szubin; Pudło, Sztormwasser, 1984). Aktywność tektoniczna występowała co najmniej do miocenu. Objawia się to szeregiem uskoków zrzutowych normalnych o wielkości zrzutu od kilkunastu do 58 m (tabl. V). Uskoki te rozwinięte są również w osadach miocenu z widoczną zmniejszającą się amplitudą zrzutu w coraz młodszych ogniwach. Erozyjny strop formacji poznańskiej, jak też brak ogniw przewodnich w jej obrębie utrudnia określenie zasięgu ruchów tektonicznych. Niemniej badania neotektoniczne wskazują, że wał środkowopolski podlegał ciągłym ruchom pionowym. Wpływ na to miały procesy obciążenia podczas nasunięć lądolodu skandynawskiego, a później odprężania podłoża podczas deglacjacji, co prowadziło do aktywizacji struktur wysadowych soli cechsztynu (Molewski, 2007; Jaworska, Wilkosz, 2012). Obecność osadów rzecznych formacji z Wapienna na stoku struktury Zalesia w jej najwyższej części pozwala przyjąć, że co najmniej od 200 ka struktura solna wykazuje niewielką aktywność wznoszącą. Tym samym rola ruchów neotektonicznych w miąższości i wykształceniu osadów plejstocenu na obszarze arkusza Łabiszyn jest znikoma.

Deformacje glacitektoniczne zostały stwierdzone przede wszystkim w obrębie tzw. moren łabiszyńskich, czyli ciągu wzgórz rozpoczynających się na wschód od Łabiszyna i ciągnących się dalej w kierunku wschodnim już poza granicami obszaru arkusza. Ich budowa wewnętrzna oraz schemat powstania i rozwoju został przedstawiony przez Weckwertha (2007b). Deformacjom początkowo proglacjalnym (subhoryzontalnie nachylone łuski), a następnie subglacjalnym podlegały wcześniej zdeponowane osady glacialne i wodnolodowcowe (głównie ze zlodowacenia Warty i fazy

leszczyńskiej zlodowacenia Wisły) oraz osady stożków proglacjalnych. Stwierdzony układ naprężeń wskazuje, że w fazie proglacjalnej łądolód poruszał się z kierunku NNW na SSE. W fazie subglacjalnej ruch lodu uległ reorientacji na kierunek z północnego wschodu ku południowemu zachodowi, co jest zgodne z pomiarami struktur kierunkowych w glinach fazy poznańskiej w stanowiskach Wapienno i Barcin-Cegielnia (Sokołowski, 2007; Wysota i in., 2009). Położenie wzniesień morenowych w rejonie Łabiszyn–Smogorzewo–Jeżewo przy południowej krawędzi Kotliny Toruńskiej oraz kopalnej doliny o przebiegu równoleżnikowym (Weckwerth, 2004) wskazuje na udział glacitektoniki krawędziowej, gdzie procesy deformacji zachodzą w strefach zboczowych dawnych dolin poprzecznych do kierunku ruchu łądolodu (Krygowski, 1964; Brykczyński, 1982; Weckwerth, 2007b).

Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej jest zróżnicowane i jej wysokość waha się od 92,3 m n.p.m. w otworze 148 w rejonie kamieniołomu Wapienno do 47,6 m p.p.m. w otworze 13 na północno-wschodnim skraju obszaru arkusza. Jeszcze większe deniwelacje, sięgające 165 m, występują w stropie osadów mezozoiku – w rejonie Załachowa (otw. 55) strop wapieni jury górnej leży na wysokości 70,4 m p.p.m. Tak duże zróżnicowanie wynika w przypadku osadów podczwartorzędowych z aktywności ruchów tektonicznych w obrębie bruzdy duńsko-polskiej i rozwoju struktur antyklinorium (wału) środkowopolskiego i przyległych niecek – brzeźnej i mogileńskiej począwszy od końca kredy po paleogen i neogen (Marek, Znosko, 1972a, b).

W morfologii powierzchni podczwartorzędowej wyróżniono dwie formy erozji subglacjalnej: 1. północna o przebiegu zachód–wschód w rejonie Drogosław–Antoniewo; 2. centralna o przebiegu NW–SE, biegnąca od Gębina przez rejon Murczynka, Obielewa, Kierzkowa i Szczepanowa (tabl. X). W północnej formie erozyjnej, przypuszczalnie rynnie subglacjalnej, spąg osadów czwartorzędu położony jest najniżej na całym obszarze arkusza Łabiszyn (47,5 w otw. 13; 18,5 w otw. 8 i 17,1 m p.p.m. w otw. 12). Forma ta kontynuuje się poza obszarem arkusza Łabiszyn, na co wskazują podobne wysokości występowania spągu utworów czwartorzędu (do około 41 m p.p.m.) na obszarze sąsiedniego arkusza Bydgoszcz Zachód. Forma wypełniona jest piaskami różnoziarnistymi z domieszką żwirów i wkładkami ilów zastoiskowych. Dotychczas forma ta wraz z wypełnieniem były traktowane jako dolina kopalna z interglacjału mazowieckiego (Butrymowicz, Włodek, 2012, 2013; Weckwerth, 2010). Jednakże jej nierówny profil podłużny, jak też położenie dna poniżej poziomu morza podczas interglacjału mazowieckiego (Spratt, Lisiecki, 2016) pozwalają przyjąć, że jest to forma powstała w wyniku erozji subglacjalnej. Rynna centralna o przebiegu NW–SE wypełniona jest przez mułki i ły warwowe, diamiktony piaszczyste, żwiry i piaski (otw. 68, 80 i 81). Ta struktura rynnowa biegnie mniej więcej zgodnie z głównym uskokiem zrzutowym w podłożu podczwartorzędowym, co może wskazywać na jego pewną rolę w rozwoju procesów subglacjalnych,

np. poprzez dopływ ciepła i intensyfikację procesów wytapiania spągu łądolodu. Nie stwierdzono natomiast formy rynnowej na południowo-zachodnim skraju obszaru arkusza, która mogłaby stanowić kontynuację rynny subglacjalnej stwierdzonej na obszarach arkuszy Żnin (Włodek, 2004a, b) i Rogowo (Sydow, Machowiak, 2004; Machowiak, Sydow, 2005).

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar arkusza Łabiszyn położony jest na południowym krańcu pomorskiej części wału (antyklinorium) środkowopolskiego oraz jego pograniczu z niecką mogileńską (Dadlez, 1980; Dadlez i in., red., 1998; Znosko, red., 1998). Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej na obszarze arkusza jest dobrze rozpoznana i zrekonstruowana, głównie ze względu na występowanie w jego obrębie struktur salinarnych – antykliny Szubina i struktury Zalesia oraz na obszarach arkuszy sąsiednich – wysadu solnego Inowrocławia, Damasławka i Mogilna (Mrozek i in., 1961; Marek, Znosko, 1972b; Dadlez, Marek, 1985; Wilkosz i in., 2006). Proces rozwoju struktury Zalesia (i przypuszczalnie również antykliny Szubina) rozpoczął się w kajprze (Dadlez, Marek, 1985). Wskazuje na to erozja w stropie wapienia muszlowego w profilu otworu Zalesie. Brakuje też ogniów kajpru. Dalsze wypiętrzanie struktur solnych w jurze spowodowało redukcję miąższości osadów w poszczególnych ogniwach w stosunku np. do rejonu Kcyni czy Szubina. Przyjmuje się, że ruch mas solnych w podłożu miał charakter pulsacyjny i bezpośrednio wpływał na miąższości osadów i ich wykształcenie facjalne (Matyja, Wierzbowski, 1985). Strop utworów cechsztynu w strukturze Zalesia znajduje się na głębokości 2000–25 000 m, natomiast w antyklinie Szubina – 1640 m (Dembowska, 1959).

Najstarszymi osadami nawierconymi w obrębie obszaru arkusza są piaskowce, mułowce i iłowce jury dolnej (tab. 1). Tworzyły się one głównie w środowiskach lądowych, przybrzeżnych z akumulacją torfów (wkładki węgla brunatnego i obfity detrytus roślinny), okresowo zalewany przez płytkie morze, w którym tworzyły się syderyty i sferolity syderytowe (zespoły N–R, tabl. III). Okruchowa sedimentacja lądowa trwała jeszcze na początku jury środkowej (ogniwo S; Matyja, Wierzbowski, 1985). W wyższych ogniwach jury środkowej transgresja aaleńska spowodowała zastąpienie piaszczystych osadów lądowych przez drobnoklastyczną sedimentację morską iłowców i mułowców aalenu dolnego (zespół T). Przypuszczalnie wypływanie zbiornika morskiego spowodowało przybrzeżną depozycję osadów piaszczystych z wkładkami żwirów (zespół U). W bajosie i batonie dominowała już pełnomorska sedimentacja mułowcowo-ilasta (tzw. ily rudonośne) z wkładkami i soczewkami syderytów i muszłowców syderytowych, typowa dla basenu bruzdy śródpolskiej. W keloweju zbiornik morski ulegał stopniowemu spłycaaniu i deponowane były dolomity piaszczyste (zespół Z).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

| Stratygrafia  |  |   |   | Utworki<br>(opis litologiczny)  | Procesy geologiczne  |   |
|---|--|---|---|---|--|---|
| System  | Oddział  | Piętro  | Podpiętro   |   |  |   |
| C<br>z<br>w<br>a<br>r<br>t<br>o<br>r<br>z<br>ę<br>d   | H<br>o<br>l<br>o<br>c<br>e<br>n                |   |   | Torfy — ${}_t Q_h$  | Akumulacja organiczna  |   |
|   |  |   |   | Namuły zagłębień bezodpływowych — ${}_{li} Q_h$                                     | Akumulacja mineralno-organiczna w obniżeniach terenu   |   |
|   |  |   |   | Namuły den dolinnych — ${}_n Q_h$   | Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin  |   |
|   |  |   |   | Gytie i kreda jeziorna — ${}_{gy} Q_h$  | Akumulacja jeziorna  |   |
|   |  |   |   | Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,0 m n.p.rzeki — ${}_{pm} Q_h^{(t)}$ | Akumulacja rzeczna   |   |
|   |  |   |   | Piaski i mułki stożków napływowych — ${}_{pm} Q^s$                                  | Akumulacja na zboczach w środowisku wód płynących  |   |
|   |  |   |   | Piaski eoliczne w wydmach — ${}_p Q^{(w)}$  | Akumulacja eoliczna, powstawanie wydm  |   |
|   |  |   |   | Piaski eoliczne — ${}_p Q^e$  | Akumulacja eoliczna, powstawanie pokryw piasków przewianych  |   |
|   | P<br>l<br>e<br>j<br>s<br>t<br>o<br>c<br>e<br>n | Z<br>l<br>o<br>d<br>o<br>w<br>a<br>c<br>e<br>n<br>i<br>a<br>p<br>ó<br>ł<br>n<br>o<br>c<br>n<br>o<br>p<br>o<br>l<br>s<br>k<br>i<br>e | Z<br>l<br>o<br>d<br>o<br>w<br>a<br>c<br>e<br>n<br>i<br>e<br>W<br>i<br>s<br>t<br>y | S<br>t<br>a<br>d<br>i<br>a<br>ł<br>g<br>ó<br>r<br>n<br>y                            | Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (pradolinnych) 1,0–2,0 m n.p.rzeki — ${}_{pż} Q_{p^4}^{B3(IV)}$ | A<br>k<br>u<br>m<br>u<br>l<br>a<br>c<br>j<br>a<br>r<br>z<br>e<br>c<br>h<br>n<br>a |
| Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (pradolinnych) 2,0–3,0 m n.p.rzeki — ${}_{pż} Q_{p^4}^{B3(III)}$ |  |   |   |   |  |   |
| Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 1,0–4,2 m n.p.rzeki — ${}_{pż} Q_{p^4}^{B3(II)}$          |  |   |   |   |  |   |
| Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,5 m n.p.rzeki — ${}_{pż} Q_{p^4}^{B3(I)}$                  |  |   |   |   |  |   |
| Piaski i mułki akumulacji szczelinowej — ${}_{pm} Q_{p^4}^{B3}$   |  |   |   |   | Akumulacja zmienna – zastoiskowa i wodnolodowcowa – między bryłami martwego lodu                             |   |
| Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren spiętrzonych — ${}_{pż} Q_{p^4}^{B3(gw)}$                                 |  |   |   |   | Akumulacja u czoła zanikającego lądolodu, odkłucia i spiętrzanie przed czołem lądolodu                       |   |
| Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż2} Q_{p^4}^{B3 fg}$  |  |   |   |   | Akumulacja wodnolodowcowa  |   |
| Piaski, żwiry i mułki lodowcowe — ${}_{pż} Q_{p^4}^{B3 g}$  |  |   |   |   | Akumulacja lodowcowa   |   |
| Piaski i żwiry rynien subglacialnych — ${}_{pż} Q_{p^4}^{B3(rs)}$   |  |   |   |   | Akumulacja w rynnach subglacialnych  |   |
| Gliny zwałowe — ${}_{gzw2} Q_{p^4}^{B3}$  |  |   |   |   | Akumulacja lodowcowa   |   |
| Iły i mułki zastoiskowe — ${}_{im} Q_{p^4}^{B3 b}$  |  |   |   |   | Akumulacja zastoiskowa   |   |

