



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Opracował: ANDRZEJ ŁABNO
Zreambulowali: JANUSZ BADURA, DARIUSZ CISZEK

Główni koordynatorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — B. PRZYBYLSKI, W. MORAWSKI
Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Legnica (723)
(z 1 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2021

Autor: Andrzej Łabno¹, 1981 r.
Autorzy reambulacji: Janusz BADURA¹, Dariusz CISZEK¹, 2017 r.

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski
Al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Karolina GRUDZIENÍ, Joanna BŁASZKIEWICZ

ISBN 978-83-66752-08-5

PIG-PIB, Warszawa 2021

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Joanna BŁASZKIEWICZ, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	9
III. Budowa geologiczna	13
A. Stratygrafia	13
1. Proterozoik–dewon	13
2. Karbon	14
a. Karbon dolny	14
Wizen (?)	14
3. Karbon–perm	14
a. Karbon górny–perm dolny	14
4. Paleogen–neogen	14
a. Oligocen–miocen	14
Oligocen górny–miocen dolny	14
5. Neogen	15
a. Miocen	15
Miocen dolny	15
Miocen dolny–środkowy	15
Miocen górny	16
6. Neogen–czwartorzęd	17
a. Miocen–plejstocen	17
Miocen górny–plejstocen dolny	17
7. Czwartorzęd	17
a. Plejstocen	17
Zlodowacenia południowopolskie	18
Zlodowacenia środkowopolskie	19
Zlodowacenie Odry	19
Zlodowacenia północnopolskie	21
Zlodowacenie Wisły	21
b. Czwartorzęd nierozdzielony	23
c. Holocen	24
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędowego	25
C. Rozwój budowy geologicznej	26

IV. Podsumowanie	31
Literatura	32

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Obszar arkusza Legnica (723) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) ograniczają następujące współrzędne geograficzne: 51°10'–51°20' szerokości geograficznej północnej i 16°00'–16°15' długości geograficznej wschodniej. Powierzchnia terenu w obrębie arkusza wynosi około 324 km² i obejmuje fragment Niziny Śląsko-Łużyckiej z dolinami czterech rzek: Kaczawy, Skory, Czarnej Wody i Wierzbiaka. Przez obszar badań przepływały wody fluwioglacjalne i rzeczne pradoliną wrocławsko-magdebursko-bremeńską. Obecnie w wyniku różnych procesów geologicznych krawędzie pradoliny są zatarte i źle zachowane.

Pod względem administracyjnym omawiany teren jest położony w województwie dolnośląskim. Znajduje się on w obrębie powiatów: miasto Legnica, legnickiego (w granicach gmin: Chojnów, Miłkowice, Kunice, Legnickie Pole oraz Krotoszyce), złotoryjskiego (z gminą Złotoryja), lubińskiego (z gminą Lubin) i polkowickiego (z gminą Chocianów). W Legnicy i gminie Lubin są zlokalizowane zakłady współpracujące z przemysłem miedziowym. W Kunicach znajdują się duże zakłady ceramiki budowlanej oraz kopalnie kruszyw. Na pozostałym terenie dominuje gospodarka rolna i leśna, w tym związana z hodowlą ryb. Do połowy lat 90. XX w. na znacznej części obszaru arkusza użytkowano obiekty militarne, po których liczne ślady są nadal widoczne w lasach znajdujących się na północ od Legnicy.

Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony (Kondracki, 2013) północna i północno-wschodnia część terenu arkusza jest położona w obrębie Wysoczyzny Lubińskiej, północno-zachodnia, środkowa i południowo-wschodnia – należy do Równiny Legnickiej, południowo-zachodnia – do Równiny Chojnowskiej, a niewielki fragment w jego południowo-wschodnim narożu – do Równiny Wrocławskiej.

Reambulację arkusza Legnica wykonano w Oddziale Dolnośląskim PIG-PIB na podstawie projektu robót geologicznych (Badura i in., 2013a) zatwierdzonego przez ministra środowiska decyzją nr

DGKn-475-15/41825/14/JJ z 14.10.2014 r. Nową mapę geologiczną dostosowano do wytycznych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2011 r., dotyczącego reambulacji.

Podstawą do przeprowadzenia reambulacji arkusza Legnica SMGP była konieczność ponownej analizy danych geologicznych w świetle nowej interpretacji dotyczącej zmian hydrograficznych po zlodowaceniu Odry w obrębie pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej (Wiśniewski, 2006; Wiśniewski i in., 2009, 2013; Badura i in., 2013b) oraz wyrysowanie treści geologicznej na aktualnym podkładzie topograficznym. Po opracowaniu tego arkusza przez Łabnę (1981a, b) ukazały się m.in. wyniki nowych badań genezy Pojezierza Legnickiego, na którym jeszcze w XVIII w. występowało ponad 100 jezior (Masojć i in., 2014). Informacje o przypowierzchniowej budowie geologicznej zebrano również w czasie profilowania odsłonięć wzdłuż budowy drogi ekspresowej S3, wykonanych przez autorów niniejszego tekstu Objasnień, oraz z analogicznych prac dokumentacyjnych prowadzonych przy rozbudowie autostrady A4 (Urbański i in., 2007).

W ramach reambulacji omawianego arkusza terenowe prace kartograficzne były prowadzone w latach 2015–2016. Wykonano łącznie 322,0 m sondowań ręcznych i 600,0 m sondowań mechanicznych, a także pięć oznaczeń wieku torfów metodą radiowęglową (^{14}C) (Michczyński, Piotrowska, 2016) oraz pięć – osadów mineralnych metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) (Przegiętka, Palczewski, 2017). Przeanalizowano profile kilkuset otworów wiertniczych wykonanych w ramach rozpoznawania złóż węgla brunatnego w okolicy Legnicy oraz przy poszukiwaniach kruszyw i utworów ilastych na potrzeby ceramiki budowlanej. Do analiz geologicznych wykorzystano również mapy glebowe 1:5000, na podstawie których uszczegółowiono przebieg granic geologicznych, oraz wyniki obserwacji prowadzonych w czasie dokumentowania odsłonięć dostępnych przy budowie nowych dróg lub ich modernizacji (inwestycji liniowych), a także budynków i obiektów przemysłowych. Przy opracowywaniu mapy geologicznej posłużono się opisami pięciu profili otworów kartograficznych wykonanych w ramach realizacji pierwszego wydania arkusza Legnica (Łabno, 1981a).

Szkic podłoża podczwartorzędowego sporządzono na podstawie danych z otworów i archiwalnych badań geoelektrycznych oraz prac przeprowadzonych na terenie badań w celu określenia genezy kopalnego Pojezierza Legnickiego.

Na mapie geologicznej zamieszczono 80 otworów wiertniczych ze 761 znajdujących się na obszarze arkusza. Na podstawie mapy dokumentacyjnej uszczegółowiono przebieg granic geologicznych. Sprofilowano także odsłonięcia w czynnych kopalniach piasków i żwirów oraz mniejszych wykopach.

W dużej mierze wykorzystano materiały kartograficzne, w tym pierwsze, wykonywane technikami pomiarowymi, mapy Księstwa Śląskiego Homanna (1745) oraz mapy geologiczne opracowane na początku XX w. (Tietze, 1924a, b, 1925a, b). Obszar zurbanizowany w okolicy Legnicy był wówczas znacznie mniejszy od obecnego, co umożliwiło dokładniejsze wyznaczenie granic geologicznych w tym rejonie. Dawne mapy miały szczególnie istotne znaczenie przy odtworzeniu zagłębień po zmeliorowanych misach jezior tworzących rozległe Pojezierze Legnickie. Posłużono się również modelami rzeźby obszaru wykonanymi na podstawie numerycznego modelu terenu (LiDAR).

Na obszarze badań znajdują się cztery rezerваты: Zimna Woda, Błyszcz, Ponikwa i zachodni fragment Torfowiska Kunickiego. Zadaniem rezerwatu Zimna Woda jest ochrona siedlisk grądowych, w których występują rzadkie gatunki roślin naczyniowych. Rezerваты Błyszcz i Ponikwa powołano w celu zachowania lasów łągowych, grądowych i olsów z bogatą, unikatową florą. W rezerwacie Ponikwa ochronie podlegają również źródłiska oraz gład narzutowy. Torfowisko Kunickie było ścisłym rezerwatem w latach 1923–1945 (Weimann, Schulze, 1938; Proćków, 1998). Obszar ten ponownie objęto ochroną w 1996 r. Na jego terenie znajduje się wyjątkowo bogata flora roślin wodnych, jak i torfowych (Marek, Casparie, 1988).

W ramach programu Natura 2000 ochronie podlega obszar źródłiska w pobliżu Zimnej Wody z zachowanymi relikdami gładów środkowoeuropejskich i subkontynentalnych. W ich skład wchodzi: łągi wierzbowe, topolowe, olszowe i jesionowe oraz łągowe lasy dębowo-wiązowo-jesionowe. Na tym terenie występuje reliktowy chrząszcz – pachnica dębowa (*Osmoderma eremita*). Kolejnym obszarem chronionym w ramach tego programu jest rezerwat przyrody Ponikwa znajdujący się niedaleko Pątnowa Legnickiego, w granicach którego występują lasy, łąki, zarośla tarniny i innych krzewów, szuwały oraz stawy hodowlane. Ze świata zwierząt szczególnej ochronie podlegają owady oraz płazy.

W północno-zachodniej części obszaru arkusza znajduje się Obszar Chronionego Krajobrazu Dolina Czarnej Wody. Jest to teren o złożonych warunkach hydrograficznych, porośnięty lasami mieszanymi, zwykle łągowymi oraz dębowo-grabowymi, będący ostoją dla wielu gatunków ptaków i innych zwierząt, które zamieszkują tereny podmokłe lub ze stagnującą wodą.

Pod względem budowy głębokiego podłoża omawiany obszar jest położony na bloku przedsudeckim w strefie występowania epimetamorficznego kompleksu Gór Kaczawskich (Grocholski, 1975; Cwojdziański, Żelaźniewicz, 1995). Teren ten znajduje się w pobliżu strefy uskokuwej środkowej Odry oddzielającej blok przedsudecki od bloku wielkopolskiego (Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008). Blok przedsudecki między Legnicą na wschodzie a przysiółkiem wsi Dobroszów – Pieszkowem na zachodzie przecina uskoku Chojnów–Legnica (Cymerman, 2004). Badura i Przybylski (2000) oraz Badura i inni (2004) nazwali go przedsudeckim uskoku brzeżnym, który zrzuca północną

część bloku przedsudeckiego o około 100 m w stosunku do jego południowej części. Powierzchnia podkenozoiczna tego bloku tworzy krajobraz typu etchpleny z deniwelacjami terenu, które przekraczają 100 m. W jej obniżeniach znajdują się regolity o zmiennej miąższości oraz pokłady węgla brunatnego o znacznej grubości. W północno-wschodniej części obszaru badań w dwóch miejscach rozpoznano piaskowce szarogłazowe uznane za wizeńskie opierając się na pracy Wierzchowskiej-Kicułowej (1984). W strefach tektonicznych występują bazalty oraz tufy (Cymerman, 2004). Na podstawie wieku bazaltów znajdujących się w okolicach Złotoryi oraz Chojnowa stwierdzono, że powstały one między oligocenem górnym a mioceniem dolnym (Birkenmajer i in., 2002; Badura, Przybylski, 2004; Badura i in., 2006).

W północnej części terenu arkusza miąższość osadów neogeńskich nieznacznie przekracza 300 m, a w południowej – waha się w granicach 50,0–120,0 m. Utwory neogeńskie odsłaniają się w wielu miejscach na omawianym obszarze. W północnej części terenu arkusza są one zaburzone glacitektonicznie. Niewykluczone, że ily neogeńskie, które występują po wschodniej stronie doliny rzeki Kaczawy zostały zdeformowane w warunkach klimatu peryglacjalnego pod koniec plejstocenu. Prawdopodobnie wokół soczew lodu gruntowego powstały wały o kilkumetrowej wysokości. Obecnie okalają one niektóre jeziora utworzone po wytopieniu lodu gruntowego.