|                       |                     |                              |   |   |  |                           |
|-----------------------|---------------------|------------------------------|---|---|--|---------------------------|
| C z w a r t o r z ę d | P l e j s t o c e n | Zlodowacenia północnopolskie | Zlodowacenie Wisły  | Stadial górný   | Piaski i żwiry wodnolodowcowe $\% — \begin{matrix} fg \\ pz1 \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$    | Akumulacja wodnolodowcowa |
|                       |                     |                              |   | Stadial środkowy  | Gliny zwałowe $— \begin{matrix} g \\ gzw1 \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$                       | Akumulacja lodowcowa      |
|                       |                     | Zlodowacenia środkowopolskie | Zlodowacenie Warty  |   | Piaski rzeczne $— \begin{matrix} f \\ p \end{matrix} Q_{p^4}^{B2}$                         | Akumulacja rzeczna        |
|                       |                     |                              |   |   | Iły i mułki zastoiskowe $— \begin{matrix} b \\ im \end{matrix} Q_{p^3}^W$                  | Akumulacja zastoiskowa    |
|                       |                     |                              | Gliny zwałowe $— \begin{matrix} g \\ gzw \end{matrix} Q_{p^3}^W$                                    | Akumulacja lodowcowa  |  |                           |
|                       |                     |                              | Piaski i żwiry wodnolodowcowe $— \begin{matrix} fg \\ p \end{matrix} Q_{p^3}^W$                     | Akumulacja wodnolodowcowa   |  |                           |
|                       |                     |                              | Piaski, podrzędnie mułki, rzeczno-peryglacialne $— \begin{matrix} f-pg \\ p \end{matrix} Q_{p^3}^W$ | Akumulacja rzeczna w warunkach peryglacialnych  |  |                           |
|                       |                     | Zlodowacenie Odry            |   | Mułki, piaski i żwiry rynien subglacialnych $— \begin{matrix} (S) \\ mp \end{matrix} Q_{p^3}^O$ | Akumulacja w głębokich dolinach na skutek spływów ze zboczy i działalności wód lodowcowych |                           |
|                       |                     |                              |   | Gliny zwałowe $— \begin{matrix} g \\ gzw \end{matrix} Q_{p^3}^O$                                | Akumulacja lodowcowa   |                           |
| N e o g e n           | M i o c e n         | Miocen środkowy-górný        |   | Iły pstre, mułki i piaski $— \begin{matrix} ipe \\ \end{matrix} M_{2-3}$                        | Akumulacja rzeczna, jeziorna i lagunowa  |                           |
|                       |                     | Miocen dolny                 |   | Piaski, iły i mułki z węglem brunatnym $— \begin{matrix} pi \\ \end{matrix} M_{2-3}$            |  |                           |
|                       |                     |                              |   | Piaski i mułki $— \begin{matrix} pm \\ \end{matrix} M_1$  | Akumulacja rzeczna i jeziorna  |                           |
| P a l e o g e n       | O l i g o c e n     |                              |   | Piaski, piaskowce glaukonitowe oraz mułowce i iłowce $— \begin{matrix} pGk \\ \end{matrix} O1$  | Akumulacja morska<br>Akumulacja morska i brakiczna   |                           |
| K r e d a             | Kreda górna         |                              |   | Margle, iłowce i mułowce $— \begin{matrix} me \\ \end{matrix} Cr_3$                             | Akumulacja morska  |                           |
|                       | Kreda dolna         |                              |   | Piaskowce, mułowce i iłowce oraz margle i wapienie $— \begin{matrix} pc \\ \end{matrix} Cr_1$   | Akumulacja morska  |                           |
| J u r a               | Jura górna          |                              |   | Wapienie i margle $— \begin{matrix} w \\ \end{matrix} J_3$                                      | Akumulacja morska  |                           |
|                       | Jura środkowa       |                              |   | Piaskowce, mułowce i iłowce $— \begin{matrix} pc \\ \end{matrix} J_2$                           | Akumulacja morska i przybrzeżno-lądowa   |                           |
|                       | Jura dolna          |                              |   | Piaskowce, podrzędnie mułowce i iłowce $— \begin{matrix} pc \\ \end{matrix} J_1$                | Akumulacja rzeczna, jeziorna i brakiczna   |                           |

W wyniku synsedymencyjnego wypiętrzania poduszki solnej struktury Zalesia wszystkie ogniwa jury dolnej i środkowej w jej obrębie charakteryzują się wyraźną redukcją miąższości w stosunku do otaczających obszarów. Pod koniec keloweju rozpoczęła się rozległa transgresja morska, zapisana w tzw. warstwie bulastej (zespół Z). Począwszy od oksfordu nastąpiła zmiana charakteru sedymentacji z okruczowej na węglanową i węglanowo-ilastą, która trwała aż do końca jury (zespoły A–E). Synsedymencyjne dźwiganie się struktury Zalesia spowodowało powstanie w jej centralnej części struktury rafowej otoczonej przez biohermę sinicowo-gąbkową (zespół B), a na jej skrzydłach stokowych facji węglanowych, przechodzących obocznie w basenowe facje margliste (zespół C; Matyja, Wierzbowski, 1985). Na otaczających terenach zachodziła sedymentacja ilasto-mułowcowych osadów formacji z Łyny (Matyja i in., 1985). Na strukturze Zalesia rozwinęła się bioherma gąbkowa, a w późnym oksfordzie w szczytowej partii występowały koralowce. W tytonie zaznaczyło się spłykanie zbiornika i sedymentacja wapieni oolitowych i organodetrytycznych na strukturze Zalesia (zespół E). Poza nią tworzyły się osady węglanowo-ilaste formacji pałuckiej. Postępująca regresja morska w tytonie doprowadziła do izolacji zbiornika morskiego i rozwoju sedymentacji w warunkach hipersalinarnych. Powstawały wtedy wapień mikrytowe (zespół E) dolnej części formacji kcyńskiej (Dembowska, 1979), które przypuszczalnie kończą profil utworów jury na obszarze arkusza Łabiszyn. Brak dokładniejszych danych spoza struktury Zalesia utrudnia precyzyjniejsze określenie sekwencji zdarzeń na przełomie jury i kredy.

Silikoklastyczne osady szelfowe kredy dolnej, znane powszechnie z basenu bruzdy śródpolskiej (Leszczyński, 1997; Leszczyński, Waksmundzka, 2008) zostały stwierdzone na obszarze arkusza Łabiszyn głównie po południowo-zachodniej części uskoku Wyrzyska, oddzielającego pomorską część wału śródpolskiego od niecki mogileńskiej. Są to czarne mułowce i iłowce organiczne z wkładkami piaskowców, które powstawały w centralnej (głębszej części) zbiornika kredowego bruzdy śródpolskiej podczas jednego z cykli transgresyjno-regresyjnych kredy dolnej (Leszczyński, 1997). Ich dokładniejsza przynależność stratygraficzna nie jest znana. Po transgresji morskiej w albie obszar arkusza znajdował się w strefie sedymentacji węglanowo-ilastej i węglanowo-krzemionkowej. Deponowane były iłowce, mułowce i margle z fosforytami i glaukonitem cenomanu oraz iłowce i mułowce margliste turonu. Przypuszczalnie reprezentują one cykl transgresyjno-regresyjny K3-IV (Leszczyński, 2010). Początki inwersji tektonicznej, począwszy od końca kredy, doprowadziły do sukcesyjnego usuwania wcześniej zdeponowanych osadów. Istniejące już główne strefy uskokowe uległy reaktywacji, w wyniku czego osady jury górnej tworzące strukturę Zalesia kontaktują się z utworami kredy dolnej i górnej. Podlegające dalszemu wypiętrzaniu struktury solne w rejonie Szubina i Barcina były rozgraniczone zapadliskiem przywysadowym. Procesy erozji trwały aż do oligocenu, kiedy to

nastąpiła transgresja morska. Początkowo w rejonie obszaru arkusza w rupelu dolnym dominowało środowisko przybrzeżne i brakiczne z zaznaczającą się rolą procesów pływowych. W tym czasie wapienie struktury Zalesia były odsłonięte, a rozwierające się radialnie strefy uskokowe były wypełniane osadami piaszczysto-ilastymi oraz mułkami węglistymi (Głazek i in., 1992). W rupelu górnym sedymentacja w środowisku przybrzeżnym została zastąpiona przez sedymentację w strefie płytkiego szelfu osadów piaszczystych z glaukonitem. Spowolnienie tempa sedymentacji skutkowało powstawaniem horyzontów konkrecji fosforytowych.

Brak dokładniejszych danych stratygraficznych nie pozwala określić chronologii zdarzeń z oligocenu górnego. Przypuszczalnie spągowa część piasków z wkładkami ilastymi formacji brunatnowęglowej powstawała w tym okresie lub też mamy do czynienia z luką stratygraficzną, spowodowaną dalszymi ruchami wypiętrzającymi wał śródpolski. Na lukę stratygraficzną wskazuje obecność bruku żwirowego w spągu nadległej formacji brunatnowęglowej.

We wczesnym i środkowym miocenie (lang i dolna część serrawalu) deponowany był zespół piaszczysto-mułowcowy z pokładami węgla brunatnego, należący przypuszczalnie do formacji adamowskiej (Piwocki i in., 2004). Depozycja zachodziła głównie w podlegającym ciągłej subsydencji zapadlisku przywysadowym pomiędzy strukturą Zalesia i antykliną Szubina. Dominowała tektonika dysjunktywna, z licznymi uskokami normalnymi. Początkowo deponowane były mięzsze serie piaszczyste, przypuszczalnie w środowisku rzeczno-deltowym i przybrzeżnym. Na środowisko przybrzeżne (strefa równi pływowej) wskazują występujące we wkładkach mułkowych liczne skamieniałości śladowe. Depozycja ta rozwijała się w strefie przybrzeżnej zatoki ówczesnego Morza Północnego (Rasmussen i in., 2010). Pojawiające się w wyższej części formacji brunatnowęglowej dwa pokłady węgla brunatnego powstawały w strefie przybrzeżnych jezior oraz równi zalewowej w strefie przyujściowej rzeki, która uchodziła do zatoki z kierunku wschodniego w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu (Piwocki, Zembińska-Tworzydło, 1997; Larsson i in., 2011). Rozdzielanie się głównych poziomów węglowych na cieńsze pokłady i soczewki oraz ich oboczne wyklinowywanie się jest efektem zmiennej morfologii i głębokości zbiorników w strefie przybrzeżnej (Kasiński i in., 2009). Obecność wypełnień piaszczysto-ilastych w szczelinach tektonicznych widocznych w kamieniołomie Wapienno (tabl. IVC) wskazuje na to, że wyższa część osadów tworzących strukturę Zalesia była w miocenie już zerodowana i nie tworzyła wyraźniejszej kulminacji terenu.

Osady najwyższego miocenu – formacji poznańskiej – zaczęły być deponowane około 12–11 Ma BP (torton) w warunkach stopniowo ochładzającego się klimatu (Troć, Sadowska, 2006; Larsson i in., 2011). Mięzsza seria ilasta (do 75 m) tworzyła się w zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych. Występujące powyżej głównych poziomów węgla brunatnego ility szare z materia

organiczną i cienkimi wkładkami węgla brunatnego oraz piaskami drobnoziarnistymi powstawały w środowisku limniczno-rzeczynym (Chomiak i in., 2020). Reprezentują one dolne ogniwo (środkowopolskie) formacji poznańskiej. Są one facją przejściową do depozycji jeziorno-lagunowej formacji poznańskiej (górne ogniwo – wielkopolskie) i powstawały na przełomie miocenu środkowego i górnego (Gąsiewicz, 2004). Ogniwo wielkopolskie formacji poznańskiej było deponowane w facjach jeziorno-lagunowych ze śladami wpływów morskich (Paruch-Kulczycka, Słodkowska, 2008). Pojawiające się w niektórych archiwalnych profilach wkładki piaszczyste powstawały w facji korytowej rzeki anastomozującej (Widera, 2012). Przewaga facji ilastych wskazuje, że obszar arkusza Łabiszyn znajdował się w tym czasie w centralnej części basenu, a wkładki piaszczysto-pyłowe wskazują na zmienną morfologię i migrację stref sedymentacji. Proces sedymentacji formacji poznańskiej zakończył się pod koniec miocenu lub na samym początku pliocenu.

Brak osadów formacji poznańskiej w centralnej części struktury Zalesia ma przypuszczalnie częściowo charakter pierwotny, wynikający z jej synsedymencyjnego podnoszenia się. Na aktywność tektoniczną również w miocenie górnym wskazuje duża zmienność miąższości formacji poznańskiej i obecność w jej obrębie uskoków tektonicznych. W tym też czasie kształtowała się pierwotna powierzchnia przedczwartorzędowa. Można przyjąć, że strop osadów podczwartorzędowych był wtedy położony od około 80–90 m n.p.m. w rejonie struktury Zalesia do około 75–90 m n.p.m. na północny zachód w rejonie Gąbina–Załachowa. Urozmaicona rzeźba podłoża czwartorzędu wynika z aktywności tektonicznej podłoża (głównie tektoniki salinarnej) oraz procesów erozyjnych, głównie pochodzenia lodowcowego.

Na obszarze arkusza, powyżej formacji poznańskiej, nie stwierdzono osadów pliocenu, plejstocenu dolnego oraz starszej części serii glacialnej. W tym czasie trwała już denudacja i erozja rzeczna, która mogła zachodzić w północnej części obszaru (Marks, 2004). Pierwsze zachowane ślady procesów geologicznych dotyczą zlodowacenia Odry. Pozycja stratygraficzna osadów zlodowacenia Odry została określona na podstawie przykrywających je osadów formacji z Wapienna. Z tego zlodowacenia zachowały się gliny bazalne w postaci płatów w środkowej części obszaru, które zostały skorelowane z ósmym stadium izotopowym tlenu. Nasuwający się lądolód egzarował podłoże i niszczył utwory starszego czwartorzędu oraz podłoża podczwartorzędowego. Przyjęto, że z tego zlodowacenia pochodzą wypełnienia rynien subglacialnych. Przypuszczalne orientacje osi tych rynien wskazują na przepływy w kierunku południowo-wschodnim w rynn timer centralnej i wschodnim w rynn timer północnej.

Po recesji lądolodu zlodowacenia Odry nastąpił rozwój sedymentacji rzecznej formacji z Wapienna. Jej początek miał miejsce około 210 ka BP, a zakończył się 150–140 ka BP (Sokołowski,

2007; Wysota i in., 2009). Sedymentacja początkowo rozwijała się w środowisku płaskodennej rzeki roztokowej z dużym tempem agradacji, by następnie ewoluować w kierunku płaskodennej rzeki meandrującej w wyższej części profilu (Obielewo, Załachowo). Warunki klimatyczne były surowe z dobrze rozwiniętą wieczną zmarzliną (*permafrost*) oraz intensywnymi procesami eolicznymi (Sokołowski, Woronko, 2007). Szata roślinna była uboga i miała charakter lasostepu (Hrynowiecka, 2021). Przepływy odbywały się ku północnemu zachodowi, a dno doliny było położone na wysokości od 90 w rejonie Obielewa i 85 w zachodniej części kamieniołomu Wapienno do 67 m n.p.m. w Nowym Dąbiu. Przepuszczalnie ta ostatnia wartość jest efektem późniejszych procesów erozyjnych.

Pod koniec MIS 6, około 140–130 ka BP nastąpiło nasunięcie lądolodu zlodowacenia Warty. Początkowo ruch lodu odbywał się z zachodu na wschód, a następnie z północnego zachodu (tabl. VIIIA). W początkowej fazie lądolód silnie egzarował podłoże i miał przypuszczalnie charakter strumienia lodowego (Sokołowski, Wysota, 2020). Na przedpolu wkraczającego lądolodu tworzyły się lokalnie pokrywy piasków i żwirów wodnolodowcowych. Podczas recesji lądolodu tworzyły się lokalnie zbiorniki zastoiskowe z sedymentacją ilów warwowych.

Interglacjał eemski nie zapisał się na obszarze arkusza Łabiszyn w postaci osadów. Ślady procesów glebotwórczych widoczne są w stropie glin ze zlodowacenia Warty w odsłonięciach w kamieniołomie Wapienno. Ich przykrycie przez osady rzeczne ze stadiału środkowego zlodowacenia Wisły pozwala uznać je za pochodzące z tego interglacjału. Osady piaszczysto-mułkowe z okolic Barcina zaliczane wcześniej do interglacjału eemskiego są w nowym ujęciu interpretowane jako osady formacji z Wapienna.

Podczas zlodowacenia Wisły obszar arkusza uzyskał swoje główne rysy morfologiczne oraz zdeponowanych zostało kilka serii osadowych. Jako pierwsze były deponowane osady rzeczne w dwóch seriach. Starsza z nich to lokalnie tworzące się piaszczyste wypełnienia niewielkich dolin na wysoczyźnie morenowej, opisane w kamieniołomie Wapienno i znane z kilku otworów archiwalnych. Seria piaszczysta (ogniwo B2 formacji z Barcina, tabl. VIII) tworzyła się w przedziale 62–56 ka BP i odpowiada stadiałowi środkowemu zlodowacenia Wisły (Wysota i in., 2009). Lokalny odpływ odbywał się w kierunku WSW. Młodsza seria znana jest z wielu otworów oraz odsłonieć w piaskowniach w Nowym Dąbiu i Smolnikach. Tworzą ją osady piaszczyste deponowane w płaskodennej rzece roztokowej o kierunku transportu ku zachodowi. Tworzyły się one w przedziale 38–22 ka BP i można je zaliczyć do formacji z Zielonczyna (tabl. IX; Weckwerth i in., 2011; Weckwerth, 2018). Strefa odpływu odpowiada w przybliżeniu dzisiejszej pradolinie toruńsko-eberswaldzkiej. Pozwala to przyjąć, że przed nasunięciem lądolodu w stadiale górnym zlodowacenia Wisły istniała w północnej części obszaru arkusza rozległa dolina, wypełniana sukcesywnie osadami podczas stadiału

środkowego. Jej powierzchnia sięgała 85 m n.p.m. w rejonie Nowego Dąbia. W tym samym czasie w warunkach peryglacialnych rozwijały się procesy na obszarach wysoczyznowych. Od około 30–28 ka BP powstała wieczna zmarzlina (*permafrost*), czego wyrazem są dobrze rozwinięte grunty poligonalne, struktury progrążowe, gleba tundrowa oraz bruki deflacyjne. Wskazują na to datowania wypełnień piaszczystych klinów mrozowych w Wapiennie i Barcinie (Sokołowski, 2007; Wysota i in., 2009). Daty oznaczone metodą OSL ( $26,3 \pm 4,2$  ka i  $22,9 \pm 4,6$  ka) są podobne do tych uzyskanych z wypełnień klinów mrozowych w Obielewie (tabl. VIIA).

Około 22 ka BP lądolód stadiału górnego zlodowacenia Wisły wkroczył na obszar arkusza. Podczas starszej fazy (leszczyńskiej) ruch lodu odbywał się z kierunku północno-wschodniego. Podczas krótkiego okresu deglacjacji tworzyły się lokalnie cienkie pokrywy osadów wodnolodowcowych, ilaste wypełnienia zastoisk oraz poziom struktur peryglacialnych, wskazujący na ponowną agradację wiecznej zmarzliny. Ponowna transgresja lądolodu (faza poznańska) odbywała się z kierunku NNE. W strefie krawędziowej doliny współczesnej Wisły na północny wschód od Łabiszyna zachodziły procesy deformacji glacitektonicznych (odkłucia i nasunięcia łusek oraz fałdy asymetryczne). W ich wyniku powstał ciąg niewysokich wzgórz tzw. moren łabiszyńskich, równoległych do południowej granicy doliny Wisły. Podczas fazy poznańskiej zachodziły również procesy erozji subglacialnej. W początkowej fazie tworzyły się szerokie, stosunkowo płytkie i mało kręte doliny subglacialne. Szerokość tych form waha się od 750 m w rejonie Lubostronia, 950 m w rejonie Wawrzynek do 1,2 km w rejonie Barcina. Powstawały one przypuszczalnie w wyniku stosunkowo rozległych i płytkich powodzi subglacialnych, które tworzyły sieć kanałów pod lądolodem (Kehew i in., 2012). W późniejszym etapie przepływy subglacialne ulegały stopniowemu skanalizowaniu i tworzyły się węższe i bardziej kręte rynny subglacialne (Vegt van der i in., 2012). Większość z nich ma kierunek zbliżony do południkowego, czyli zgodny z głównym kierunkiem ruchu lodu. Kierunek równoleżnikowy natomiast wykazuje rynna jeziora Sadłogoszcz, którego fragment znajduje się w dolinie Noteci przy granicy z obszarem arkusza Złotniki Kujawskie. Część form erozji wód subglacialnych została później włączona przez Noteć w system rzeczny i częściowo przekształcona przez procesy rzeczne. Rynna subglacialna rozpoczynająca się w rejonie Łabiszyna-Wsi i ciągnąca się przez Jezioro Wolickie dalej ku południowi powstawała przez subglacialne przepływy wód pod ciśnieniem i zwiększający się stopień turbulencji. W wyniku tych procesów rynna ulegała stopniowemu pogłębieniu i tworzyły się seryjne kręte formy erozyjne, tzw. *glacial curvilineations* (GCL; Lesemann i in., 2010, 2014).

Proces deglacjacji na obszarze arkusza Łabiszyn miał charakter arealny. Po ustaniu ruchu lądolodu uległ on rozpadowi na bryły martwego lodu. Pomiędzy nimi dochodziło do akumulacji różnego

typu form szczelinowych, w tym największej kulminacji terenu na omawianym obszarze – Gór Jabłowskich. Razem z pobliskimi wzniesieniami w rejonie Wawrzynek i Jabłówka tworzą one system wzgórz z prostopadle ustawionymi do siebie osiami w układzie równoleżnikowo-południkowym. Niektóre formy wskazują swoją morfologią i litologią na genezę typową dla kemów, np. w okolicy Chomętowa i Klotyldowa. Postępujący proces deglacjacji powodował odsłanianie kolejnych partii terenu i tworzenie się pokryw piaszczysto-żwirowych. Występują one głównie w rejonie Łabiszyna i kontynuują się ku zachodowi. Są one zapisem kształtujących się odpływów wód roztopowych, początkowo ku południowi, a później już ku północnemu zachodowi. Jest to zarazem początkowa faza tworzenia się pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej (Weckwerth, 2010). Bardziej drobnoziarniste facje (piaszczysto-pyłowe) osadzały się dalej na północny zachód w rejonie Smolnik (tabl. IXB, C). Ich cechy litologiczne i tafłowy pokrój ławic wskazują, że sedymentacja zachodziła w warunkach zbiornikowych, przypuszczalnie w przepływowym zbiorniku proglacialnym lub w strefie opuszczonych koryt/równi zalewowej. Daty uzyskane metodą OSL z osadów w górnej części profilu w Smolnikach pozwalają przyjąć, że procesy te zachodziły 18–17 ka. W dalszym etapie tworzyły się już typowe odpływy pradolinne ku zachodowi. W tym też czasie powstał odpływ ku północy współczesną doliną Noteci, który tylko w niewielkim stopniu przekształcił wcześniejszą formę glacialną. Proces formowania się odpływu doliny Noteci i pradolinnego trwał od fazy pomorskiej do początku późnego glacjału. Duży wpływ na procesy geologiczne wywarła zmiana kierunku odpływu wód Wisły pod Fordonem z zachodniego na północny. Dokonała się ona w późnym glacialu, około 14 ka (Weckwerth, 2010). Zmieniło to reżim hydrologiczny na odcinku pradoliny na zachód od przełomu fordońskiego i wykształcenie się tarasów pradolinnych w późnym glacialu. Spowodowane tym obniżenie poziomu wód gruntowych doprowadziło do przesuszenia tworzących poziomy tarasowe osadów piaszczystych i rozwój procesów eolicznych na dużą skalę. W fazie inicjalnej tworzyły się pokrywy eoliczne, a następnie zespół wydm w rejonie Łabiszyna. Główna faza wydmotwórcza w rejonie Kotliny Toruńskiej miała miejsce w młodszym dryasie (Moska i in., 2022). W holocenie wydmy podlegały niewielkim przekształceniom, spowodowanym w dużej mierze działalnością człowieka. Pod koniec alløredu lub w młodszym dryasie powstawały też duże meandry Noteci poniżej Łabiszyna. Na początku holocenu wraz ze stopniowo zmniejszającym się przepływem w Noteci tworzyły się widoczne w rzeźbie dwie generacje młodszych meandrów. Powyżej Łabiszyna przypuszczalnie przez cały holocen funkcjonował wielokorytowy układ typu anastomozującego z akumulacją torfów oraz namulów rzecznych. Został on zastąpiony przepływem jednokorytowym w wyniku prac regulacyjnych w XIX w.

W środkowej części późnego glacjału w przegłębieniach rynien lodowcowych zaczęły też się wytapiać bryły martwego lodu. Dokładny okres rozpoczęcia funkcjonowania zbiorników jeziornych nie jest znany. Część mniejszych obniżeń została w holocenie całkowicie wypełniona przez osady sedymentacji jeziornej – początkowo kredy jeziornej i gytii, a w późniejszym etapie torfów. Częściowemu wypełnieniu przez osady uległo też jezioro przepływowe w rejonie Barcina, którego pozostałością jest jezioro Sadłogoszcz.

Przypuszczalnie jeszcze w późnym glacjale zaczęła się tworzyć sieć rozcięć erozyjnych (suchych dolinek) wraz z tworzącymi się u ich wylotów stożkami napływowymi. Procesy te zachodziły głównie w krawędzi wysoczyznowej doliny Noteci. Intensyfikacja procesów denudacyjnych nastąpiła wraz z rozwojem gospodarki rolnej.

#### IV. PODSUMOWANIE

Geologiczne prace kartograficzne wykonane w ramach aktualizacji arkusza Łabiszyn stanowią uzupełnienie pierwszej jego wersji (Uniejewska, Nosek, 1990b, 1992) i są reinterpretacją badań wykonanych wówczas dla tego obszaru. Uzyskane dane geologiczne zostały skonfrontowane z numerycznym modelem terenu. Pozwoliło to na nowo spojrzeć na rozwój budowy geologicznej obszaru i skorelować z najnowszymi wynikami badań, głównie w odniesieniu do czwartorzędu. Obraz podczwartorzędowej budowy geologicznej uzyskano głównie dzięki kompleksowej analizie otworów archiwalnych oraz bezpośrednich obserwacji poczynionych w kamieniołomie Wapienno. Na tej podstawie przedstawiono nowy schemat stratygrafii, genezy i litologii osadów czwartorzędowych oraz podścielających je osadów.