W osadach neogeńskich, które znajdują się na północ i wschód od Legnicy, występują miąższe pokłady węgla brunatnego. Złoże Legnica jest podzielone na trzy pola – Zachód, Wschód i Północ (Jaroń i in., 1978). Na obszarze arkusza mieści się całe pole Legnica Zachód oraz części pól Legnica Wschód i Legnica Północ. Złoże w Legnicy jest jednym z największych w Europie. Początkowe plany zakładały jego eksploatację po 2020 r. (Kudełko, Nowak, 2009). Na podstawie wstępnego studium górniczo-ekonomicznego zaplanowano istotne zmiany w zagospodarowaniu przestrzennym, polegające na likwidacji znacznej części zabudowy osadnictwa, które znajduje się na powierzchni terenu objętej potencjalną odkrywką, a także przełożeniu koryta rzeki Kaczawy i częściowego usunięcia obecnego systemu komunikacyjnego. Aktualnie plany te nie są realizowane. Zgodnie z opinią Głównego Geologa Kraju w perspektywie najbliższych lat (2020–2035) jednak będzie trzeba zagospodarować te złoża. Według Stachowiaka i innych (2011) najlepszym rozwiązaniem być może byłaby eksploatacja węgla brunatnego poprzez jego zgazowanie.

Utwory neogeńskie z wyjątkiem złóż węgla brunatnego, nie były przedmiotem badań. W jednym z otworów zlokalizowanym na obszarze sąsiedniego arkusza Prochowice SMGP (Szałajdewicz, 1980a, b) poddano badaniom neogeńskie liście i pyłek roślin (Wacnik, Worobiec, 2001; Worobiec, 2009) oraz cysty otwornic (Gedl, Worobiec, 2005), które wskazują na środkowomiocenską ingresję Morza Północnego.

W średniowieczu na południowy wschód od Legnicy w dolinie rzeki Wierzbiak prowadzono eksploatację złota okrucowego. Największe wydobycie tego kruszcu miało miejsce między XIII a XIV w. (Madziarz, Kobylańska, 2010).

W okolicy Legnicy od II połowy XIX w. funkcjonowało wiele cegielni, w których eksploatowano ility i mułki neogeńskie. Obecnie są one nieczynne. W dolinie rzeki Kaczawy rozpoznano złoża kruszywa naturalnego, które aktualnie są wydobywane w okolicach Kunic i Szczytnik Małych położonych na granicy z obszarem arkusza Prochowice SMGP (Szałajdewicz, 1980a, b).

Na omawianym terenie osady czwartorzędu nie były szczegółowo badane. W ogólnym zarysie wyznaczono przebieg głębokiej rynn subglacialnej, która rozcina nadkład złóż węgla brunatnego w okolicy Legnicy. Wcześniej zakładano, że jest to dolina kopalna Zimnej Wody (Dyjur, 1987b) lub Zimnicy (Markiewicz, 1999). Badania Pojezierza Legnickiego, które obejmuje około 120 jezior, prowadzono bardzo schematycznie i nie określono spójnej genezy ich powstania (Plewniak, 1978). W szerokich dolinach rzek Skory i Czarnej Wody nie stwierdzono również zdenudowanych krawędzi po pradolinie wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej (Szczepankiewicz, 1966, 1972; Brodzikowski, 1978). Koncepcję funkcjonowania odpływu pradolinnego między Prochowicami a Magdeburgiem przedstawiono w pracy Badury i innych (2013).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (Kondracki, 2013) obszar arkusza jest położony w południowo-wschodniej części podprowincji Niziny Sasko-Łużyckie. Teren badań znajduje się w obrębie mezoregionów Wysoczyzna Lubińska, Równina Chojnowska i Równina Legnicka, wchodzących w skład makroregionu Nizina Śląsko-Łużycka. Najniższy punkt wysokościowy (110,0 m n.p.m.) występuje w dolinie Kaczawy w obrębie Równiny Legnickiej, która obejmuje doliny rzek Czarnej Wody i Skory. Między Chojnowem a Legnicą równina ta ma orientację WNW–ESE. Jej maksymalna szerokość nieznacznie przekracza 8 km. We wschodniej części Legnicy osiąga ona wysokość 120,0 m n.p.m. Od Legnicy jej granice pokrywają się z dolnym odcinkiem Kaczawy o kierunku północny wschód–południowy zachód. Najwyższym wzniesieniem na terenie arkusza jest ostaniec erozyjny (ok. 133 m n.p.m.), który w okolicy Bukowna rozdziela doliny rzek Skory od Czarnej Wody.

Na Równinie Legnickiej występuje fragment aktualnie szczątkowo zachowanego Pojezierza Legnickiego. Szacuje się, że pojezierze to obejmowało 117 jezior (Plewniak, 1978). Na mapie Homanna (1745) jest ono najlepiej odwzorowane. W wyniku regulacji rzeki Odry w XVIII i XIX w. oraz związanej z tym obniżeniem bazy erozyjnej o około 2 m, zanikły jeziora tworzące omawiane pojezierze. Zachowały się jedynie większe misy lub jeziora sztucznie nawadniane. Największym

zbiornikiem wodnym na obszarze arkusza jest jezioro Tatarak o powierzchni około 0,2 km². Obecnie jest ono czwarte pod względem wielkości na całym Pojezierzu Legnickim.

Równina Chojnowska zajmuje południowo-zachodnią część terenu arkusza. Jest to obszar wysoczyznowy wznoszący się od około 37 do 50 m ponad dolinę rzeki Kaczawy i Równinę Legnicką. Równinę Chojnowską przecinają dwie większe strugi Brochotka i Lubiatówka oraz liczne niewielkie ciek. Jej najwyższy punkt wysokościowy (196,5 m n.p.m.) występuje w południowo-zachodnim narożu terenu arkusza.

Wysoczyzna Lubińska znajduje się w północno-wschodniej i północnej części omawianego obszaru. W jej wschodniej części są widoczne ślady po przepływach prawdopodobnie wód roztopowych, związanych z krótką transgresją lądolodu między zlodowaceniami Odry i Warty. Słabiej jest zaznaczone jej równoleżnikowe rozcięcie pomiędzy Dobrzejowem a Miłogostowicami, prawdopodobnie powstałe w czasie formowania się pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej. Południowa krawędź wysoczyzny ma przebieg zygzakowaty, który jest typowy dla młodych stref tektonicznych. Nie nawiązuje on jednak do przebiegu sieci potoków. Brak korelacji ze strukturami podłoża podkenozoicznego (Badura i in., 2004) nie pozwala na jednoznacznie tektoniczną interpretację powstania krawędzi o takim charakterze. Powierzchnia wysoczyzny wznosi się maksymalnie na wysokość 175,1 m n.p.m.

Z form pochodzenia lodowcowego (tabl. I) na terenie badań wyróżniono wysoczyznę morenową płaską oraz moreny czołowe spiętrzone. Wysoczyzna morenowa płaska znajduje się przy granicy z sąsiednimi obszarami arkuszy Chojnów oraz Prochowice SMGP (Sztromwasser, 1997, 1998; Szałajdewicz, 1980a, b). Tworzą ją niewielkie płyty glin zwałowych opadające w kierunku dolin. Na omawianym terenie moreny czołowe spiętrzone występują na zachód od Legnicy (w okolicy cmentarza komunalnego), w pobliżu Dobrzejowa na północ od Legnicy oraz w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Fragmenty moreny spiętrzonej zbudowanej z utworów neogeńskich znajdują się także w południowej części Legnicy w rejonie Lasku Złotoryjskiego i dzielnicy Glinki (tabl. I).

Moreny czołowe zlokalizowane w północno-wschodniej części omawianego obszaru tworzą niewysokie wzgórza z długimi grzbietami nawiązującymi do dawnego czoła lądolodu zlodowacenia Odry. Mniejsze wzgórza morenowe, które występują na zachód od Legnicy, powstały w okresie zlodowaceń południowopolskich. Budowę wewnętrzną tych form rozpoznano po ich odsłonięciu w czasie budowy drogi ekspresowej S3. W strukturze moren stwierdzono zaburzone piaski i żwiry wodnolodowcowe, szare gliny zwałowe oraz wkładki ilów mioceńskich z cienkim pokładem czarnego węgla brunatnego.

Formy wodnolodowcowe znajdują się na Wysoczyźnie Lubińskiej. Są to rozległe r ó w n i n y w o d n o l o d o w c o w e (sandr) o powierzchni miejscami zmienionej przez procesy wydmotwórcze. Sandr został w południowej części rozcięty przez wody przepływające dnem pradoliny, a następnie

przez rzeki, które dostosowały się do nowych kierunków odpływu po powstaniu ścinawskiego przełomu Odry kierującego wody rzeki Odry na północ od pradoliny barucko-głogowskiej (Badura i in., 2013b).

Obszary zastoiskowe stwierdzono na Wysoczyźnie Lubińskiej w północno-wschodniej części terenu arkusza. Znajdują się one w okolicy Raszowej Dużej, na wschód od Miłgostowic oraz w rejonie Kochlic. Występowanie laminowanych mułków zastoiskowych w Raszowej Dużej jest związane z awansem lądolodu zlodowacenia Odry i późniejszym wytopieniem bryły martwego lodu pozostałej po lobie. Geneza pozostałych zagłębień wypełnionych tymi osadami nie została wyjaśniona. W Kochlicach omawiane formy mogą mieć związek z subsydencją, która zachodziła w rynnę subglacialnej, a w Miłgostowicach – z przepływami w obrębie pradoliny.

Formy eoliczne są szeroko rozprzestrzenione na terenie arkusza. W jego północnej części znajdują się liczne wydmy oraz równiny piasków przewianych. Formy te są związane zarówno z równinami wodnolodowcowymi, jak i tarasami akumulacyjnymi nadzalewowymi 7,0–10,0 m n.p. rzeki na Równinie Legnickiej. Często występują u podstawy krawędzi Wysoczyzny Lubińskiej. Wydmy tworzą na ogół wały o różnej długości. Rzadziej są to formy paraboliczne. Ich wysokości są niewielkie, wynoszą 1,5–3,5 m. Najwyższa wydma występuje w Zimnej Wodzie i osiąga wysokość 5,5 m. W południowej części obszaru badań znajdują się niemal ciągłe pokrywy lessowe i pyłowe. Ich miąższość jest zmienna od około 70 cm do nieco ponad 2 m. Mimo ich niewielkiej miąższości są one niezwykle istotne jako substrat produkcji rolnej, ponieważ często pod pokrywą eoliczną występują przepuszczalne piaski ze żwirami lub żwiry grubookruchowe.

Formy rzeczne dominują w centralnej i południowo-wschodniej części terenu arkusza. Są to dna dolin rzecznych oraz częściowo dzikie młynówki, a także tarasy akumulacyjne tworzące cztery poziomy. Główne koryta rzeczne mają umocnione brzegi i są otoczone wałami przeciwpowodziowymi. Dawne młynówki odwadniają obecnie szerokie dna dolin rzek Czarnej Wody i Skory, miejscami odprowadzają wody z licznych stawów hodowlanych.

System tarasów akumulacyjnych jest trudny do odtworzenia ze względu na różne wysokości den dolin rzek Kaczawy, Skory i Czarnej Wody, a także jednowiekowych tarasów każdej z tych rzek. Kolejne utrudnienie stanowi zniszczenie krawędzi tarasów w wyniku procesów, które zachodziły w warunkach klimatu peryglacialnego oraz zmiana kierunku biegu rzek. W okolicy Legnicy rzeka Kaczawa wpływała do pradoliny, którą w czasie interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły, aż do fazy leszczyńskiej płynęła rzeka Odra do Magdeburga i dalej do Morza Północnego (Badura i in., 2013b). Podobnie zachowywały się rzeki Skora i Czarna Woda jedynie dalej na zachód od Legnicy. W fazie leszczyńskiej zlodowacenia Wisły, dopiero po powstaniu ścinawskiego przełomu Odry, rozdzielającego Wzgórze Dalkowskie od Wzgórz Wińskich, rzeka Kaczawa popłynęła na północ – do Odry (Badura i in., 2013b). Rzeki Skora i Czarna Woda popłynęły natomiast w kierunku wschodnim

do rzeki Kaczawy zmieniając swój bieg o 180°, co wpłynęło na nachylenie tarasów starszych ku zachodowi, a młodszych – ku wschodowi.