Największe zmiany dotyczą osadów czwartorzędu. Jest to efekt wielu badań tych utworów z ostatnich 20 lat (Wysota i in., 2009; Weckwerth, 2018; Sokołowski, Wysota, 2020 i prace tam cytowane). Duża baza otworów archiwalnych przebijających osady czwartorzędu dała asumpt do stworzenia bardziej szczegółowego szkicu powierzchni podczwartorzędowej. Przedstawiono także nowy schemat rozwoju podłoża podkenozoicznego z uwzględnieniem aktualnej wiedzy z zakresu tektoniki solnej i faz tworzenia się antyklinorium śródpolskiego i przyległych jednostek strukturalnych oraz ich roli w powstawaniu osadów kenozoiku.

Nowe ustalenia dotyczą głównie czwartorzędu:

1. Odmienne od poprzedniego zaprezentowanie powierzchni podłoża czwartorzędu. Główną rolę odegrała erozja glacialna, która podczas zlodowacenia Odry doprowadziła do powstania systemu rynien subglacialnych.

2. Brak jest osadów czwartorzędu starszych od zlodowacenia Odry. Na całym obszarze arkusza wyróżniono cztery poziomy glacialne odpowiadające zlodowaceniowi Odry (jeden poziom glin zwałowych), zlodowaceniowi Warty (jeden poziom glin zwałowych) i stadiałowi górnemu zlodowacenia Wisły (dwa poziomy glin zwałowych odpowiadające fazom leszczyńskiej i poznańskiej).

3. Zweryfikowano istnienie osadów interglacialnych pochodzenia rzeczno- i stwierdzono, że są to wypełnienia rynny subglacialnej w północnej części obszaru arkusza. Tym samym brak jest jednostek tego typu, wyróżnionych na arkuszu Bydgoszcz Zachód. Wykazano natomiast istnienie dwóch głównych serii rzecznych – formacji z Wapienna z MIS 6 oraz formacji z Zielonczyna (MIS 3–2).

4. Morfologia obszaru arkusza została ukształtowana głównie przez procesy glacialne oraz w wyniku powstawania zagłębień po wytopieniu brył martwego lodu pozostawionych przez lądolód stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Tak ukształtowany obszar został przemodelowany w późnym glacialu w wyniku formowania się pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej oraz procesów eolicznych.

Gdańsk, 2022 r.

## LITERATURA

- Andrzejewski L., Weckwerth P., 2010 — Dunes of the Toruń Basin against palaeogeographical conditions of the Late Glacial and Holocene. *Ecol. Quest.*, 12: 9–15.
- Bartkowski T., 1969 — Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski Zachodniej i Północnej). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 23.
- Brykczyński M., 1982 — Korelacja profilów plejstocenu z prawej krawędzi doliny Wisły (zachodnia część Kotliny Płockiej). *Kwart. Geol.*, 26, 2: 431–441.
- Butrymowicz N., Włodek M., 2012 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bydgoszcz Zachód (318). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Butrymowicz N., Włodek M., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bydgoszcz Zachód (318). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Chlebowski R., 1985 — Procesy diagenetyczne w utworach jury górnej rejonu Barcina ze szczególnym uwzględnieniem dolomityzacji. W: *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe* (red.: B.A. Matyja, A. Wierzbowski). Wyd. Geol., Warszawa: 37–42.
- Chomiak L., Urbański P., Widera M., 2020 — Architektura i geneza ilów w górnym poziomie węgla brunatnych formacji poznańskiej (środkowy miocen) – odkrywka Tomisławice k. Konina w środkowej Polsce. *Prz. Geol.*, 68, 6: 526–534.
- Cieśliński S., 1960 — Opracowanie fauny kredowej w wierceniach Murczyn, Mosiny, Pamiętowo. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Dadlez R., 1978 — Stan litostratygrafii epikontynentalnej dolnej jury w Polsce i propozycje jej usystematyzowania. *Kwart. Geol.*, 22, 4: 773–790.
- Dadlez R., 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, 24, 4: 741–767.

- Dadlez R., 2001 — Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską 1:200 000, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965 — Budowa geologiczna paraantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **40**, 1–263.
- Dadlez R., Marek S., 1985 — Antyklina Zalesia na tle geologii regionu kujawskiego. W: *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe* (red.: B.A. Matyja, A. Wierzbowski). Wyd. Geol., Warszawa: 11–18.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., Wees van J.-D., 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, **252**, 1–4: 179–195.
- Dembowska J., 1959 — Z badań geologicznych w 1957 r. w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **3**, 2: 286–295.
- Dembowska J., 1979 — Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwart. Geol.*, **23**, 3: 617–630.
- Domańska Z., 1975 — Sprawozdanie z poszukiwań złoża kruszywa naturalnego (pospółki) w rej. Szubina w miejscowościach Sosnowiec-Władysławowo-Kornelin, Wawrzynki, Gąbin-Załachowo, Buszkowo, Pturek-Oporowo-Łabiszyn, Jeżewo. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Feldman-Olszewska A., 2011 — Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury dolnej. W: *Bydgoszcz IG 1* (red. H. Matyja). *Profile Głęb. Otw. Wiert.*, 131.
- Galon R., 1968 — New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć–Warta Pradolina and the valleys linked with it. *Prz. Geogr.*, **40**, 4: 307–315.
- Gąsiewicz A., 2004 — Zawartość i skład izotopowy węgla organicznego z utworów formacji poznańskiej (miocen–pliocen) z rejonu Konina (środkowa Polska): sugestie paleośrodowiskowe i stratygraficzne. *Prz. Geol.*, **52**, 6: 519–526.
- Głazek J., Matyja B.A., Merta T., Wierzbowski A., 1992 — Sedymentacja górnourajskich wapieni i oligoceńskich węgla na halokinetycznej strukturze Zalesia (Kujawy). W: *Przew. Sem. Sedymentol. Osady i procesy sedymentacji w środowiskach i systemach depozycyjnych w zapisie współczesnym i kopalnym* (red.: J. Wojewoda, Z. Zwoliński). Poznań, 31.08–2.09.1992 r. Wyd. UAM, Poznań: 7–15.
- Głazek J., Ziemińska-Tworzydło M., 1989 — Kras struktury Zalesia. 2. Wiek i rozwój procesów krasowych. Arch. Zakł. Prac Geol. UW, Warszawa. 1–18.
- Gonera P., Kozarski S., 1987 — River channel changes and rough paleodischarge estimates for the Warta river, west-central Poland. *Geogr. Ann.: Phys. Geogr., Ser. A*, **69**, 1: 163–171.
- Górecka E., 1985 — Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach górnourajskich struktury Zalesia. W: *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe* (red.: B.A. Matyja, A. Wierzbowski). Wyd. Geol., Warszawa. 47–54.
- Gradziński R., Baryła J., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2003 — In-channel accretionary macroforms in the modern anastomosing system of the upper Narew River, NE Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **73**, 1: 35–53.
- Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuc E., 1986 — Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tornquist–Teisseyre Zone). W: *The European Geotraverse* (red.: D.A. Galson, St. Müller). 2. *Tectonophysics*, **128**, 3–4: 251–279.

- Hrynowiecka A., 2021 — Orzeczenie palinologiczne dla stanowiska Wapienno. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jankowski M., 2007 — Chronologia procesów wydmotwórczych w Kotlinie Toruńskiej w świetle badań paleopedologicznych. *Prz. Geogr.*, **79**, 2: 251–269.
- Jankowski M., 2012 — Lateglacial soil paleocatena in inland-dune area of the Toruń Basin, Northern Poland. *Quat. Int.*, 265: 116–125.
- Jaworska J.K., Wilkosz P., 2012 — Oxygen and sulphur isotopes of gypsum from the Mogilno Salt Dome cap-rock (Central Poland). *Geol. Quart.*, **56**, 2: 249–260.
- Kaniecki A., 2011 — Przemiany stosunków wodnych w dolinie górnej Noteci do połowy XIX wieku związane z antropopresją. *Bad. Fizjograf. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Ser. A Geogr. Fiz.*, A62: 41–58.
- Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., 2009 — Rola halokinezy w powstawaniu trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, **57**, 11: 964–975.
- Kehew A.E., Piotrowski J.A., Jørgensen F., 2012 — Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review. *Earth Sci. Rev.*, 113, 1–2: 33–58.
- Kopik J., Marcinkiewicz T., 1997 — Jura dolna: Biostratygrafia. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red.: S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 196–205.
- Kozarski S., 1962 — Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci–Warty. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **2**, 3: 1–145.
- Krajewski R., 1957 — Okruszcowanie wapieni jurajskich w okolicach Inowrocławia. *Kwart. Geol.*, **1**, 2: 225–235.
- Krażewski S.R., 1966 — Mineralogia, petrografia i zjawiska diagenetyczne wapieni antykliny Barcin-Pakość (struktura Zalesia). *Stud. Soc. Sci. Torun., Sect. C*, 6: 1–67.
- Krygowski B., 1964 — O przetrwałości stref glacictektonicznych. *Zesz. Nauk. UAM Nauki Mat.-Przyr., Geogr.*, 4: 99–103.
- Larsson L.M., Dybkjær K., Rasmussen E.S., Piasecki S., Utescher T., Vajda V., 2011 — Miocene climate evolution of northern Europe: A palynological investigation from Denmark. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **309**, 3–4: 161–175.
- Leonowicz P., 2012 — Sedimentology and ichnology of Bathonian (Middle Jurassic) orebearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. *Acta Geol. Pol.*, **62**, 3: 281–296.
- Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010 — Glacial curvilineations: new glacial landforms produced by longitudinal vortices in subglacial meltwater flows. *Geomorph.*, **120**, 3–4: 153–161.
- Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2014 — Genesis of the ‘glacial curvilinear’ landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland. *Sedim. Geol.*, 312: 1–18.
- Leszczyński K., 1997 — The Lower Cretaceous depositional architecture and sedimentary cyclicity in the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 509–520.
- Leszczyński K., 2010 — Rozwój litofacjalny późnej kredy Niziu Polskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 443: 33–54.
- Leszczyński K., Waksmundzka M., 2008 — Środowiska sedimentacji i palinofacje kredy dolnej w kilku otworach wiertniczych centralnej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 432: 99–122.
- Liberacki M., 1958 — Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. *Zesz. Nauk. UMK Nauki Mat.-Przyr., Geogr.*, 4: 47–70.
- Machowiak W., Sydow S., 2005 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rogowo (397). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Makowski A.S., 1936 — Węgle brunatne. Obszar północno-zachodni. Arkusze Va–c (Koronowo, Gościeradz, Bydgoszcz). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Marek S., Znosko J., 1972a — Historia rozwoju geologicznego Kujaw. *Kwart. Geol.*, **16**, 2: 233–248.
- Marek S., Znosko J., 1972b — Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, **16**, 1: 1–18.
- Marks L., 2004 — Middle and Late Pleistocene fluvial systems in central Poland. *Proceed. Geol. Assoc.*, **115**, 2: 175–182.
- Marks L., Makos M., Szymanek M., Woronko B., Dzierżek J., Majecka A., 2019 — Late Pleistocene climate of Poland in the mid-European context. *Quatern. Inter.*, 504: 24–39.
- Matuszewski A., Konopacki Ł., 2011 — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego – piasku Smolniki w kat. C<sub>1</sub>. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Matuszewski A., Konopacki Ł., 2016 — Dokumentacja geologiczna złoża piasku Smolniki II. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- 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* (red.: B.A. Matyja, A. Wierzbowski). Wyd. Geol., Warszawa: 19–29.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1981 — Stratygrafia i pozycja facjalna osadów górnourajskich okolic Barcina i Piehcina na tle obszarów przyległych. *Kwart. Geol.*, **25**, 3: 513–526.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1985 — Rozwój sedymentacyjny i zróżnicowanie facjalne struktury w jurze górnej Zalesia. W: *Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe* (red.: B.A. Matyja, A. Wierzbowski). Wyd. Geol., Warszawa: 20–30.
- Młynarski S., Bachan W., Dąbrowska B., Jankowski H., Kaniewska E., Karaczun K., Kozera A., Marek S., Skorupa J., Żelichowski A.M., Żytko K., 1982 — Interpretacja geofizyczno-geologiczna wyników badań wzdłuż profilów Lubin–Prabuty, Przedbórz–Żebrak, Baligród–Dubienka. *Biul. Inst. Geol.*, 333: 5–60.
- Molewski P., 2007 — Nowe spojrzenie na morfogenezę dolin Bachorzy i parchańskiej (Wysoczyzna Kujawska). *Slup. Pr. Geogr. Akad. Pom.*, 4: 93–101.
- Moska, P., Sokołowski, R. J., Jary, Z., Zieliński, P., Raczyk, J., Szymak, A., Krawczyk, M., Skurzyński J., Poręba G., Łopuch M., Tudyka K., 2022 — Stratigraphy of the Late Glacial and Holocene aeolian series in different sedimentary zones related to the Last Glacial maximum in Poland. *Quatern. Inter.*, 630, 65–83.
- Mrozek K., Sokołowski J., Wróbel J., 1961 — Odkrycie wysadowej struktury solnej koło Damasławka na Kujawach. *Prz. Geol.*, **9**, 11: 579–584.
- Mrózek W., 1958 — Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej. W: *Wydmy śródlądowe Polski. 2* (red. R. Galon). PWN, Warszawa: 7–59.
- Napiórkowski L., 2019 — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego Łabiszyn II w miejscowości Łabiszyn, gm. Łabiszyn, pow. zniński, woj. kujawsko-pomorskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Niewiarowski W., 1993 — Geneza i ewolucja rynny znińskiej w okresie pełnego i późnego vistulianu. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, 25: 3–30.
- Paruch-Kulczycka J., Słodkowska B., 2008 — Micropalaeontological taphocoenoses of the Miocene Poznań formation (Konin area, Central Poland). *Acta Mus. National. Praga, Ser. B Hist. Nat.*, **64**, 2–4: 193–211.
- Piątkowska A., 2003 — Cechsztyńsko-mezozoiczny kompleks strukturalny Kujaw w świetle cyfrowej analizy danych teledetekcyjnych. *Instrukcje i metody badań geologicznych*, 57.