Tarasы akumulacyjne nadzalewowe 13,0–18,0 m n.p. rzeki znajdują się nad rzeką Kaczawą w Legnicy oraz na zachód i północ od niej. Tworzą one powierzchnie wtórnie silnie zmienione przez późniejsze procesy erozyjne, a w Legnicy – w wyniku rozwoju miasta.

Tarasы akumulacyjne nadzalewowe 7,0–10,0 m n.p. rzeki stanowią najszerszy poziom tarasowy na obszarze arkusza. Na ich powierzchni powstały jeziora termokrasowe, które inicjowały rozwój Pojezierza Legnickiego. Miejscami, tarasy po północnej stronie rzeki Czarnej Wody są akumulacyjno-erozyjne. Na ich powierzchni zachowały się liczne wzniesienia ostańców iłów mioceńskich o wysokości 2,0–3,0 m i średnicy do kilkudziesięciu metrów. Ostańce te są dobrze widoczne na numerycznych modelach terenu.

Tarasы akumulacyjne nadzalewowe 2,0–6,0 m n.p. rzeki występują w dolinie rzeki Kaczawy przy granicy z obszarem arkusza Jawor SMGP (Urbański, Róžański, 2009). W połączonych dolinach rzek Skory i Czarnej Wody ciągną się one wzdłuż tych rzek, a także wyznaczają dawne, opuszczone koryta związane z ich roztokowaniem. Tarasy te powstały pod koniec zlodowacenia Wisły, gdy rzeki były zasilane mniejszą ilością wody.

Tarasы akumulacyjne zalewowe 1,5–2,0 m n.p. rzeki tworzyły się w dwóch etapach. W pierwszym etapie były związane z rzekami piaszczysto- i żwirowymi, natomiast w drugim – z wylesianiem terenu po XIII w. Tarasy te zostały nadbudowane przez mułkowe i piaszczyste osady powodziowe – mady.

Formy denudacyjne obejmują różnowiekowe rozcięcia związane z pradoliną wrocławsko-magdebursko-bremeńską oraz formującymi się przepływami rzecznyymi. Rozległe równiny denudacyjne rozciąły południową część Wysoczyzny Lubińskiej między Rzeszotarami a Miłogostowicami. W dolinie rzeki Czarnej Wody równiny te występują na tarasach akumulacyjnych nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki.

Do form denudacyjnych należą także drobne zagłębienia o różnej genezie. Większość z nich są to misy po jeziorach termokrasowych, w których osadziły się utwory mineralno-organiczne. Część z bardziej rozległych zagłębień została wypełniona materiałem organicznym – w miejscach tych powstały równiny torfowe zaliczane do form utworzonych przez roślinność. Niektóre z torfowisk objęto ochroną – występują one na terenie rezerwatów przyrody lub siedlisk przyrodniczych chronionych programem Natura 2000.

Formy antropogeniczne są związane z działalnością górniczą prowadzoną w licznych gliniankach w Legnicy i Kunicach oraz żwirowniach, piaskowniach-żwirowniach i piaskowniach. Rozległe nasypy zajmują centrum miasta Legnica. Na południe od miasta

przy hucie miedzi utworzono nasypy i hałdy poprodukcyjne. W obrębie tych nasypów występują również osadniki. Na północ od Legnicy w dawnych gliniankach znajdują się wysypiska odpadów komunalnych.

W okolicach Jeziorzan i Miłkowic na miejscami podmokłym terenie utworzono znaczny nasyp towarowego dworca kolejowego – dawniej jednego z największych w kraju.

Większe, wypełnione wodą wyrobiska przedstawiono na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) jako dna stawów.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

W podłożu podkenozoicznym obszaru arkusza Legnica rozpoznano skały epimetamorficzne kompleksu kaczawskiego oraz miejscami zachowane piaskowce fliszu dolnokarbońskiego (Górecka i in., 1977; Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Parka, Ślusarczyk, 1988). Pod względem tektonicznym utwory te należą do bloku przedsudeckiego. Niedaleko północno-wschodniej części omawianego terenu przebiega strefa uskokowa środkowej Odry.

1. Proterozoik–dewon

Łupki chlorytowo-serycytowe i fyllity występują w podłożu podkenozoicznym na obszarze arkusza. W opisach profili otworów wiertniczych są one różnie nazywane w zależności od stopnia zwietrzenia, nawet jako łupki talkowo-serycytowe. Najbliżej powierzchni utwory te stwierdzono na wschód od Legnicy, w Piekarach Wielkich (otw. 72) na głębokości 17,0 m (wys. 102,5 m n.p.m.), w okolicy występowania żył kwarcowych. Najgłębiej strop podłoża metamorficznego znajduje się w północnej części terenu badań (otw. 5), gdzie występuje dopiero na głębokości 345,4 m (wys. 187,5 m p.p.m.).

Według Łabna (1981a) w otworze 35 rozpoznano głównie skały o strukturze lepidoblastycznej zbudowanej z drobnych blaszek muskowitu i biotyту oraz ziaren kwarcu, które tworzą drobne żyłki lub soczewkowe skupienia. W znacznej ilości występują drobne ziarna grafitu i żelaza. Tekstura skał jest drobnowarstewkowa, z laminami w formie mikrofałdek.

Przystropowe partie łupków i fyllitów są silnie zwietrzałe chemicznie. W masie ilasto-kaolinowej są widoczne pierwotne tekstury skał metamorficznych. Barwy zwietrzałych skał (regolitów) są zmienne – od srebrnych, przez białe do żółtoczerwonych, a nawet ciemnozielonych. Na przekroju geologicznym A–B utwory te zaznaczono jako strefę kaolinizacji.

2. Karbon

a. Karbon dolny

Wizen (?)

Piaskowce szarogłazowe stwierdzono jedynie w dwóch otworach wiertniczych 7 i 31. W otworze 7 w Raszówce występują one na głębokości 260,5 m (nieprzewiercone). W otworze 31 w Raszowej Małej (niedaleko stawów) znajdują się pod bazaltami na głębokości 223,1 m. W ich składzie petrograficznym wyróżniono kwarc, skalenie i łyszczyki, w tym chloryty. Ziarna kwarcu i skaleni wykazują różny stopień obtoczenia (Łabno, 1981a).

Wiek wizeński omawianych skał określono na podstawie analogii do wykształcenia osadów karbońskich na monoklinie przedsudeckiej (Górecka i in., 1977; Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Parka, Ślusarczyk, 1988). Ze względu na brak opisanego zmetamorfizowania szarogłazów założono, że są to fragmenty szeroko rozprzestrzenionego na monoklinie fliszu dolnokarbońskiego, zachowane miejscami na bloku przedsudeckim.

3. Karbon–perm

a. Karbon górny–perm dolny

Żyły kwarcowe występują w dolinie Wierzbiaka w Piekarach Wielkich, na wschód od centrum Legnicy (otw. 72). W tej okolicy, pod lessami oraz osadami tarasów akumulacyjnych nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki, na głębokości 5,5 m, stwierdzono kilka żył w obrębie silnie zwietrzałych łupków chlorytowo-serycytowych (Szepietowska, 1973). Biały i szary kwarc żyłowy, silnie spękany, tworzy okruchy o średnicy do 7,0 mm. W kilku otworach odwierconych na złożu Legnica w łupkach metamorficznych występują duże koncentracje okruchów kwarcu, prawdopodobnie pochodzących z drobnych żył kwarcowych.

4. Paleogen–neogen

a. Oligocen–miocen

Oligocen górny–miocen dolny

Bazalty, miejscami tufy stwierdzono w kilku otworach wiertniczych w północno-wschodniej (otw. 9, 30 i 31) oraz środkowej części (otw. 53 i 54) obszaru arkusza. Występują one na różnych wysokościach, co z jednej strony świadczy o zróżnicowanej wysokościowo rzeźbie terenu paleogeńsko-mioceńskiej, a z drugiej strony – dokumentuje dolnomioceńskie ruchy tektoniczne zachodzące na bloku przedsudeckim. Położenie skał erupcji wulkanicznych nawiązuje do przebiegu dyslokacji o kierunku WNW–ESE, nazwanej przez Cymermana (2004) dyslokacją Legnica–Chojnów lub przedsudeckim uskokiem brzeżnym (Badura, Przybylski, 2000; Badura i in., 2004). Inne ciała wulkaniczne są

związane z uskokami o kierunkach południkowych. Z wyjątkiem otworu 31, w którym bazalty występują na szarogłazach, w pozostałych miejscach kenozoiczne wulkanity przebijają łupki metamorficzne.

Wiek bazaltów określono na podstawie datowań wulkanitów z okolic Złotoryi oraz Chojnowa (Birkenmajer i in., 2002; Badura i in., 2006).

5. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny

Piaski, ropy kaolinowe i mułki rozpoznano w kilku głębokich otworach wiertniczych, które dokumentują złożę węgla brunatnego Legnica. W spągu osadów kenozoicznych często występują zailone piaski i piaski drobnoziarniste lub białe ropy kaolinowe, które są redeponowanymi zwierzelinami. Iły te zwykle zawierają znaczną domieszkę ziaren kwarcu. W obrębie piasków występują przewarstwienia szarych mułków. W otworze 5 strop utworów miocenu dolnego leży najniżej na głębokości 326,3 m (wys. 168,4 m p.p.m.). Najwyżej stwierdzono go w otworze 31 na głębokości 199,2 m (wys. 76,3 m p.p.m.). Omawiane osady zwykle są wyróżniane jako formacja rawicka (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki i in., 2004).

Miocen dolny–środkowy

Iły, mułki i piaski z węglem brunatnym występują w północnej i środkowej części obszaru arkusza pod przykryciem utworów młodszego neogenu i plejstocenu. Osady te wyklinowują się ku południowi wraz z podnoszeniem się bloku przedsudeckiego (Jaroń i in., 1978). Na powierzchni terenu odsłaniały się one w południowej części Legnicy, gdzie w gliniankach były eksploatowane do produkcji cegieł, a towarzyszący im pokład węgla brunatnego o miąższości 2,0 m spalano w piecach jednej z cegielni. Do ich odsłonięcia doszło także w czasie budowy drogi ekspresowej S3 w miejscu, w którym na mapie geologicznej wyznaczono morenę czołową. W okolicy węzła Legnica Zachód (nieдалeko cmentarza komunalnego) wzdłuż odcinka około 250 m były widoczne szare oraz ciemnobrązowe ropy z substancją organiczną. Utwory neogenu tworzyły łuski oraz fałdy w obrębie piasków plejstocenijskich.

Trzy główne pokłady węgla brunatnego dzielą opisywane utwory na podrzędne jednostki wyróżniane jako formacja ścinawska ze ścinawskim pokładem węgla brunatnego w spągu oraz łużyckim – w stropie (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki i in., 2004). Wyżej znajdują się osady formacji pawłowickiej i adamowskiej z pierwszym pokładem środkowopolskim, często też nazywanym pokładem Henryk (Dyjur, 1978; Dyjur, Sadowska, 1986). Na podstawie nowszych wyników badań węgla brunatnego w Niemczech i złożu Legnica (Standke, 2006; Worobiec, 2009), pierwszy

pokład środkowopolski węgla brunatnego powstał pod koniec miocenu środkowego, a więc jest nieco starszy niż wynika to ze schematu stratygraficznego Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995). Pokłady ścinawski i łżycki często rozszczepiają się na dwa–trzy poziomy, w pobliżu których występują pokłady towarzyszące. Ich miąższość wzrasta ku północy. Miejscami pokład ścinawski ma miąższość przekraczającą 20 m, natomiast łżycki – jest cieńszy i rzadko ma miąższość większą niż 10 m. Najwyższy pokład środkowopolski nie jest ciągły. Jego miąższość wynosi 0,0–5,0 m.

Pomiędzy pokładami węgla brunatnego rozpoznano ility i mułki szare, niebieskie lub zielone. Są one przeławicone piaskami, piaskami zailonowymi oraz piaskami z substancją organiczną lub dużą ilością jasnych łyśczyków. Materiał ten pochodził głównie z niszczonej Wzgórz Strzegomskich (Łabno, 1981a).

W otworze wykonanym na złożu Legnica Wschód (na obszarze sąsiedniego arkusza Prochowice SMGP – Szałajdewicz, 1980a, b) w piaskach, które występują powyżej pokładu ścinawskiego, stwierdzono obecność cyst dinnoflagelat (Gedl, Worobiec, 2005). Występowanie środkowomiocennych cyst otwornic pochodzących z rejonu Morza Północnego wskazuje na ingresję morską, do której doszło w miocenie środkowym (badenie). Piaszczystą warstwę z cystami można korelować z formacją Nochten na Łużycach (Standke, 2006).