- Piekarska E., Piekarski P., 2008 — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego Wielki Sosnowiec I w miejscowości Wielki Sosnowiec, gm. Łabiszyn, pow. żniński, woj., kujawsko-pomorskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pieńkowski G., 2004 — The epicontinental lower Jurassic of Poland. *PGI Spec. Papers*, 12.
- Piwocki M., 2002 — Ewolucja poglądów na stratygrafię utworów formacji poznańskiej na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 255.
- Piwocki M., 2004 — Paleogen i neogen Pomorza – profil regionalny i korelacje z obszarami sąsiednimi. *Prz. Geol.*, **52**, 8/1: 693–694.
- Piwocki M., Kramarska R., Badura J., Przybylski B., Kasiński J.R., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen (red.: T.M. Peryt, M. Piwocki). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 13–201.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 21–40.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., 1979 — O aulakogenie środkowopolskim. *Kwart. Geol.*, **23**, 2: 271–290.
- Pudło A., Sztormwasser E., 1984 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Szubin w kat. C<sub>2</sub>, woj. bydgoskie. Preds. Geol., Wrocław. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Radwan D., Jarecka K., Szuwarzyńska K., 1987 — Dokumentacja geologiczna złoża wapieni i margli jurajskich Barcin-Piechcin-Pakość. Preds. Geol., Kraków. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S., 2015 — An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quatern. Sci. Rev.*, 111: 94–106.
- Rasmussen E.S., Dybkjær K., Piasecki S., 2010 — Lithostratigraphy of the Upper Oligocene–Miocene succession in Denmark. *Geol. Surv. Den. Green. Bull.*, 22: 1–92.
- Rosa B., 1964 — Mapa Geomorfologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łabiszyn. Inst. Geogr. PAN, Toruń.
- Rotnicki K., Latałowa M., 1986 — Palaeohydrology and fossilization of a meandering channel of Younger Dryas age in the middle Prosna river valley. *Quatern. Stud. Pol.*, 7: 73–90.
- Różycki Z., 1971 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za węglem brunatnym w rejonie Bydgoszczy-Inowrocławia. Preds. Geol., Wrocław. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rybak A., 1981 — Sprawozdanie z prac poszukiwawczych złóż surowca ilastego „niskiego”, przeprowadzonych w okolicach Szubina: 1. Zalesie gm. Szubin, 2. Łabiszyn gm. Łabiszyn, woj. bydgoskie. Zakł. Proj. i Dok. Geol., Warszawa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Słodkowska B., 2002 — Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej w środkowej części Niziu Polskiego. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 261–262.
- Sokołowski R.J., 2007 — Stratygrafia i sedimentologia osadów plejstocenu w kamieniołomie Wapienno, NE Wielkopolska (praca doktorska). UMK, Toruń.
- Sokołowski R.J., 2010 — Geologia. W: Krajobrazy pałuckich wapieni. 150 lat białego górnictwa. Stow. Ekol. w Barcinie: 15–45.
- Sokołowski R.J., Czubla P., 2016 — Sequence of Pleistocene deposits in the Wapienno quarry, north-central Poland. W: Quaternary geology of north-central Poland: from the Baltic coast to the LGM limit (red.: R.J. Sokołowski, D. Moskałewicz). Uniw. Gd.: 69–84.

- Sokołowski R.J., Woronko B., 2007 — Osady fluwioperyglacialnej formacji z Wapienna i ich znaczenie interpretacyjne. *Prz. Geol.*, **55**, 3: 199–200.
- Sokołowski R.J., Wysota W., 2020 — Differentiation of subglacial conditions on soft and hard bed settings and implications for ice sheet dynamics: a case study from north-central Poland. *Inter. Journ. Earth Sci.*, **109**, 8: 2699–2717.
- Solarski A., Strzelczyk G., 1978 — Sprawozdanie z badań geologiczno-poszukiwawczych złoża kruszywa naturalnego w dolinie Noteci Pakość-Łabiszyn. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Spratt R.M., Lisiecki L.E., 2016 — A Late Pleistocene sea level stack. *Clim. Past.*, **12**, 4: 1079–1092.
- Stephenson R.A., Narkiewicz M., Dadlez R., van Wees J.-D., Andriessen P., 2003 — Tectonic subsidence modelling of the Polish Basin in the light of new data on crustal structure and magnitude of inversion. *Sediment. Geol.*, **156**, 1–4: 59–70.
- Sydow S., Machowiak W., 2004 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rogowo (397). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Szuman I., Kalita J.Z., Ewertowski M.W., Clark C.D., Livingstone S.J., 2021 — Dynamics of the last Scandinavian Ice Sheet's southernmost sector revealed by the pattern of ice streams. *Boreas*, **50**, 3: 764–780.
- Szuwarzyńska K., 1990 — Kompleksowa dokumentacja geologiczna Kujawskiego Okręgu Eksploatacji Surowców Węglanowych. Przedz. Geol., Kraków.
- Troć M., Sadowska A., 2006 — Wiek utworów formacji poznańskiej rejonu Poznania. *Prz. Geol.*, **54**, 7: 588–593.
- Uniejewska M., Nosek M., 1990a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąsawa (398). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uniejewska M., Nosek M., 1990b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łabiszyn (358). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uniejewska M., Nosek M., 1992 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łabiszyn (358). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uniejewska M., Nosek M., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gąsawa (398). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uniejewska M., Nosek M., Włodek M., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Nakło (26), wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., Włodek M., 1979 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Nakło (26). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Włodek M., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Nakło (26), wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Vegt van der P., Janszen A., Moscariello A., 2012 — Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. W: Glaciogenic reservoirs and hydrocarbon systems. (red.: M. Huuse, D.P. Le Heron, R.J. Dixon, J. Redfern, A. Moscariello, J. Craig). *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, **368**, 1: 75–97.
- Weckwerth P., 2004 — Morfogenez a wybranych obszarów Kotliny Toruńskiej a problem jej roli w układzie hydrograficznym podczas górnego plenivistulianu (praca doktorska). Inst. Geogr. UMK, Toruń.
- Weckwerth P., 2007a — Kształtowanie się odpływu wód roztopowych w północnej części Kujaw w czasie recesji ostatniego lądolodu. W: Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia (red.: P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth). Mat. 14. konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Ciechocinek, 3–7 września 2007 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa. 163–169.

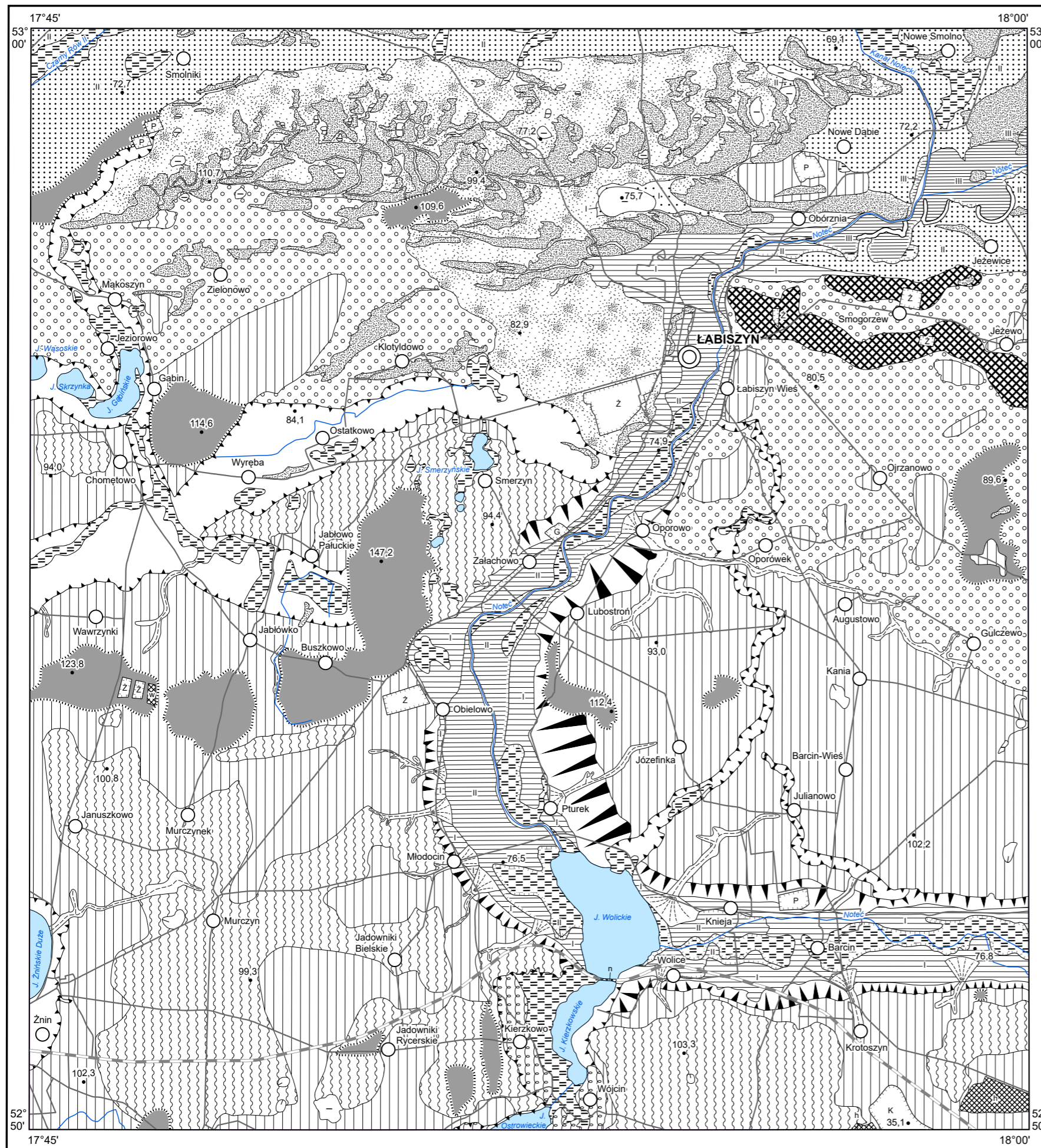
- Weckwerth P., 2007b — Morfologia i mechanizm formowania moren łabiszyńskich. W: Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia (red.: P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth). Mat. 14. konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Ciechocinek, 3–7 września 2007 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa. 147–155.
- Weckwerth P., 2010 — Evolution of the Toruń Basin in the Late Weichselian. *Landform Analysis*, 14: 57–84.
- Weckwerth P., 2011 — Palaeoslopes of Weichselian sand-bed braided rivers in the Toruń Basin (Poland): results of palaeohydraulic analysis. *Geologos*, 17, 4: 227–238.
- Weckwerth P., 2013 — Ewolucja fluwialnych systemów depozycyjnych i jej uwarunkowania paleośrodowiskowe w Kotlinie Toruńskiej podczas zlodowacenia Wisły. Nicol. Copern. Univ. Press, Toruń.
- Weckwerth P., 2018 — Fluvial responses to the Weichselian ice sheet advances and retreats: implications for understanding river paleohydrology and pattern changes in Central Poland. *Inter. Journ. Earth Sci.*, 107, 4: 1407–1429.
- Weckwerth P., Chabowski M., 2013 — Heavy minerals as a tool to reconstruct river activity during the Weichselian glaciation (Toruń Basin, Poland). *Geologos*, 19, 1–2: 25–46.
- Weckwerth P., Przegiętka K., Chruścińska A., Pisarska-Jamroży M., 2013 — The relation between optical bleaching and sedimentological features of fluvial deposits in the Toruń Basin (Poland). *Geol. Quart.*, 57, 1: 31–44.
- Weckwerth P., Przegiętka K., Chruścińska A., Woronko B., Oczkowski H.L., 2011 — Age and sedimentological features of fluvial series in the Toruń Basin and the Drwęca Valley (Poland). *Geochronometria*, 38, 4: 397–412.
- Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J.A., Adamczyk A., Krawiec A., Dąbrowski M., 2019 — Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: Landform evidence and palaeohydraulic significance. *Earth Sci. Rev.*, 194: 216–233.
- Widera M., 2004 — Phases of Paleogene and Neogene tectonic evolution of selected grabens in the Wielkopolska area, central-western Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74: 295–310.
- Widera M., 2007 — Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstocenijskiego Wielkopolski. *Ser. Geol.*, 18.
- Widera M., 2012 — Fluwialna geneza ogniwa wielkopolskiego na podstawie danych z obszaru środkowej Polski. *Gór. Odkryw.*, 53, 1–2: 109–118.
- Widera M., 2016 — Genetic classification of Polish lignite deposits: a review. *Internat. J. Coal Geol.*, 158: 107–118.
- Widera M., Kita A., 2007 — Paleogene marginal marine sedimentation in central-western Poland. *Geol. Quart.*, 51, 1: 79–90.
- Wilkosz P., Burliga S., Jaworska J., Ratajczak R., 2006 — Tectonic Features within the Cap Rock of the Mogilno Salt Structure, Central Poland. *Geolines*, 20: 132–133.
- Włodek M., 2003a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nakło nad Notecią (317). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Włodek M., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nakło nad Notecią (317). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Włodek M., 2004a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żnin (357). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Włodek M., 2004b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żnin (357). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Worobiec E., Widera M., Worobiec G., Kurdziel B., 2021 — Middle Miocene palynoflora from the Adamów lignite deposit, central Poland. *Palynology*, 45: 59–71.