Miocen górny

ILITY, mułki i piaski – formacja poznańska odsłaniają się na powierzchni terenu lub leżą do głębokości 2,0 m pod nią w wielu miejscach na obszarze arkusza. Są to przeważnie szare lub jasnoszare ility i mułki, miejscami z wkładkami piasków drobnoziarnistych, a nawet żwirów drobnookruchowych z lepiszczem ilastym. Sporadycznie występują brązowe ility z lignitami lub piaski z dużą ilością rozproszonego detrytusu roślinnego. Spągowa część formacji poznańskiej jest powszechnie wyróżniana jako poziom iłów szarych (Dyjur, 1978; Dyjur, Wróbel, 1978; Dyjur, Sadowska, 1986). W środkowej części profilu zwykle występują ility i mułki niebieskie, na powierzchni zmieniające zabarwienie na zielone. W stropie profilu często jest widoczny poziom iłów płomienistych (miąższość 2,0–3,0 m). Miąższość osadów opisywanej formacji jest zmienna i wynosi 80,0–100,0 m w południowej części terenu arkusza, a w lokalnych rowach tektonicznych na obszarze złoża Legnica miejscami dochodzi ona do 120,0 m.

W otworze 35 w dolnym poziomie iłów formacji poznańskiej (Łabno, 1981a) w składzie minerałów nieprzezroczystych frakcji ciężkiej stwierdzono dominujący udział andaluzytu, a mniejszy granatów, turmalinów, epidotu i dystenu. Taki skład mineralny wskazuje, że materiał okruchowy pochodził głównie z niszczenia metamorficznej okrywy granitów strzegomskich. Dobrze obtoczone i wysortowane ziarna

kwarcu mogą natomiast pochodzić z dalszego obszaru – Sudetów. Cechy mineralogiczne świadczą o tym, że w miocenie przez omawiany teren przepływała Pranysa Szalona (Dyjor, 1987b).

6. Neogen–czwartorzęd

a. Miocen–plejstocen

Miocen górny–plejstocen dolny

Piaski, żwiry i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka stwierdzono w trzech miejscach na obszarze arkusza w Liścu (na północ od rzeki Czarnej Wody), niedaleko Grzymalina oraz w przekopie autostradowym w południowo-wschodnim narożu terenu badań. Wychodnie w rejonie autostrady A4 zostały rozpoznane w ramach badań inwestycji liniowych (Urbański i in., 2007). We wspomnianych miejscach odsłaniają się białe ziarna mlecznego kwarcu z niewielką domieszką litytów, łupków serycytowych, szarych kwarcytów oraz różowych, kremowych lub białych, zwierzających permskich skał wulkanicznych i ignimbrytów z zachowaną strukturą porfirową. Przestrzenie międzyziarnowe są wypełnione przez białe ily, w tym kaolinowe. Udział iłó w osadach formacji Gozdnicy jest zmienny i wynosi 30–70%. Piaski, w różnym stopniu zailone, przeławicają się i tworzą rozległe soczewki o miąższości od kilku decymetrów do 5,0 m.

W utworach formacji gozdnickiej w Liścu występują skaolinizowane skalenie o średnicy do 7,0 mm. Według Geniesera (1936) i Michniewicza (1998) tej wielkości minerały pochodzą z Karkonoszy. Miała je transportować rzeka Bóbr, która w plejstocenie dolnym wpływała do rzeki Kaczawy. Obecność ryolitów świadczy jednak tutaj o tym, że materiał klastyczny był transportowany przez rzeki Kaczawę, Nysę Szaloną lub Strzegomkę. W osadach z przekopu autostrady A4 udział kwarcu wynosi 82,3%, permskich skał wulkanicznych – 4,1%, a skał krzemionkowych z Gór Kaczawskich – 8,4%. W składzie minerałów ciężkich dominują cyrkony oraz rutyl (Urbański i in., 2007).

7. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Sedymentacja osadów plejstoceniowych na obszarze arkusza następowała w kilku etapach. Pierwszym z nich była transgresja lądolodu zlodowaceń południowopolskich. Powstała wówczas głęboka rynna subglacjalna, którą pierwotnie nazywano kopalną doliną Zimnicy, ponieważ zakładano jej rzeczne pochodzenie (Markiewicz, 1999). Pod koniec tych zlodowaceń rzeka Kaczawa utworzyła rozległy stożek napływowy, który rozciągał się od krawędzi Sudetów do obecnej doliny rzeki Czarnej Wody. Ponowna transgresja lądolodu w czasie zlodowacenia Odry nieznacznie zaznaczyła się na omawianym terenie, a w jego północnej części większy wpływ na wykształcenie osadów miały lokalne ruchy czoła lądolodu w czasie jego regresji oraz procesy fluwialne. Doprowadziły one do

powstania pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej i jej późniejszego (w interglacjale eemskim) przekształcenia się w Dolinę Wielkiej Odry (Badura i in., 2013b). W okresie zlodowacenia Wisły uformował się współczesny kierunek odpływu rzeki Odry przez ścinawski przełom Odry do pradoliny barucko-głogowskiej. W południowej części obszaru badań powstała wówczas niemal ciągła pokrywa lessowa, a procesy peryglacjalne doprowadziły do utworzenia rozległego Pojezierza Legnickiego.

Zlodowacenia południowopolskie

Gliny zwałowe rynien subglacjalnych znajdują się zarówno w dnie rynny Zimnicy, jak i w obrębie osadów piaszczystych, które ją wypełniają. Są to szare i ciemnoszare gliny z domieszką frakcji żwirowej. Ich miąższość na ogół nie przekracza 5 m.

Piaski i żwiry rynien subglacjalnych stanowią główne wypełnienie tych rynien. Utwory te są wykształcone jako piaski średnio- i gruboziarniste ze zmienną domieszką frakcji żwirowej, miejscami dobrze wysortowane (Łabno, 1981a). Miąższość ławic piaszczystych w rynnach całkowicie wypełnionych tym materiałem dochodzi nawet do 82,0 m.

Mułki rynien subglacjalnych tworzą litosomy o zmiennej miąższości. Osady te są szare i ciemnoszare, miejscami także laminowane. Na powierzchniach oddzielności poszczególnych lamin często występują znaczne koncentracje łuszczyków. Maksymalna miąższość mułków wynosi 32,0 m w otworze 40. W ich składzie mineralnym stwierdzono granaty, amfibole oraz epidot, biotyt i chloryty, a zawartość CaCO_3 dochodzi do 5% (Łabno, 1981a). Autor pierwszej wersji arkusza Legnica (Łabno, 1981b) nie rozpoznał w tych mułkach cech osadów zastoiskowych (z jezior powstałych w głębokich rynnach) i uznał je za utwory rzeczne interglacjału mazowieckiego.

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w dnie doliny rzeki Czarnej Wody. Są to żółte osady piaszczysto-żwirowe o różnym stopniu wysortowania, przykryte młodszymi utworami. W czasie budowy drogi ekspresowej S3 rozpoznano je w głębokich przekopach na południe od Kochlic. Zaobserwowano w nich zaburzenia glacitektoniczne – miejscami były widoczne wyciśnięcia ilów poznańskich lub osady te były przeładowane z resztkami młodszych glin zwałowych.

Gliny zwałowe ciemnoszare lub niemal czarne stwierdzono w dolinie rzeki Czarnej Wody pod piaskami tarasów akumulacyjnych nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki. Utwory te zawierały znaczną domieszkę CaCO_3 . W kilku otworach wiertniczych (m.in. w otw. 43 i 57) rozpoznano cienkie (do 4,0 m) wkładki glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich, które nie tworzą zwartych pokładów.

Gliny zwałowe, piaski i żwiry moren spiętrzonych odsłonięto w czasie budowy drogi ekspresowej S3 w rejonie węzła drogowego Legnica Zachód (w okolicy cmentarza komunalnego). Wzdłuż odcinka około 400 m były widoczne zaburzone glacitektonicznie piaski wodnolodowcowe,

gliny zwałowe oraz ility, mułki i piaski węgliste neogenu. W północnej części przekopu drogowego zaburzone warstwy osadów zapadają ku północy pod kątem 35° . W środkowej części odsłonięcia kąt nachylenia zwiększa się do 40° . Występują tu bardziej stromo ustawione dajki szarych iłów o miąższości 20,0–40,0 cm. W południowej części odsłonięcia deformacje glacitektoniczne zmieniają charakter. Są tu widoczne fałdy, które tworzą odrębne synkliny i antykliny oddzielone od siebie strefami piasków glacitektonicznie spiętrzonych, a upad warstw zmienia się na południowy. Wzgórze utworzone z zaburzonych utworów od zachodu otaczają poziomo warstwowane piaski i żwiry wodnolodowcowe związane ze zlodowaczeniem Odry z cienką pokrywą eolicznych pyłów w ich stropie.

Według wyników analiz petrograficznych glin zwałowych odsłoniętych w skarpach drogi ekspresowej S3 udział kwarcu waha się w granicach 21,3–34,6%, gnejsów – 11,8–39,8%, granitoidów skandynawskich – 0,9–6,2%, chemicznie zwiertzałych wulkanitów permskich – 0,0–13,4%, a zwiertzałych granitoidów o nieokreślonym pochodzeniu – do 13,4%.

Piaski i żwiry rzeczne występują w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, przeważnie pod lessami. Osady te były szczegółowo badane w czasie profilowania odsłoneń przy modernizacji autostrady A4 (Urbański i in., 2007) oraz budowy drogi ekspresowej S3 w 2016 r. W utworach tych dominuje kwarc, który stanowi 62,5% ziaren oraz agregaty kwarcowo-skaleniowe – 0,0–13,4%. Licznie występują zwiertzałe permskie wulkanity – 12,4%. Odnotowano także lidyty – 2,1%, skalenie – 6,0%, łupki łuszczkowe i fyllity – 4,3% oraz łupki kwarcowo-serycytowe – 3,6%. Wśród gładów narzutowych najczęściej występują czerwone kwarcyty z Dalarna (środkowa Szwecja) oraz granitoidy stanowiące jedynie 3% udziału. W składzie minerałów ciężkich przeważają amfibole (32%) i granaty (24,9%). Znaczny jest udział epidotu (7,1%) i andaluzytu (7,6%). W niektórych próbkach stwierdzono także duży udział staurolitu – 6,3%, a mniejszy gładów narzutowych – nawet 2% (Urbański i in., 2007).

Omawiane utwory są często zaburzone glacitektonicznie. Nachylenie ich warstw wynosi 30° , a miejscami 60° . Gdziekolwiek wraz z osadami rzecznyymi uległy zaburzeniu również ility neogeńskie oraz gliny zwałowe. Miejscami na zaburzonych żwirach występuje warstwa utworów piaszczystych i żwirowatych warstwowana krzyżowo. Prawdopodobnie, jest już ona związana z kolejną transgresją lądolodu zlodowaczenia Odry i jego serią osadów wodnolodowcowych dolnych.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) reprezentują utwory związane z transgresją lądolodu zlodowaczenia Odry. Występują one zwykle na obszarze Wysoczyzny Lubińskiej oraz rzadziej po północnej stronie doliny rzek Czarnej Wody i Skory. Osady te tworzą podstawę wysoczyzny odsłaniając się w jej skarpach oraz szerokim obniżeniu między Dobrzejowem a Miłogostowicami.

W okolicach Karczowisk, Raszowej Małej i Gorzelina między piaskami stwierdzono cienkie płyty glin zwałowych. Gliny te dzielą kompleks wodnolodowcowy na dwie części – dolną i górną.

Omawiane osady wodnolodowcowe zawierają do 30% frakcji żwirowej. Występują w nich żwiry grubookruchowe o średnicy do 10,0 cm. W składzie petrograficznym dominują: kwarc, skalenie oraz kwarcyty, gnejsy, granity, łupki metamorficzne, amfibolity, krzemienie i lidyty. Jest to charakterystyczny skład osadów wodnolodowcowych, które znajdują się na przedpolu Sudetów. W składzie minerałów ciężkich przeważają amfibole nad granatami (Łabno, 1981a). Nie stwierdzono znacznej ilości minerałów odpornych na transport lub wietrzenie.