- Worobiec E., Widera M., Worobiec G., 2022 — Palaeoenvironment of the middle Miocene wetlands at Drzewce, Konin region, central Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 92: 201–218.
- Wrotek K., 1993a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Złotniki Kujawskie (359). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 1993b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Złotniki Kujawskie (359). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Ziegler P. A., 1990 — Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Internat. Petrol. Maatschappij: 1–130.
- Znosko J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zydorowicz T., 1982 — Dolomityzacja w wapieniach oksfordu okolic Barcina (Kujawy). *Prz. Geol.*, **30**, 11: 598–601.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Łabiszyn (358)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



#### Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°)
- Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2-5 m, nachylenie około 2°)
- Moreny czołowe spiętrzone
- Kręte lineacje glacialne

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Tarasy pradolinne: I – 2,0-3,0 m n.p. rzeki, II – 1,0-2,0 m n.p. rzeki
- Rynny subglacialne
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

#### Formy rzeczne

- Tarasy akumulacyjne i akumulacyjno-erozyjne w dolinach rzecznych: I – 2,0-5,5 m n.p. rzeki, II – 1,0-4,2 m n.p. rzeki, III – 0,0-1,0 m n.p. rzeki
- Starorzecza: a. świeże (zawodnione), b. suche
- Krawędzie tarasów
- Dolinki i młode rozcięcia erozyjne

#### Formy denudacyjne

- Stożki napływowe
- Długie stoki

#### Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

- Kamieniołomy (K), żwirownie (Ż), piaskownie (P), gliniarki (G)
- Hałdy kopalniane (h), wysypiska odpadów komunalnych (w), nasypy (n)
- 80,5 Punkty wysokościowe

## LITOLOGIA OSADÓW PLEJSTOCENU W WYBRANYCH ODSŁONIĘCIACH

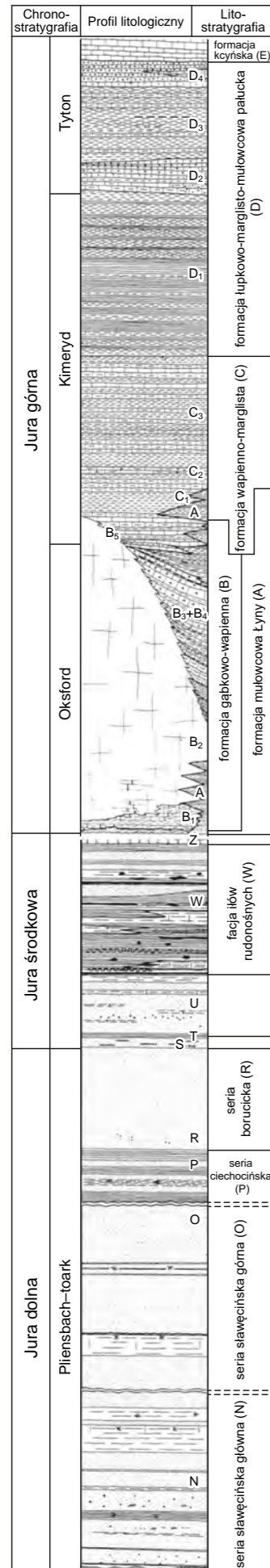


Fot: R.J. SOKOŁOWSKI

- A – osady morenowe spiętrzone glacitektonicznie (żwirownia Jeżewo)  
 B – subhoryzontalne powierzchnie ścięciowe widoczne w piaskach oraz struktury fałdowe (żwirownia Jeżewo)  
 C – piaski i żwiry (żwirownia Obielewo)  
 D – piaski i żwiry równin sandrowych (żwirownia Załachowo)  
 E – sływy żwirowo-diamiktonowe oraz piaski drobnoziarniste z mułkami poniżej (nieczynna żwirownia Kierzkowo)  
 F – piaski średnio- i drobnoziarniste odsypów śródkorytowych osadów rzecznych vistulianu środkowego (piaskownia Smolniki II)  
 G – piaski drobnoziarniste i pyłowate ze strukturami pogrązowymi tarasów pradolinnych wyższych (piaskownia Smolniki II)  
 H – piaski strefy korytowej tarasów pradolinnych niższych, w stropie widoczna gleba paluszkowa przykryta pokrywą eoliczną (żwirownia Sosnowiec Wielki)

Opracowali: R.J. SOKOŁOWSKI, E. MASZLOCH, P. MACIASZEK

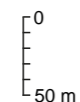
**PROFIL OSADÓW JURY W STRUKTURZE ZALESIA**  
(wg Matyi i in., 1985; zmienione)



**OBJAŚNIENIA**

- 1 okruchy ilów
- 2 piaskowce, miejscami zlepieńcowate
- 3 piaskowce gruboziarniste
- 4 piaskowce średnio- i drobnoziarniste
- 5 ?
- 6 mułowce
- 7 ility
- 8 dolomity z warstwą bulastą i stromatolitami
- 9 muszłowce
- 10 nagromadzenia detrytusu roślinnego
- 11 bioturbacje
- 12 stromatolity z warstwą bulastą
- 13 dolomity i wapień dolomityczne
- 14 wapień gąbkowy uławiczone
- 15 wapień gąbkowy gruzłowate i okrucowe
- 16 wapień masywne
- 17 wapień margliste
- 18 wapień oolitowe
- 19 wapień organodetrytyczne
- 20 wapień mikrytowe
- 21 margle
- 22 ility i ility margliste
- 23 mułowce margliste i margle mułowcowe

| Chronostratygrafia | Zespół                   | Litostratygrafia            | Podzespół   | Litologia  | Mięszczość [m]   |     |
|--------------------|--------------------------|-----------------------------|---|--|--|-----|
| Jura górną         | Tyton                    | Formacja kcyńska            | E   | Wapień mikrytowe z <i>Corbula</i>  | 14   |     |
|                    |                          |                             | D   | D4   | Wapień, wapień margliste, mułowce margliste                        | 230 |
|                    |                          |                             |   | D3   | Mułowce margliste, wapień mułowcowe i muszłowce z <i>Nanogyra</i>  |     |
|                    |                          |                             |   | D2   | Wapień, wapień margliste, margle z licznymi oolitami i bioklastami |     |
|                    | Kimeryd                  | Formacja wapienno-marglista | D1  | Margle mułowcowe, ility margliste z pakietami wapieni oolitowych i organodetrytycznych                                     | 150  |     |
|                    |                          |                             | C3  | Wapień mikrytowe, margliste i margle   |  |     |
|                    |                          |                             | C2  | Wapień ze szczątkami gąbek, szkarłupni i ramienionogów   |  |     |
|                    | Oksford                  | Formacja gąbkowo-wapienna   | C1  | Wapień mikrytowe, margliste i margle   | 240  |     |
|                    |                          |                             | B5  | Wapień gąbkowy masywne   |  |     |
|                    |                          |                             | B3, B4  | Wapień gąbkowy, organodetrytyczne wapień margliste i margle miejscami zsylikowane i zdolomityzowane                        |  |     |
| Jura środkową      | Kelowej                  | Formacja mułowcowa Łyny     | B2  | Wapień masywne organogeniczne, gniazda i pnie dolomitów, mumie gąbek krzemionkowych  | >200   |     |
|                    |                          |                             | B1  | Wapień margliste, margle, ility margliste miejscami zsylikowane i zdolomityzowane, liczne mumie gąbek i trochity liliowców |  |     |
|                    | Bajos-baton              | Facja ilów rudonośnych      | A   | Ilowce margliste i margle ze spikulami gąbek   | 1,1-3,7  |     |
|                    |                          |                             | Z   | Stromatolit i warstwa bulasta  |  |     |
|                    |                          |                             | W   | Mułowce z ilowcami brunatne do czarnych, podrzędnie jasnoszare piaskowce jasnoszare  |  |     |
| Aalen              | Seria borucicka          | U                           | Piaskowce średnio- i gruboziarniste z przelawieniami mułowców z muskowitem i detrytusem roślinnym | 45   |  |     |
|                    |                          | T                           | ility i ilowce czarne z fauną małżów przechodzące ku górze w szare mułowce                        | 5  |  |     |
| Jura dolną         | Pliensbach-toark         | Seria sławęcińska górna     | S   | Piaskowce średnio- i drobnoziarniste białe; smugi węglatego detrytusu przewarstwienia ilów                                 | 8  |     |
|                    |                          |                             | R   | Piaskowce drobnoziarniste biało-kremowe z muskowitem   | 70   |     |
|                    |                          |                             | P   | Ilowce z wkładkami piaskowców, syderytów i sferolitów syderytowych   | 45   |     |
|                    |                          |                             | O   | Piaskowce drobnoziarniste o spoiwie ility w dolnej części z wkładkami mułowców z detrytusem roślinnym                      | 145  |     |
| Pliensbach-toark   | Seria sławęcińska główna | N                           | Piaskowce i mułowce z detrytusem roślinnym i wkładkami ilów                                       | >135   |  |     |



**KAMIENIOŁOM WAPIENNO**



- A – gruboławicowe wapienie masywne jury górnej podzespołu B<sub>2</sub>
- B – wapienie margliste podzespołu B<sub>1</sub> ze strefą dolomityzacji
- C – piaszczysto-ilaste wypełnienie szczeliny tektonicznej z oligoceńską (?) substancją węglistą
- D – strefa zazębienia się masywnych wapieni gąbkowych podzespołu B<sub>5</sub> z wapieniami marglistymi zespołu C

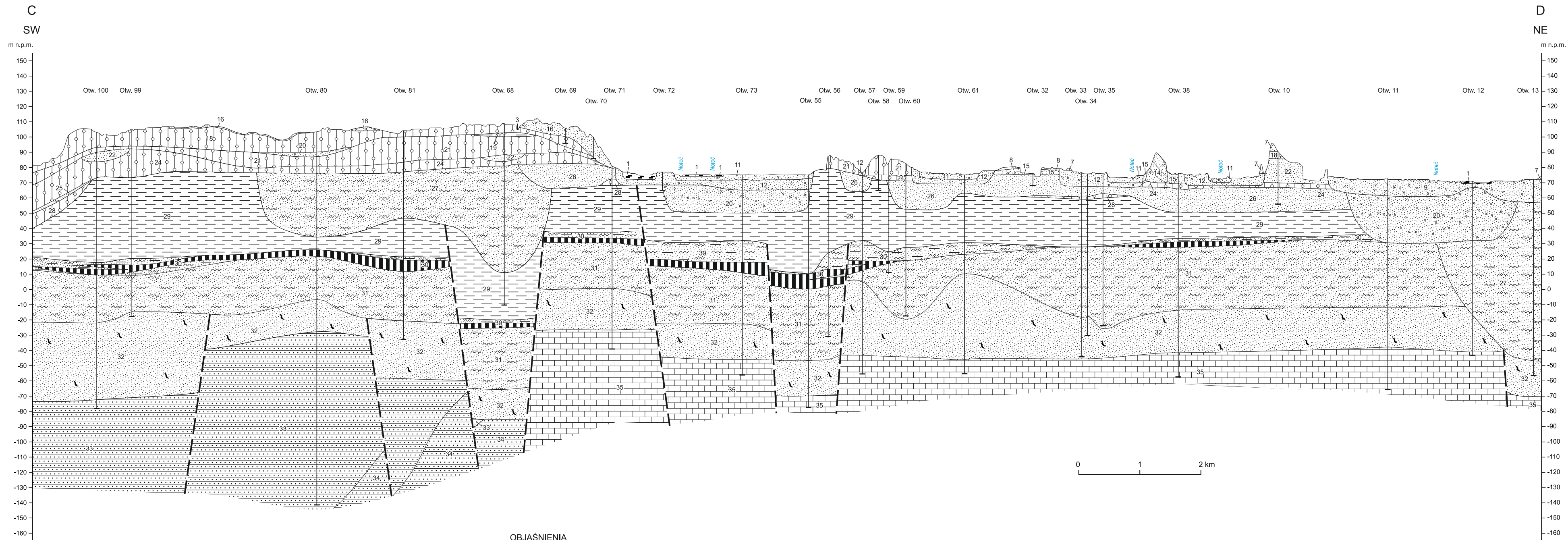
Fot: R.J. SOKOŁOWSKI

Opracowali: R.J. SOKOŁOWSKI, E. MASZLOCH, P. MACIASZEK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Łabiszyn (358)

**PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D**

Skala pionowa 1:2000



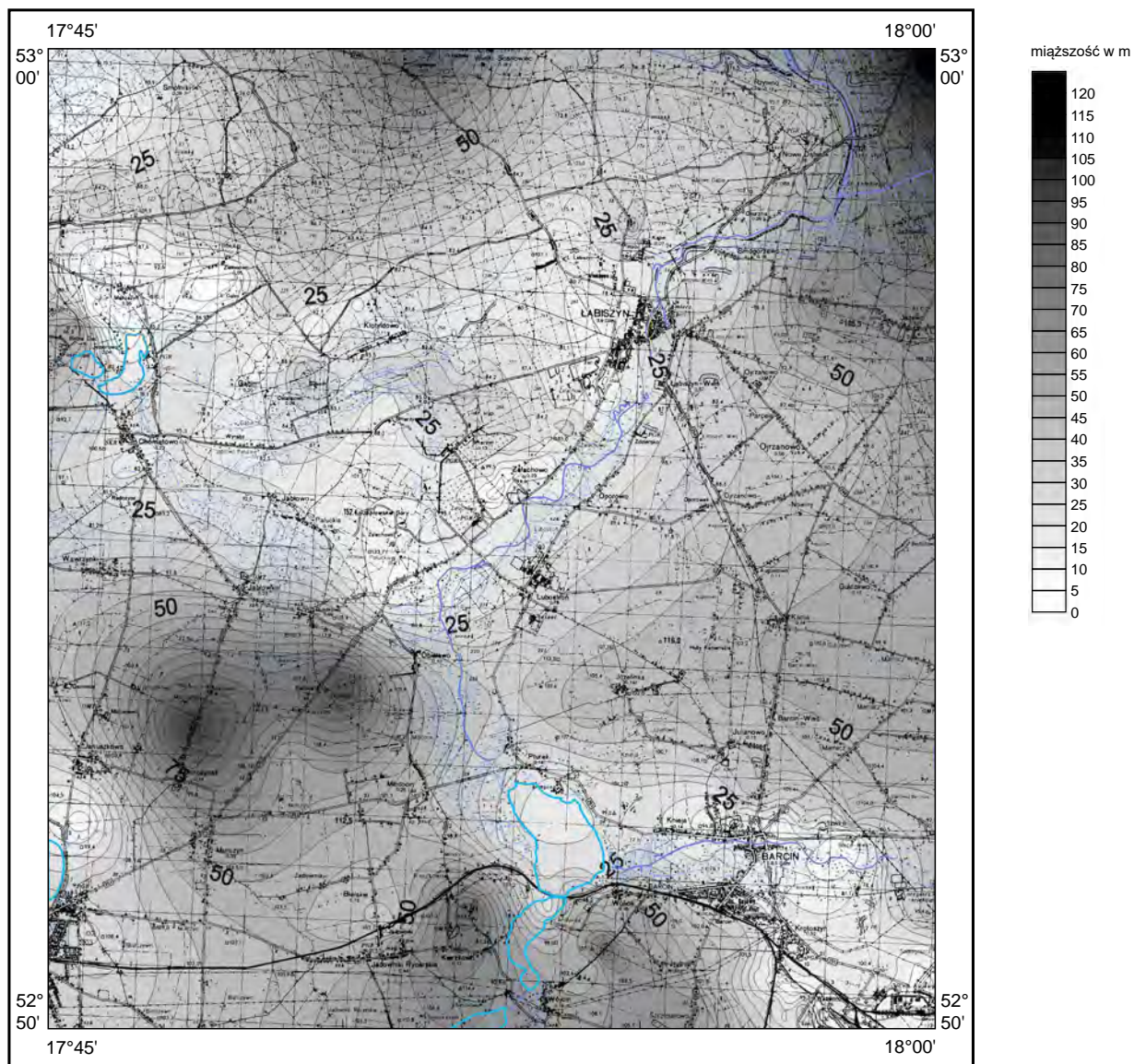
**OBJAŚNIENIA**

- |   |   |  |  |                                       |                                     |
|---|---|--|--|---------------------------------------|-------------------------------------|
| 1 — t <sub>Q<sub>h</sub></sub>                        | 11 — f <sub>pz</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3(III)</sup> | 18 — g <sub>gzw2</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3</sup> | 24 — g <sub>gzw</sub> Q <sub>p3</sub> <sup>W</sup> | 29 — i <sub>pe</sub> M <sub>2-3</sub> | 34 — p <sub>c</sub> Cr <sub>1</sub> |
| 3 — f <sub>n</sub> Q <sub>h</sub>                     | 12 — f <sub>im</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3(II)</sup>  | 19 — b <sub>im</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3</sup>   | 25 — f <sub>g</sub> Q <sub>p3</sub> <sup>W</sup>   | 30 — p <sub>mi</sub> M <sub>2-3</sub> | 35 — w <sub>J3</sub>                |
| 7 — e <sub>p</sub> Q <sup>(W)</sup>                   | 14 — g <sub>pz</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3</sup>      | 20 — f <sub>pz1</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3</sup>  | 26 — f <sub>pg</sub> Q <sub>p3</sub> <sup>W</sup>  | 31 — p <sub>m</sub> M <sub>1</sub>    |                                     |
| 8 — e <sub>p</sub> Q                                  | 15 — f <sub>pz2</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3</sup>     | 21 — g <sub>gzw1</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3</sup> | 27 — r <sub>mp</sub> Q <sub>p3</sub> <sup>O</sup>  | 32 — p <sub>Gk</sub> O <sub>I</sub>   |                                     |
| 9 — f <sub>pz</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3(IV)</sup> | 16 — g <sub>pz</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B3</sup>      | 22 — f <sub>p</sub> Q <sub>p4</sub> <sup>B2</sup>    | 28 — g <sub>gzw</sub> Q <sub>p3</sub> <sup>O</sup> | 33 — p <sub>c</sub> Cr <sub>3</sub>   |                                     |

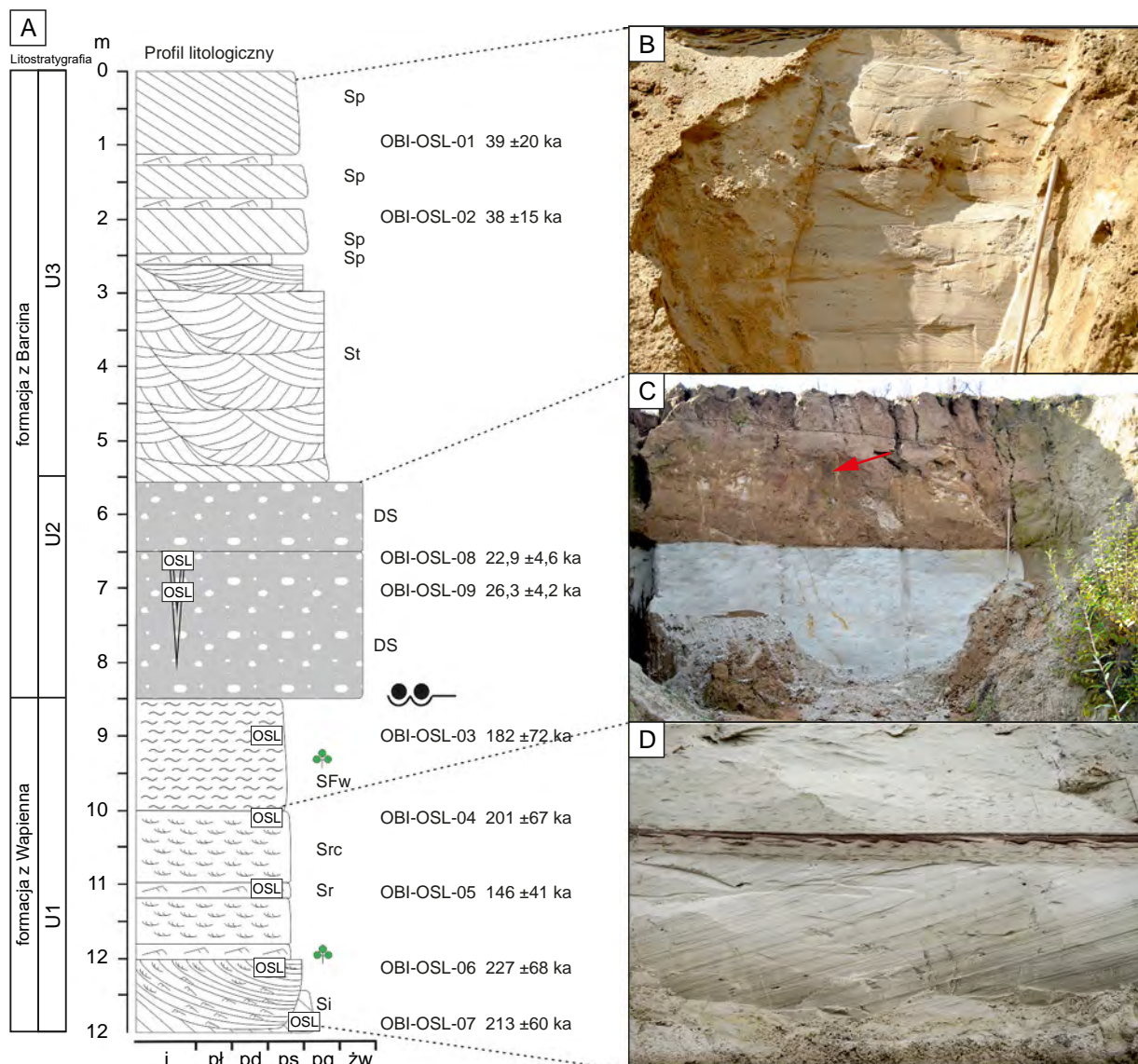
- |  |        |  |        |  |               |
|--|--------|--|--------|--|---------------|
|  | torfy  |  | mulki  |  | gliny zwałowe |
|  | namuly |  | piaski |  | piaskowce     |
|  | iły    |  | żwiry  |  | wapienie      |

U w a g a : pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

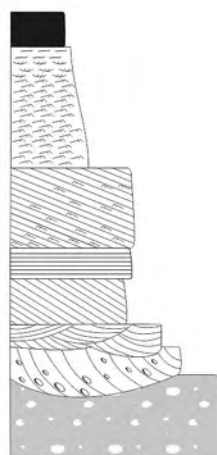
### UPROSZCZONY SZKIC MIAŻSZOŚCI OSADÓW CZWARTORZĘDU



**PROFIL STANOWISKA OBIELEWO**



Fot. R.J. SOKOŁOWSKI



- Fm, Fh pyły i ility, masywne lub laminowane poziomo
- SFw pyły piaszczyste o lminacji falistej
- Src piaski o laminacji riplemarków wstępujących
- Sr piaski o laminacji riplemarkowej
- Si piaski o warstwowaniu nachylonym
- Sh piaski o warstwowaniu horyzontalnym
- Sp piaski o przekątnym warstwowaniu tabularnym
- St piaski o przekątnym warstwowaniu rynnowym
- Gt Źwiry o przekątnym warstwowaniu rynnowym
- DS diamiktyny piaszczyste

**OBJAŚNIENIA**

- OBI-OSL-01 – numer próbki
- i – ility
- pi – pyły (mułki)
- pd – piaski drobnoziarniste
- ps – piaski średnioziarniste
- pg – piaski gruboziarniste
- Źw – Źwiry

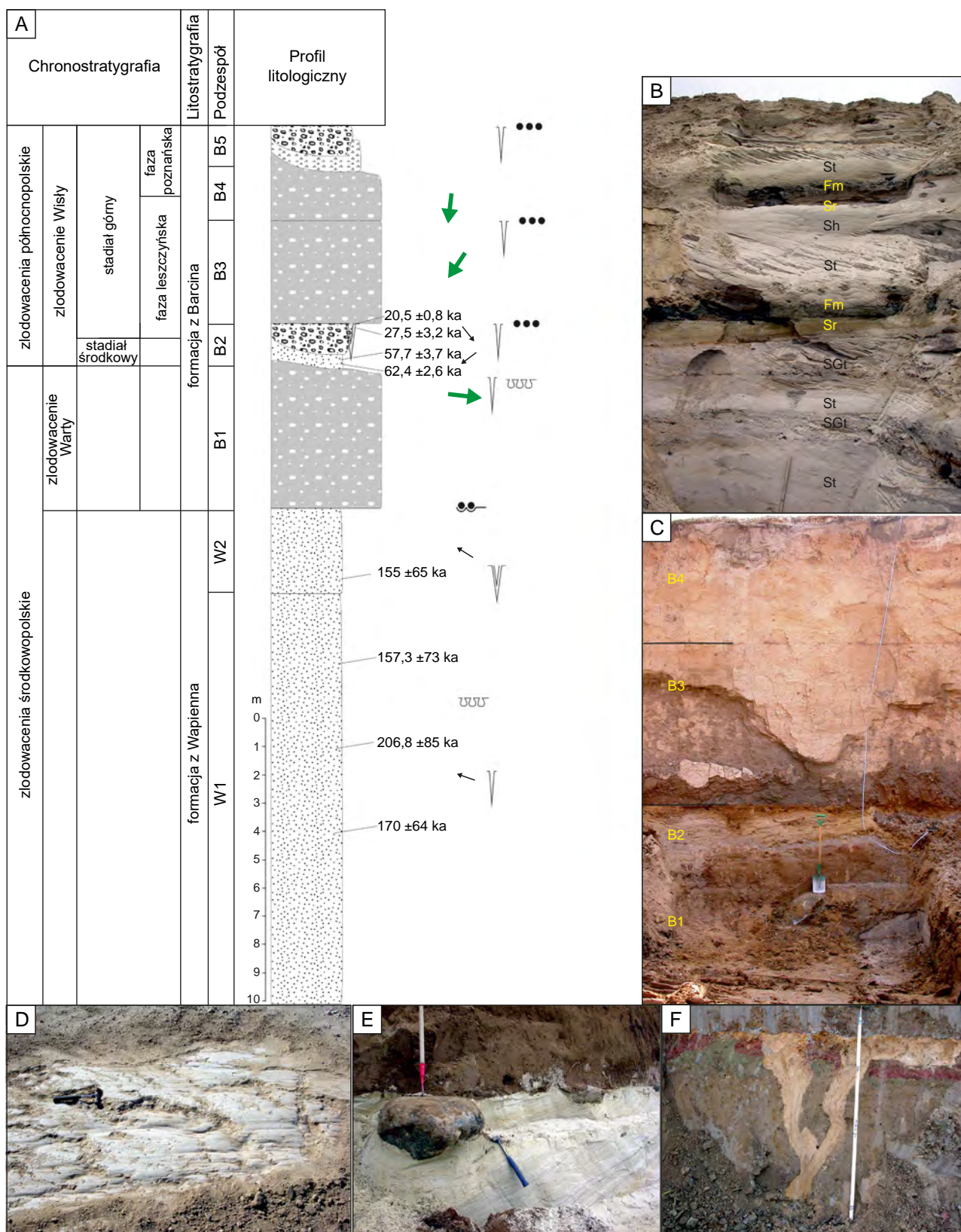
powierzchnia erozyjna z brukiem głazowym

detrytus roślinny

kliny mrozowe

miejsce poboru próbki do badań wieku metodą OSL

- A – profil litologiczny wraz z wynikami badań wieku wykonanych metodą OSL
- B – piaski wodnolodowcowe, jednostka U3
- C – piaski pyłowate formacji z Wapienna; gliny Źwałowe formacji z Barcina rozdzielone powierzchnią deflacyjną oraz poziomem klinów mrozowych (czerwona strzałka)
- D – osady formacji z Wapienna z detrytusem roślinnym



Fot: R.J. SOKOŁOWSKI

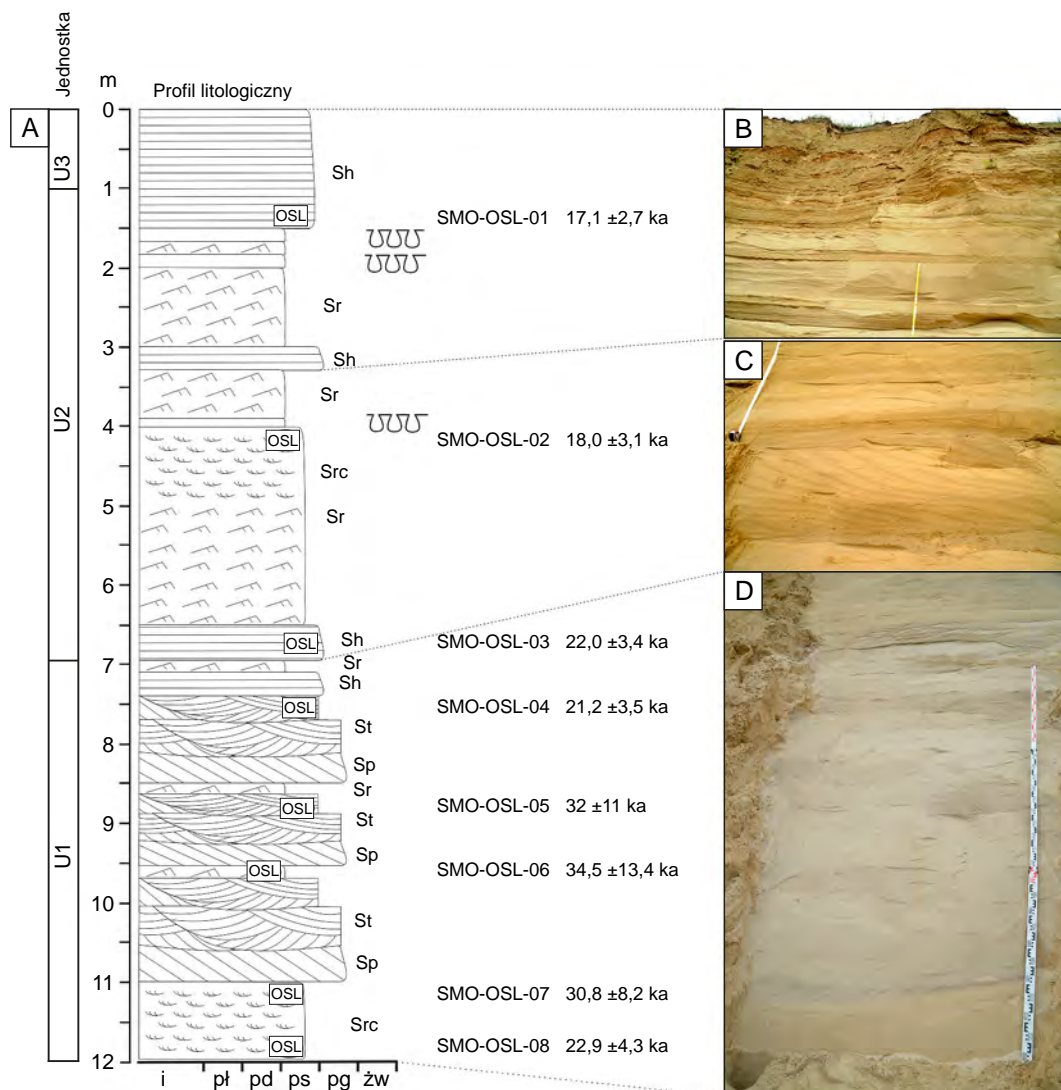
OBJAŚNIENIA

- gliny zwałowe
- piaski i żwiry wodnolodowcowe
- piaski i mulki rzeczne
- bruk deflacyjny
- kierunki ruchu lodu
- kierunki paleoprzepływu

- A – profil syntetyczny osadów plejstocenu w kamieniołomie Wapienno
- B – rzeczne cykle sedimentacyjne w osadach formacji z Wapienna
- C – ogniwa formacji z Barcina w superpozycji
- D – rysy lodowcowe na stopie wapieni górnej jury powstałe podczas zlodowacenia Warty
- E – bruk głazowy w spągu gliny zlodowacenia Warty
- F – kliny mrozowe z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym poniżej gliny fazy leszczyńskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły

Opracowali: R.J. SOKOŁOWSKI, E. MASZLOCH, P. MACIASZEK

**OSADY PLEJSTOCENU W STANOWISKU SMOLNIKI**



Fot: R.J. SOKOŁOWSKI

**OBJAŚNIENIA**

∩∩∩ deformacje

A – profil sedimentologiczny

B – górna część osadów formacji noteckiej (U2) oraz pokrywa piasków eolicznych (U3)

C – piaski pyłowate z laminacją riplemarkową, formacja notecka

D – piaski rzeczne strefy korytowej, formacja z Zielonczyna

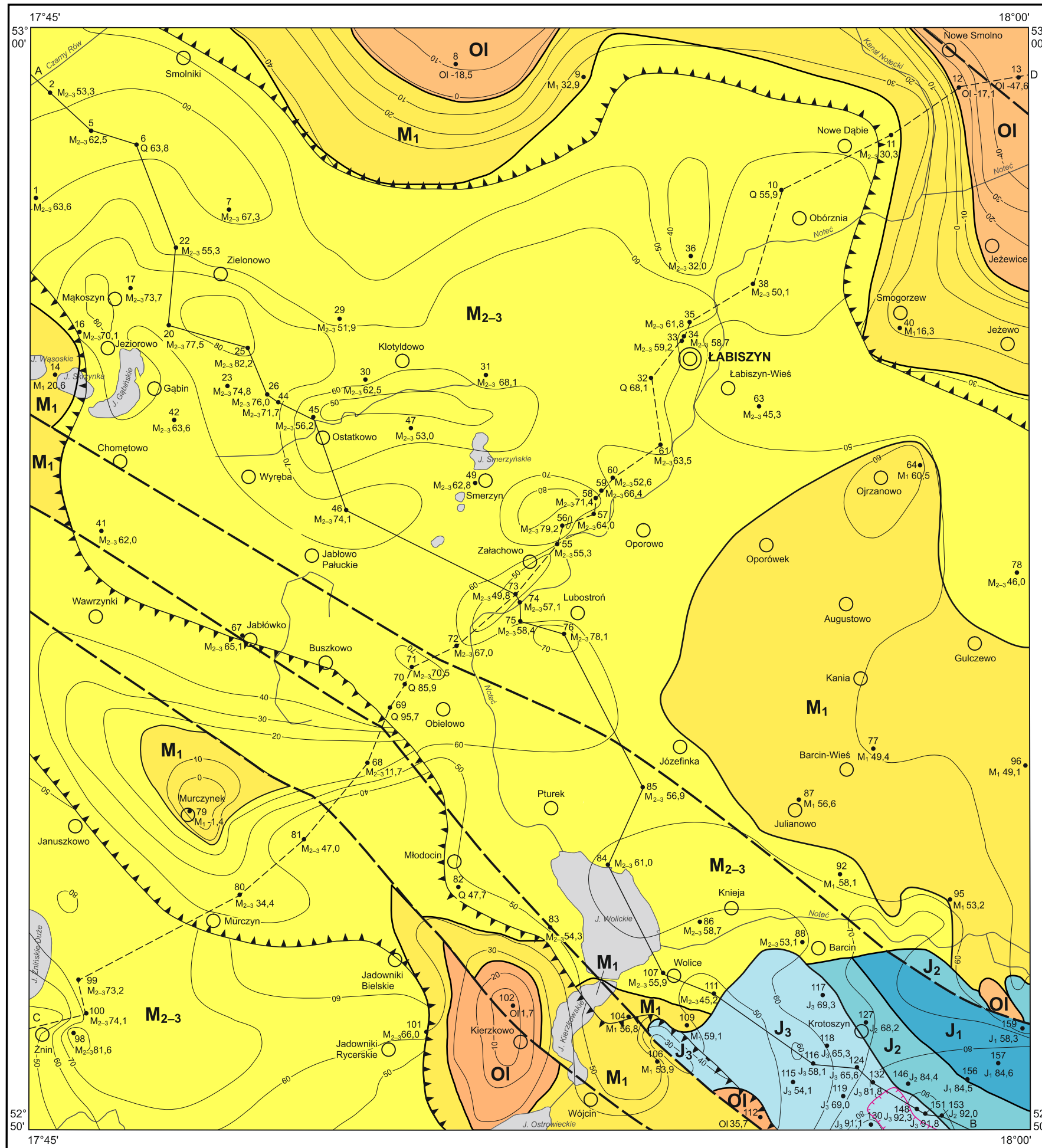
UWAGA: pozostałe objaśnienia jak na tablicy VII

Opracowali: R.J. SOKOŁOWSKI, E. MASZLOCH, P. MACIASZEK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Łabiszyn (358)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:75 000



|          |          |                        |  |                       |
|----------|----------|------------------------|--|-----------------------|
| NEOGEN   | MIOCEN   | <b>M<sub>2-3</sub></b> | Iły pstrze, mułki i piaski; piaski, mułki i iły z węglem brunatnym | MIOCEN ŚRODKOWY-GÓRNY |
|          |          | <b>M<sub>1</sub></b>   | Piaski i mułki   | MIOCEN DOLNY          |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | <b>OI</b>              | Piaski, piaskowce glaukonitowe oraz mułowce i iłowce               |                       |
|          |          | <b>J<sub>3</sub></b>   | Wapienie i margle  | JURA GÓRNA            |
|          |          | <b>J<sub>2</sub></b>   | Piaskowce, mułowce i iłowce z wkładkami węgla brunatnego           | JURA ŚRODKOWA         |
| JURA     | DOLNA    | <b>J<sub>1</sub></b>   | Piaskowce, podrzędnie mułowce i iłowce                             | JURA DOLNA            |

—50— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M<sub>2-3</sub> – miocen środkowy-górny, M<sub>1</sub> – miocen dolny, OI – oligocen, J<sub>3</sub> – jura górna, J<sub>2</sub> – jura środkowa, J<sub>1</sub> – jura dolna; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

— Granice geologiczne

— Uskoki przypuszczalne

▼▼▼ Krawędzie erozyjne

A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

C-----D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście



Opracowali: R.J. SOKOŁOWSKI, E. MASZLOCH,  
P. MACIASZEK, L. JURYS – 2022 r.