Gliny zwałowe tworzą niewielkie płyty na całym terenie objętym zasięgiem arkusza. Jedyne w okolicy Bukowna ich wystąpienie jest bardziej rozległe – tworzą tu ostaniec erozyjny, który znajduje się między dolinami rzek Skory i Czarnej Wody. Omawiane osady są wykształcone w postaci brązowych glin, silnie piaszczystych z nieznaczną ilością frakcji żwirowej. Ich miąższość jest niewielka i wynosi 1,0–2,0 m, natomiast w cegielni w rejonie Bukowna – przekraczała 4 m.

Gliny zwałowe, piaski i żwiry moren czołowych występują w północno-wschodniej części terenu arkusza. Ich pozycja stratygraficzna została określona na podstawie cech geomorfologicznych ciągów wzniesień, które są zbudowane z tych osadów. Wspomniane wzniesienia dokumentują prawdopodobnie, jedną z wielu lokalnych transgresji lądolodu w czasie deglacjacji badanego obszaru w schyłkowej części zlodowacenia Odry. Formy te prawdopodobnie powstały jeszcze przed utworzeniem moren fazy chocianowskiej. Opisano je na terenie arkusza Lubin SMGP (Badura, Przybylski, 2015).

W okolicy Gorzelina Łabno (1981a) opisał osady moren spiętrzonych w jednej z piaskowni. Występowały w niej źle wysortowane żółte żwiry i piaski o zmiennych (aż do pionowych) upadach warstw o różnych kierunkach. Utwory piaszczyste przecinały dajki iłów neogeńskich. W osadach morenowych rozpoznano także porwaki jasnoszarych iłów miocenijskich.

Mułki zastoiskowe występują w okolicy Raszowej Dużej, w Miłogostowicach oraz w pobliżu Kochlic. W pobliżu Raszowej Dużej są to masywne, szare lub niebieskoszare mułki węglanowe. Sporadycznie jest w nich widoczna drobna laminacja typowa dla warwitów. W Miłogostowicach osady te są podobnie wykształcone, ale mają barwy brązową i szarobrązową. Mułki te prawdopodobnie powstały w niewielkich zbiornikach zastoiskowych w pobliżu czoła transgredującego lądolodu starszego od fazy chocianowskiej zlodowacenia Odry. W pobliżu Kochlic występują masywne, ciemnoszare mułki, które miejscami przechodzą w mułki piaszczyste lub ilaste. Są one także laminowane. Osady te mogły powstać w zagłębieniach utworzonych na skutek osiadania gruntu w rynnach subglacialnej. Nie zaobserwowano obniżenia się stropu piasków wodnolodowcowych nad północną częścią tej rynn, dlatego można przypuszczać, że osadziły się one w obniżeniach erozyjnych związanych z przepływem pradolinny.

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) są związane z akumulacją utworów sandrowych na przedpolu lądolodu fazy chocianowskiej zlodowacenia Odry. Osady te tworzą żółte i ciemnożółte piaski średnioziarniste z przewarstwieniami piasków i żwirów lub żwirów. Piaski mają barwę od żółtej do ciemnożółtej. Są one przekątnie warstwowane tabularnie. Miąższość tych utworów waha się w granicach 5,0–15,0 m. Jedynie miejscami w ich spągu występują gliny zwałowe, które oddzielają je od osadów wodnolodowcowych dolnych. Pierwotnie rozprzestrzenienie tych utworów było większe. Niewykluczone, że sięgało nawet do linii obecnej autostrady A4. W późniejszym czasie ukształtowana pradolina w zasadzie ograniczyła ich zasięg do Wysoczyzny Lubiąskiej.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 13,0–18,0 m n.p. rzeki występują na lewym brzegu rzeki Kaczawy w okolicy Pątnowa Legnickiego oraz w zachodniej części Legnicy i na południe od niej przy granicy z obszarem arkusza Jawor SMGP (Urbański, Różański, 2009), a także w okolicy Dobroszowa w południowo-zachodniej części terenu badań. Są one wykształcone głównie jako piaski średnioziarniste z przewarstwieniami piasków ze żwirami o miąższości 10,0 cm. W składzie petrograficznym dominuje materiał sudecki. Na mapie geologicznej pierwszego wydania arkusza Legnica SMGP Łabno (1981a, b) osady tych tarasów zaznaczył na różnej wysokości – od 2,0 do 25,0 m n.p. rzeki. Nieprawidłowo określone wysokości tych tarasów, a zatem ich przynależność stratygraficzna, zostały przeniesione na reambulowany arkusz Jawor SMGP (Urbański, Różański, 2009). Obecnie skutkuje to powstaniem niezgodności na styku dwóch arkuszy Jawor i Legnica SMGP.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki zajmują największy obszar w dolinach rzek Kaczawy i Czarnej Wody oraz strug Brochotki i Lubiatówki. Utwory tych tarasów dzielą się na dwie części. W przyspągowej części profilu dominują piaski gruboziarniste i piaski ze żwirami przeławiczone mułkami, często silnie zapiaszczonymi. W dolnej części profilu występują przewarstwienia cienkich torfów, natomiast w górnej – przeważają piaski różnoziarniste warstwowane przekątnie tabularnie. Miejscami są widoczne drobne deformacje gęstościowe lub niewielkie kliny mrozowe.

Wiek przewarstwień torfiastych w omawianych tarasach na północ od rzeki Czarnej Wody określono metodą ^{14}C na Politechnice Śląskiej w Gliwicach (Michczyński, Piotrowski, 2016). Wiek torfów, które występują na głębokości 9,0 m, niecałe 2 km na północny wschód od wsi Bukowna wynosi $38\ 100 \pm 1800$ lat BP (GdS-3364)¹. W otworze oddalonym o niecałe 2 km na północny zachód

¹ Nr laboratoryjny próbki

od tej wsi próbka tych osadów pobrano z głębokości 7,25 m, a jej wiek wynosi $38\,200 \pm 1100$ lat BP (GdS-3325). 2 km na zachód od Bukownej datowano dwie próbki torfów z głębokości 8,0 i 10,25 m. Wiek młodszej z nich określono na $43\,900 \pm 1900$ lat BP (GdS-3336), a starsza była poza zasięgiem datowania, przekroczyła 49 000 lat BP (GdS-3326).

Wiek piasków tarasów akumulacyjnych nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki Czarnej Wody pobranych z głębokości 1,0 m w wyrobisku obecnie zalanym wodą, położonym 1 km na północ od Pątnówka, wynosi $28,6 \pm 2,1$ ka BP (PIG095). Wiek ten oznaczono metodą OSL w laboratorium Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu (Przegiętka, Palczewski, 2017). Przedstawione powyżej wyniki datowań tarasów, oparte na materiale organicznym (torfy w spągu profilu, bliżej ilów neogeńskich) i mineralnym (piaski w stropie profilu), dobrze dokumentują ich vistuliański wiek. Wyniki te jednocześnie wykluczają powstanie jezior termokrasowych, które znajdowały się na powierzchni tych tarasów w okresie zlodowacenia Warty. W dolinie rzeki Kaczawy osady tych tarasów są natomiast związane z jej żwirowym korytem rzeczonym. Średnica żwirów zwykle wynosi 2,0–4,0 cm. Wśród nich dominuje mleczny kwarc, podrzędnie występują lidyty, skały metamorficzne, zwietrzałe riolity oraz piaskowce permskie i kredowe (Łabno, 1981a). Skał północnych jest stosunkowo niewiele (do 5%). Wiek żwirów w dolinie rzeki Kaczawy, odsłoniętych w żwirowni w Kunicach (na obszarze arkusza Prochowice SMGP – Szałajdewicz, 1980a, b) oznaczono metodą OSL. Próbkę osadów ze stropu profilu datowano na $18,5 \pm 1,3$ ka BP (PIG097), a próbki z głębokości 3,0 m – na $25,2 \pm 2,5$ ka BP (PIG098).

Otrzymane wyniki datowań metodami OSL i ^{14}C świadczą o tym, że tarasy akumulacyjne nadzalewowe 7,0–10,0 m n.p. rzeki zaczęły się tworzyć przed transgresją lądolodu fazy leszczyńskiej, a zakończyły – pod koniec zlodowacenia Wisły (prawdopodobnie pod koniec górnego pleniglacjału tego zlodowacenia). Żwirowa, dolna część tych osadów może być związana z przepływem Wielkiej Odry w kierunku zachodnim (Badura i in., 2013b), a górna – powstała później, po utworzeniu się ścinawskiego przełomu Odry, gdy rzeka Czarna Woda popłynęła dawną doliną Wielkiej Odry w kierunku wschodnim.

Lessy i gliny lessopodobne występują w południowej części obszaru arkusza. Ich miąższość wynosi 0,8–2,5 m (na syntetycznym profilu geologicznym jest przewyższona). Omawiane osady są reprezentowane przez jasnobrązowe pyły, które w obniżeniach denudacyjnych oraz u podstawy stoków mogą być brązowe i zawierać niewielką domieszkę frakcji piaskowej. Lessy są bezwęglanowe.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki są wykształcone jako piaski różnoziarniste, warstwowane tabularnie. Są one często przewarstwione żwirami piaszczystymi. W składzie petrograficznym dominuje materiał skalny, który pochodzi z Sudetów. Miejscami, w obrębie tych utworów występują drobne szczątki organiczne. W okolicy Niedźwiedzic

w osadach piaszczystych tych tarasów stwierdzono większe fragmenty drewna, którego wiek uzyskany metodą ^{14}C (GdS-3347) wynosi $10\,790 \pm 80$ lat BP. Na tej podstawie wiek tarasów można wiązać z późnym glaciałem ostatniego zlodowacenia.

Gytie, piaski i mułki piaszczyste jeziorne rozpoznano w spągowych częściach najgłębszych jezior termokrasowych. Są to jasnoszare utwory węglanowe lub mułki piaszczyste, które zawierają także CaCO_3 . Ich miąższość zwykle nie przekracza 1 m.

Piaski i gliny peryglacjalne towarzyszą niektórym misom jeziornym. Są to osady utworzone na skutek zsunięcia się materiału z kopuł nad soczewami lodu. Na brzegach soczew powstały wały zbudowane z piasków z domieszką żwirów. Utwory te są ułożone chaotycznie – obok piasków bez struktur sedymentacyjnych występują bloki piasków przemieszczonych w formie zamrożonych brył. W rdzeniach sond mechanicznych zaobserwowano bezładne wystąpienia różnych osadów – od piasków plejstocenijskich do ilów lub piasków i żwirów preglacjalnych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny piaszczyste deluwialne (zmywów powierzchniowych) występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza u podnóża denudowanej krawędzi Wysoczyzny Lubińskiej. Są to zwykle piaski różnoziarniste z przewarstwieniami piasków, które zawierają warstewki ciemnożółtych i rdzawożółtych żwirów drobnookruchowych o miąższości 5,0–10,0 cm. Udział frakcji pyłowej jest zmienny, miejscami przekracza 50%. Nachylenie warstw osadów ku osi doliny Czarnej Wody wskazuje na transport materiału okruchowego w wyniku spływu powierzchniowego.

Piaski eoliczne w wydmach występują głównie w północnej części terenu arkusza. Na Wysoczyźnie Lubińskiej miejscami tworzą one długie wały, które wznoszą się zaledwie 1,5–3,5 m nad powierzchnię terenu. Wyższe wydmy towarzyszą południowej krawędzi wysoczyzny. Formy te są zbudowane z jasnoszarożółtych piasków drobnoziarnistych. Sporadycznie stwierdzono także warstwy złożone z piasków średnioziarnistych. Są to piaski kwarcowe z niewielką domieszką skaleni. Wiek próbki tych osadów określony metodą OSL u podstawy wydmy położonej około 1,5 km na północ od Zimnej Wody (PIG099) wynosi $15,9 \pm 1,5$ ka BP (Przegiętka, Palczewski, 2017). Może to świadczyć o tym, że na omawianym obszarze faza wydmotwórcza trwała dłużej niż przypuszczano (Szczypek, 1977). Zakładano bowiem, że główna faza wydmotwórcza miała miejsce pod koniec plejstocenu w młodszym dryasie.

Piaski eoliczne towarzyszą wydmom. Tworzą one równiny piasków przewianych o różnych rozmiarach oraz wypełniają pola deflacyjne. Utwory te mają często zatarte struktury sedymentacyjne. Charakteryzują się one zmatowiałymi ziarnami kwarcu.

Gliny piaszczyste deluwialne rozpoznano w dnach dolin denudacyjnych i okresowo przepływowych oraz u podstawy stoków w południowo-zachodniej części terenu arkusza. Są to brązowe osady, często zawierające znaczną domieszkę frakcji pyłowej, która pochodzi z redepozycji lessów.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,5–2,0 m n.p. rzeki wypełniają doliny wszystkich większych cieków. Osady te są wykształcone w postaci jasnożółtych piasków średnioziarnistych. Miejscami znajdują się w nich żwiry o średnicy do 3,0 cm. W dolnej części profilu utworów piaszczystych zwykle występuje bruk korytowy i warstwa żwirów grubookruchowych o miąższości kilkunastu centymetrów. Gdziekolwiek osady żwirowe są zabarwione związkami żelaza na czerwono.

Mułki z domieszką piasków (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,5–2,0 m n.p. rzeki reprezentują utwory powodziowe, które powstawały zwykle po wczesnośredniowiecznym wylesieniu Przedgórze Sudeckiego. Na skutek wzmożonego spływu powierzchniowego do rzek była dostarczana znaczna ilość zawiesiny pochodzącej z rozmywania lessów, która wraz z piaskami była deponowana na tarasach w czasie opadania fali powodziowej i tworzyła pokrywy madowe. Na obszarze dolin rzek Kaczawy, Skory i Czarnej Wody miąższość mad jest zmienna. W niektórych miejscach wynosi ona 1,5 m, a w innych – zaledwie 0,5 m. Omawiane osady mają zwykle brązową barwę – w zależności od udziału frakcji piaskowej zmienia się ona od jasnobrązowej do jasnoniebieskiej, gdy jest on niewielki, a poziom wód gruntowych wysoki.

Namuły zagłębień bezodpływowych lub okresowo przepływowych. Namuły wypełniają głównie zagłębienia po dawnych jeziorach Pojezierza Legnickiego. W obniżeniach osadzały się ciemne piaski ze znaczną zawartością substancji organicznej oraz ciemnoszare i czarne mułki. W stropie tych utworów często występują także fragmenty ceramiczne, wyrobów żelaznych lub skórzanych oraz szczątki drewna.

Torfy i namuły osadzały się w zagłębieniach po jeziorach peryglacialnych. Na obszarze sąsiedniego arkusza Prochowice SMGP (Szałajdewicz, 1980a, b) w strefie wysychającego Jeziora Koskowickiego stwierdzono, że torfy tworzyły się od końca zlodowacenia Wisły do środkowego holocenu (Masojć i in., 2014). Na omawianym terenie osady te występują zaledwie w kilku zagłębieniach. Większy zasięg mają namuły organiczne. Miąższość torfów i namulów miejscami może dochodzić do 4,5 m.

Piaski i żwiry den dolinnych. Opisywane osady wypełniają dna dolin potoków, strug oraz rzek. Są to utwory piaszczyste i żwirowate o zmiennej miąższości, gdziekolwiek ze znacznym udziałem frakcji pyłowej. W ich przystropowej części zawsze występuje domieszka materiału pochodzenia

antropogenicznego. Barwa osadów jest zmienna i zależy od wielkości przepływu wody w korycie rzeki. Przy niewielkich przepływach utwory są ciemne (od zawartości humusu) i często zmienione przez procesy glejowe, a przy większych – są one jaśniejsze i zawierają mniej substancji organicznej.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

W podłożu podkenozoicznym pod obszarem arkusza Legnica przebiega granica dzieląca blok przedsudecki na dwie części. Uskok Chojnów–Legnica (Cymerman, 2004), o orientacji północny zachód–południowy wschód, zrzuca północną część bloku przedsudeckiego od 60,0 do 100,0 m w stosunku do jego południowej części. Kilka kilometrów na północ od terenu arkusza znajduje się strefa uskokowa środkowej Odry, która oddziela blok przedsudecki od monokliny przedsudeckiej. Równoległy do niej uskok Chojnów–Legnica można więc uważać za jedną z dyslokacji z nią związaną.

Utwory tworzące podłoże metamorficzne należą do epimetamorficznego kompleksu kaczawskiego (Grocholski, 1975; Cwojdziński, Żelaźniewicz, 1995). Na omawianym obszarze tworzy go mało zmienny litologicznie kompleks skał, który reprezentują łupki łuszczycowo-serycytowe, chlorytowe oraz talkowe. Prawdopodobnie, odmiany łupków wiążą się ze stopniem ich zwietrzenia, a nie pierwotną zmiennością litologiczną. Kompleks łupków przecinają drobne żyły kwarcowe (Wołkowicz, 2016).

W późnym paleogenie i we wczesnym neogenie w wyniku ożywienia tektonicznego tworzyły się uskoki o przebiegu północny zachód–południowy wschód, których orientacja nawiązuje zarówno do sudeckiego uskoku brzeźnego, jak i strefy uskokowej środkowej Odry. Prostopadle do nich powstały uskoki o orientacji zbliżonej do południkowej. Na powierzchniach dyslokacyjnych lub w ich pobliżu rozwinęła się działalność wulkaniczna. Po jej ustaniu w lokalnych obniżeniach utworzyły się rozległe bagniska, w których miała miejsce sedymentacja torfów. Szybsza subsydencja w północnej części terenu arkusza trwała aż do pliocenu. Prawdopodobnie, złoża węgla brunatnego Legnica powstały w rowie tektonicznym, którego południową granicę stanowi uskok Chojnów–Legnica, a północna przebiega już na obszarze monokliny przedsudeckiej. Wschodni zasięg rowu wyznacza zręb Wądroża Wielkiego, a po jego zachodniej stronie znajduje się słabo rozpoznany stopień tektoniczny między uskokiem Chojnów–Legnica a strefą uskokową środkowej Odry.

Na obszarze arkusza Legnica w podłożu czwartorzędu wyróżniono rynnę subglacjalną (tabl. II), nazywaną także doliną kopalną Nysy Szalonej (Kryza, Poprawski, 1987) lub Zimnicy (Michalska, 1981). Forma ta rozpoczyna się w okolicy doliny rzeki Czarnej Wody i ciągnie się do Raszowej Małej. Na południowy zachód od Raszowej Dużej jest ona przzerwana przez wyciśnięte ily neogénskie. Dno rynny jest nierówne, a jego głębokość zmienia się nawet o 50,0 m na niewielkiej odległości.

Maksymalne rozcięcie dochodzi do 102,0 m (otw. 23). W środkowej części obszaru arkusza w podłożu są widoczne jego koncentryczne obniżenia, które także wskazują na ich subglacjalne pochodzenie.

Obraz podłoża kenozoicznego odzwierciedla w ogólnym zarysie powierzchnię topograficzną. Strop osadów neogeńskich jest położony wyżej na Wysoczyźnie Lubińskiej i Równinie Legnickiej, a niżej w obniżeniach dolin rzek Kaczawy, Skory i Czarnej Wody. Obszary zaburzone glacitektonicznie z wyjątkiem diapiru związanego z rynną subglacjalną, nie odgrywały roli w kształtowaniu kopalnej powierzchni stropu utworów neogeńskich.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W proterozoiku oraz we wczesnym paleozoiku, w ówczesnym basenie sedymentacyjnym odbywała się akumulacja piaskowców, piasków, mułków i iłów z przewarstwieniami skał wulkanicznych. Prawdopodobnie, w dewonie środkowym zachodziły wieloetapowe procesy metamorfizmu regionalnego, na skutek których doszło do przekształcenia piaszczysto-mułkowego protolitu w łupki chlorytowo-serycytowe lub fylity (tab. 1). We wczesnym karbonie odbywała się sedymentacja osadów facji fliszowej. Pod koniec późnego karbonu lub we wczesnym permie w obrębie spękań w strefach tektonicznych w skałach epimetamorfiku kaczawskiego była wytrącana krzemionka. Powstały liczne żyły kwarcowe rozmieszczone w północnej części bloku przedsudeckiego. W okresie obejmującym perm, mezozoik oraz niemal cały paleogen prawdopodobnie dominowały procesy denudacyjne, o czym świadczy brak utworów z tego okresu. W paleogenie, eocenie i wczesnym oligocenie miała miejsce peneplenizacja Sudetów, w tym także bloku przedsudeckiego. Niewykluczone, że zachodziła ona także w triasie i wczesnej kredzie. Na powierzchni skał metamorficznych oraz wulkanicznych utworzyły się zwietrzliny, miejscami o miąższości przekraczającej 20 m.

Między późnym oligoceniem a wczesnym mioceniem w bloku przedsudeckim nastąpiły intensywne procesy tektoniczne. Zostały zainicjowane dyslokacje o przebiegach równoległych do sudeckiego uskoku brzeżnego, które powstały w pobliżu strefy uskokuwej środkowej Odry. Niedaleko tworzących się uskóków dochodziło do erupcji wulkanicznych. W kilku miejscach rozpoznano bazalty lub tufy wulkaniczne.

We wczesnym miocenie w pogłębiających się rowach tektonicznych osadzały się zwietrzliny zawierające kaolin. W najgłębszych częściach tych rowów odbywała się sedymentacja torfów, a w obniżeniach był akumulowany węgiel sapropelowy. W wyniku zmiennych faz tektonicznych i cykli klimatycznych we wczesnym i środkowym miocenie utworzyły się trzy główne pokłady węgla brunatnego. Dzieliły się one często na węższe poziomy lub występowały jako pokłady towarzyszące. W miocenie środkowym między powstaniem pokładów środkowopolskiego (w stropie profilu) i łużyckiego

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia			Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne		
System	Oddział	Piętro				
C z w a r t o s t o c e n	P l e j s t o c e n	H o l o c e n	Piaski i żwiry den dolinnych — $f_{pż}Q_h$	Akumulacja rzeczna		
			Torfy i namuły — tnQ_h	Akumulacja bagienna		
			Namuły zagłębień bezodpływowych lub okresowo przepływowych — nQ_h	Akumulacja mineralna i organiczna w lokalnych zagłębieniach i dnach dolin rzecznych		
					Mułki z domieszką piasków (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,5–2,0 m n.p. rzeki — $f_{ma}Q_h^{(1)}$	Akumulacja rzeczna facji powodziowej
					Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,5–2,0 m n.p. rzeki — $f_{pż}Q_h^{(1)}$	Akumulacja rzeczna Erozja rzeczna
					Gliny piaszczyste deluwialne — $d_{gp}Q$	Denudacja i rozwój pokryw deluwialnych
					Piaski eoliczne — pQ	Procesy eoliczne
					Piaski eoliczne w wydmach — $pQ^{(w)}$	Procesy eoliczne, formowanie wydm
					Piaski i gliny piaszczyste deluwialne (zmywów powierzchniowych) — $d_{pgp}Q$	Denudacja i rozwój pokryw (stożków) proluwialnych
				Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Piaski i gliny peryglacialne — $pg_{p^4}Q^B$
				Gytie, piaski i mułki piaszczyste jeziorne — $ig_{yp}Q_{p^4}^B$	Akumulacja jeziorna w zagłębieniach peryglacialnych	
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki — $f_{pż}Q_{p^4}^{B(II)}$	Akumulacja rzeczna Erozja rzeczna	
				Lessy i gliny lessopodobne — $lgQ_{p^4}^B$	Rozwój eolicznych pokryw pyłowych	
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki — $f_{pż}Q_{p^4}^{B(III)}$	Akumulacja rzeczna Erozja rzeczna	
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 13,0–18,0 m n.p. rzeki — $f_{pż}Q_{p^4}^{B(IV)}$	Akumulacja rzeczna Erozja rzeczna	
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		Erozja rzeczna w obrębie pradoliny wrocławsko-magdeburcko-bremeńskiej	
			Zlodowacenie Odry	Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $ig_{ppz2}Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa	
				Mułki zastoiskowe — $m_bQ_{p^3}^O$	Akumulacja zastoiskowa	
				Gliny zwałowe, piaski i żwiry moren czołowych — $g_{gzw}Q_{p^3}^O$	Rozwój deformacji glacitektonicznych	
				Gliny zwałowe — $g_{gzw}Q_{p^3}^O$	Akumulacja lodowcowa	
				Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $ig_{ppz1}Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa	
		Zlodowacenia południowopolskie		Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pż}Q_{p^2}$	Akumulacja rzeczna	
				Gliny zwałowe, piaski i żwiry moren spiętrzonych — $g_{gzw}^{(sw)}Q_{p^2}$	Rozwój deformacji glacitektonicznych	
				Gliny zwałowe — $g_{gzw}Q_{p^2}$	Akumulacja lodowcowa	

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie	Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{ppz} Q_{p^2}$ Mułki rynien subglacjalnych — $^{\text{IS}}_m Q_{p^2}$ Piaski i żwiry rynien subglacjalnych — $^{\text{IS}}_{pz} Q_{p^2}$ Gliny zwałowe rynien subglacjalnych — $^{\text{IS}}_{gzw} Q_{p^2}$	Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja w rynnach subglacjalnych
Neogen- czwartorzęd	Miocen- plejstocen	Miocen górny-plejstocen dolny	Piaski, żwiry i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka — $_{pz} M_3 - Q_{p^0}$	Akumulacja rzeczna
Neogen	Miocen	Miocen górny	Iły, mułki i piaski – formacja poznańska — $_{imp} M_3$	Akumulacja rzeczna i w zbiornikach łądowych
		Miocen dolny-środkowy	Iły, mułki i piaski z węglem brunatnym — $_{imp} M_{1-2}$	Kilkuetapowa akumulacja rzeczna, jeziorna i bagienna Powstanie trzech głównych pokładów węgla brunatnego
		Miocen dolny	Piaski, ropy kaolinowe i mułki — $_{pikam} M_1$	
Paleogen- neogen	Oligocen- miocen	Oligocen górny-miocen dolny	Bazalty, miejscami tufy — $_{\beta} OI_3 - M_1$	Aktywność wulkaniczna
				Wietrzenie (kaolinizacja) utworów metamorficznych i wulkanicznych
Perm- paleogen				Procesy denudacyjne
Karbon- perm	Karbon górny- perm dolny		Żyły kwarcowe — $_q C_3 - P_1$	Hydrotermalna aktywność postintruzyjna
Karbon	Karbon dolny	Wizen (?)	Piaskowce szarogłazowe — $_{pcsz} C_v$	Akumulacja morska w strefie litoralnej
Proterozoik- dewon			Łupki chlorytowo-serycytowe i fyllity — $_{tCSc} Pt - D$	Akumulacja morska i wieloetapowe procesy metamorfizmu regionalnego

(niżej w profilu) miała miejsce ingresja morska. W osadach klastycznych zachowały się liczne cysty otwornic, na podstawie których udokumentowano ten epizod (Gedl, Worobiec, 2005).

Efektom zmiany klimatu na bardziej suchy w późnym miocenie było zakończenie tworzenia się węgla brunatnego. W dalszym ciągu pogłębiające się rowy były wypełniane utworami ilasto-mułkowymi i piaszczystymi. Na podstawie analizy minerałów ciężkich wykazano, że osady te były dostarczane m.in. z metamorficznej osłony granitów strzegomskich.

W pliocenie, w związku z kolejnym nasileniem ruchów tektonicznych wypiętrzających Sudety oraz postępującym ochłodzeniem, były akumulowane osady rozległych stożków rzek sudeckich – formacji Gozdniczy (Dyjur, 1978, 1987a). Ze względu na brak precyzyjnych badań wieku utworów tej formacji przyjęto, że powstały one w preglacjale, czyli okresie obejmującym późny miocen, pliocen i wczesny plejstocen (Dyjur, Sadowska, 1986; Czerwonka, Krzyszkowski, 2001; Piwocki i in., 2004).

W plejstocenie, w czasie transgresji lądolodu zlodowaceń południowopolskich, pod wpływem krążenia znacznych ilości wód pod ciśnieniem hydrostatycznym nastąpiło wymycie głębokiej na ponad 100 m rynny subglacialnej. Utworzyło się także kilka mniejszych zagłębień o takiej samej genezie. Prawdopodobnie, na skutek naciskania podłoża przez lądolód doszło do powstania diapirów ilastych w bardziej osłabionych częściach dna rynny, które podzieliły ją na odcinki. Zmniejszenie ciśnienia wody umożliwiło akumulację utworów w rynnie. Często na jej dnie w pierwszej kolejności osadzały się żwiry grubookruchowe lub gliny zwałowe. Największy udział procentowy w wypełnieniu erozyjnego zagłębienia mają piaski różnoziarniste. W miarę spadku dynamiki przepływów były deponowane mułki masywne, gdzieniegdzie wykazujące warwową laminację.

Poza rynną odbywała się akumulacja piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz glin zwałowych. W niektórych miejscach utworzyły się wzgórza moren spiętrzonych. Po ustąpieniu lądolodu zlodowaceń południowopolskich doszło do niewielkiej katastrofy geologicznej na obszarze arkusza. Uwolnione od lodu doliny rzek sudeckich umożliwiły gwałtowny spływ wód z jezior zaporowych. Znaczne masy wody wyniosły z wnętrza gór materiał zwietrzelinowy i glacialny, deponując go w formie rozległego stożka ciągnącego się od Złotorii (poza terenem arkusza) aż do równoleżnikowej doliny rzeki Czarnej Wody. Proces ten został rozpoznany w czasie prowadzenia badań przy inwestycji liniowej autostrady A4 (Urbański i in., 2007).

W okresie zlodowacenia Odry, transgredujący lądolód zaburzył glacitektonicznie osady stożka rzecznoego (napływowego) zlodowaceń południowopolskich. W czasie jego transgresji były osadzone piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe dolne oraz cienkie pakiety glin zwałowych. Następna, lokalna transgresja lądolodu miała miejsce w okresie jego regresji. Czoło lądolodu zatrzymało się w okolicy Raszowej Dużej i utworzyło wały moren czołowych. W lokalnych zagłębieniach terenu oraz miejscu dawnego lobu powstały niewielkie jeziora zastoiskowe. Z postojem lądolodu fazy chocianowskiej zlodowacenia Odry jest związany górny poziom piasków oraz piasków i żwirów wodnolodowcowych, który tworzy rozległy system stożków sandrowych, akumulowanych na przedpolu lądolodu.

Kolejne ruchy związane z transgresją lądolodu fazy chocianowskiej zlodowacenia Odry oraz zlodowacenia Warty doprowadziły do powstania pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej. Na terenie arkusza nie rozpoznano osadów związanych z pradoliną. Stwierdzono jedynie szerokie obniżenie w południowej części Wysoczyzny Lubińskiej, które zinterpretowano jako jedno z ramion formującego się odpływu. Główne obniżenie obecnie zajmują doliny rzek Czarnej Wody oraz Skory.

W wyniku dalszej ewolucji pradolina przekształciła się w dolinę Wielkiej Odry (Badura i in., 2013b) z dwoma poziomami tarasowymi. Miejscami zachował się poziom tarasów nadzalewowych

13,0–18,0 m n.p. rzeki. W spągu osadów rzecznych tarasów nadzalewowych 7,0–10,0 m n.p. rzeki w kilku miejscach występują torfy, na podstawie których datowano przepływ na ponad 45 000 lat BP.

Po uformowaniu się nowego odpływu rzeki Odry przełomem ścinawskim przez Wzgórza Dalkowskie i Wińskie (poza omawianym obszarem), rzeka Kaczawa zmieniła swój bieg w jej stronę, w kierunku północnym (do Prochowic). Opuszczonym korytem Wielkiej Odry (Badura i in., 2013b) w kierunku wschodnim (do rzeki Kaczawy) popłynęły Czarna Woda i Skora. Zmiana układu hydrograficznego mogła mieć miejsce już po fazie leszczyńskiej zlodowacenia Wisły. Wskazuje na to wiek piasków datowanych metodą OSL w stropie piaskowni-żwirowni w Kunicach ($18,5 \pm 1,3$ ka BP).

Przed głównym ochłodzeniem, w fazie leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia, na obszarze arkusza utworzyły się pokrywy lessowe. W późniejszym czasie, a w szczególności od średniowiecza, w wyniku intensywnego wylesiania miąższość pokrywy lessowej została znacznie zredukowana.

Wraz ze schyłkiem zimnego okresu zlodowacenia Wisły i obniżaniem się bazy erozyjnej w dolinie rzeki Odry niedaleko Prochowic, wzdłuż rzek Skory, Czarnej Wody i Kaczawy oraz strugi Brochotki utworzył się niższy poziom tarasów akumulacyjnych nadzalewowych 2,0–6,0 m n.p. rzeki. Jest on związany z systemem rzek roztokowych. W holocenie poziom ten został rozcięty przez rzeki meandrujące.

We wczesnym dryasie, na skutek nagłego globalnego ochłodzenia, utworzyła się sezonowa zmarzlina. W piaskach i żwirach, które występują na podłożu ilastym powstały duże, rozrastające się soczewy lodu gruntowego. Znajdujące się na nich pokrywy osadowe zsunęły się na bok i utworzyły wały lub pagórki zbudowane z piasków gliniastych i glin peryglacialnych. Po wytopionych soczewach lodu powstały zagłębienia wypełnione wodą. Odbywała się w nich akumulacja gytii, piasków oraz mułków piaszczystych jeziornych. W okolicy Legnicy prawdopodobnie znajdowało się ponad 117 takich zagłębień, które tworzyły Pojezierze Legnickie (Plewniak, 1978). Większość z tych zagłębień jeziornych została zaznaczona na mapie Homanna (1745). W XVIII i XIX w. w wyniku regulacji rzeki Odry poziom wód gruntowych obniżył się o około 2 m. Spowodowało to gwałtowną erozję i osuszenie wielu mis jeziornych. Ponadto dążenia do zwiększenia areału przyczyniły się do przyśpieszenia procesu zaniku jezior i ich przekształcenia w łąki.

Zmiany klimatyczne sprzyjały procesom denudacyjnym, na skutek których były niszczone krańdzie pradoliny. Stoki Wysoczyzny Lubińskiej oraz Równiny Legnickiej w okresie zlodowacenia Wisły, a także w holocenie ulegały niszczeniu. Na ich przedpolu odbywała się akumulacja piasków i glin piaszczystych deluwialnych (zmywów powierzchniowych), które tworzyły rozległe stożki proluwialne. W tym samym czasie w dolinach denudacyjnych lub okresowo przepływowych osadzały się gliny piaszczyste deluwialne. W dolinie rzeki Czarnej Wody i na Wysoczyźnie Lubińskiej silne wiatry formowały wały wydymowe oraz tworzyły równiny piasków przewianych.

W holocenie wraz z ociepleniem klimatu i umocnieniem brzegów rzek przez roślinność, rzeki mniej obciążone materiałem mineralnym zaczęły meandrować. Powstały tarasy zalewowe 1,5–2,0 m n.p. rzeki. W średniowieczu tarasy te nadbudowały mady, będące produktem zwiększonego spływu powierzchniowego na polach ornych.

W dawnych zagłębieniach po jeziorach miała miejsce akumulacja namulów mineralno-organicznych, a miejscami torfów. W dnach dolin rzek, potoków i strug przez cały czas są osadzane i ponownie unoszone przez rzeki piaski, żwiry i mułki (mady).

IV. PODSUMOWANIE

Zakres prac przeprowadzonych w ramach reambulacji arkusza Legnica SMGP pozwolił na rozwiązanie kilku wcześniej nieznanymi lub niewyjaśnionych zagadnień. Jednym z nich było pochodzenie jezior Pojezierza Legnickiego. Plewniak (1978) zakładał, że może to być pojezierze powstałe w czasie zlodowacenia Warty, a formy mis stanowią pozostałości po bryłach martwego lodu. Ten sam badacz nie wykluczał ich młodszego wieku i wiązał go ze zlodowaceniem Wisły. Na dalekim przedpolu lądolodu ostatniego zlodowacenia miało utworzyć się pojezierze związane z sezonową zmarzliną lub nawet powstać po wytopieniu brył martwego lodu. Opierając się na wynikach wcześniejszych oraz najnowszych badań palinologicznych, można sądzić, że Pojezierze Legnickie powstało w późnym plejstocenie. Po zmianie biegu rzeki Odry, która została przejęta przez pradolinę barucko-głogowską (Badura i in., 2013b), na dnie dawnej doliny w warunkach klimatu peryglacjalnego utworzyły się znaczne formy związane z lodem gruntowym. Nabrzmiwający lód podnosił przykrywające go osady, które osuwając się uformowały wały. Po wytopieniu się lodu gruntowego w obniżeniach, powstały jeziora. Ich rozwój przypadł na przełom plejstocenu i holocenu (Masojć i in., 2014). W holocenie uległy one całkowitej eutrofizacji. Ostatecznie po XVIII w., w związku z regulacją rzeki Odry, ich znaczna część została osuszona i przekształcona w łąki lub stawy hodowlane.

Na podstawie prac kartograficznych prowadzonych wzdłuż przebudowywanej autostrady A4 wykazano, że w południowej części terenu arkusza występują osady rzeczne, które tworzą rozległy stożek napływowy rzeki Kaczawy (Urbański i in., 2007). Miejscami występuje na nim cienka pokrywa glin zwałowych lub piaski wodnolodowcowe. Obecność deformacji glacitektonicznych świadczy o tym, że stożek ten był przykryty przez lądolód zlodowacenia Odry. Wyniki wcześniejszych prac kartograficznych, opartych na lokalnych punktowych obserwacjach, nie pozwalały na prawidłową interpretację genezy osadów zwirowatych tego stożka.

Genezę Wysoczyzny Lubińskiej wyjaśniono na podstawie obserwacji odsłoneń przy budowie drogi ekspresowej S3. Potwierdzono dotychczasowe przypuszczenia (Badura i in., 2013a; Badura,

Przybylski, 2015), że w stropie pokrywy osadowej występują utwory związane z lokalną fazą chociąnowską zlodowacenia Odry. Proglacjalne wody, które wypływały sprzed czoła lądolodu, przykryły cienką warstwą starsze formy glacialne.

Wychodnie osadów neogeńskich, które znajdują się w różnych pozycjach hipsometrycznych, wskazują na silne zaburzenie glacitektoniczne utworów kenozoicznych. Potwierdzono to na podstawie obserwacji przy inwestycjach liniowych autostrady A4 i drogi ekspresowej S3 oraz obecności środkowomiocenijskiego węgla brunatnego w gliniance w Legnicy.

W ramach przeprowadzonych prac uszczegółowiono kształt rynny subglacialnej, wykluczając jej rzeczną genezę (Łabno, 1981a; Kryza, Poprawski, 1987) oraz wykazano, że jest ona przedzielona na dwa odcinki przez wysad, tworzący rozległy diapir.

Nie udało się rozwiązać kwestii przepływu wód pradolinnych. Udowodniono jedynie erozyjne rozcięcia, ale bez potwierdzenia obecności utworów, które można jednoznacznie zdefiniować jako osady pradolinne. Nie stwierdzono także najwyższych tarasów akumulacyjnych nadzalewowych 13,0–18,0 m n.p. rzeki w dolinie Czarnej Wody, które potwierdziłyby pierwotny bieg Odry w kierunku zachodnim.

Wrocław, 2017 r.

LITERATURA

- Badura J., Bartczak E., Ciszek D., 2013a — Projekt robót geologicznych wykonania reambulacji arkusza Legnica (723) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Badura J., Jary Z., Smalley I., 2013b — Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: the lost Big River. *Quat. Int.*, **296**: 15–22.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006 — Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Prz. Geol.*, **54**, 2: 145–153.
- Badura J., Przybylski B., 2000 — Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Badura J., Przybylski B., 2004 — Dolnośląska formacja bazaltowa. W: (Peryt T.M., Piwocki M., red.) Budowa Geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: paleogen i neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 161–168.
- Badura J., Przybylski B., 2015 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubin (687). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., 2004 — Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. *Acta Geodyn. Geomater.*, **1**, 3: 7–29.

- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M., Zagożdżon P.P., 2002 — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. 3. K-Ar ages and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **72**, 3: 241–253.
- Brodzikowski K., 1978 — Zagadnienie odpływu wód sprzed czoła lądolodu warciańskiego na obszarze Wysoczyzny Żarskiej. *Acta Univ. Wratisl.*, **340**.
- Cwojdzński S., Żelaźniewicz A., 1995 — Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. *Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wrocław. Roczn. Pol. Tow. Geol. – wydanie specjalne*: 11–28.
- Cymerman Z., 2004 — Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 2001 — Preglacial (Pliocene–Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. W: (Krzyszkowski D., red.) Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland. WIND J. Wojewoda, Wrocław: 147–195.
- Dyjur S., 1978 — Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. W: *Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra. Wyd. Geol., Warszawa*: 210–214.
- Dyjur S., 1987a — Młodotrzeciorzędowy i eoplejstocenijski rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowoeuropejskiej. W: (Jahn A., Dyjur S., red.) Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 14–42.
- Dyjur S., 1987b — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenu i eoplejstocenie. W: (Jahn A., Dyjur S., red.) Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 85–101.
- Dyjur S., Sadowska A., 1986 — Próba korelacji wydzielań stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, **34**, 7.
- Gedl P., Worobiec E., 2005 — Organic-walled dinoflagellate cysts from Miocene deposits of Legnica 33/56 borehole (Fore-Sudetic Monocline) as indicators of marine ingression in southwestern Poland. *Studia Geol. Polon.*, **124**: 395–410.
- Genieser K., 1936 — Studien zur Diluvialgeschichte des Bober-Katzbach-Gebirges und seiner Flüsse (Dissertation). Heinrich Wilhelm-Dove-Gesellschaft, Liegnitz: 1–46.
- Górecka T., Juroszek C., Karwowski L., Kłapciński J., Lorenc S., Mierzejewski M., Sachanbiński M., Ślusarczyk S., 1977 — Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wroc.*, **22. Monogr.**, 9: 1–92.
- Grocholski A., 1975 — Badania utworów podkenozoicznych obszaru bloku przedsudeckiego dla oceny perspektyw występowania surowców mineralnych. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław*.
- Homann J.B., 1745 — Ducatus Silesiae Tabula Geographica Prima Inferiorem Eius Partem seu Novem Principatus, quorum insignia hic adjecta sunt, secundum statum recentissimum complectens. Ad mentem Hasiani autographi majoris legitime delineata et edita curis Homann Heredum. Homannowice, Dziedzice. Norimbergæ.
- Jaroń L., Kondratowicz A., Żygar J., 1978 — Budowa geologiczna złóż węgla brunatnych Legnica i Ścinawa oraz perspektywy ich eksploatacji. *Prz. Geol.*, **26**, 10: 579–584.
- Kondracki J., 2013 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kryza J., Poprawski L., 1987 — Próba rekonstrukcji plejstocenijskiego systemu dolin kopalnych w południowo-zachodniej Polsce. W: (Jahn A., Dyjur S., red.) Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 137–145.
- Kudelko J., Nowak J., 2009 — Wielokryterialna ocena możliwości zagospodarowania złóż węgla brunatnego regionu Dolny Śląsk przez ich podziemne zgazowanie. 19. Konf. Aktualia i perspektywy gospodarki surowcami mineralnymi. IGSMiE PAN, Kraków. Ryty 4–6 listopada.
- Łabno A., 1981a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Legnica (723). Inst. Geol., Warszawa.
- Łabno A., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Legnica (723). Inst. Geol., Warszawa.

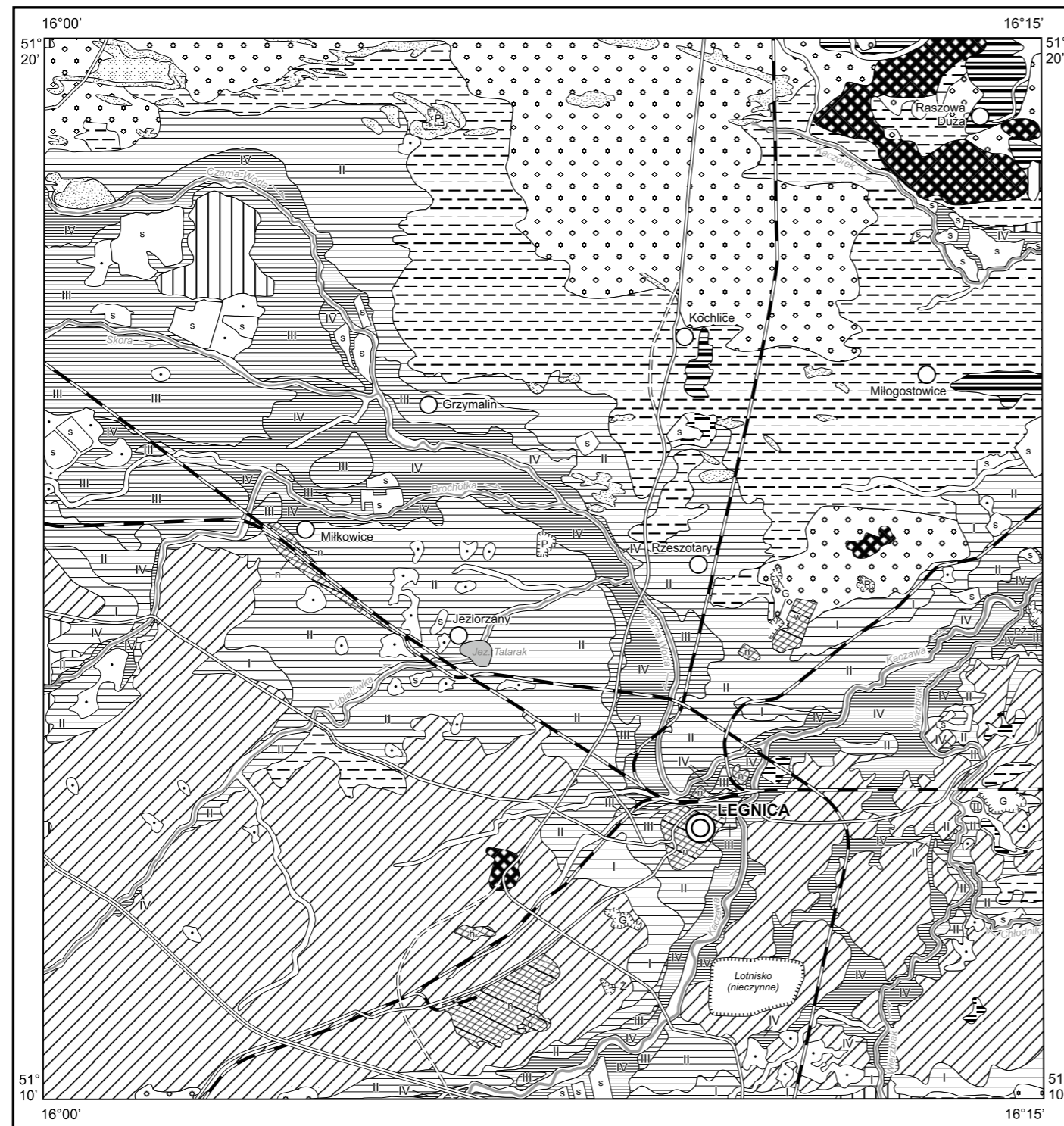
- Madziarz M., Kobylańska M., 2010 — Złoto dla zuchwałych – O perspektywach wznowienia poszukiwań i wydobycia złota w Sudetach, w świetle sytuacji na rynku złota i przeglądu ośrodków dawnej eksploatacji. W: (Zagożdżon P.P., Madziarz M., red.) *Górnictwo i rynek złota, poszukiwanie i eksploatacja złóż, Sudety. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*. 3. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
- Marek S., Casparie W.A., 1988 — Biostratigraphy of the mire Kunice and its relation to the transformation of lakes into mires. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Bot.*, **37**: 21–34.
- Markiewicz A., 1999 — Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Polska). *Prz. Geol.*, **47**, 9: 825–830.
- Masojć M., Apolinarska K., Furmanek M., Malkiewicz M., Noskowiak D., Szykiewicz A., Żygadło L., 2014 — Paleosrodowisko rejonu Grzybian i Jeziora Koskowickiego. W: (Stolarczyk T., Baron J., red.) *Osada kultury pól popielnicowych w Grzybianach koło Legnicy*. Muzeum Miedzi, Legnica: 15–33.
- Michalska E., 1981 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). Inst. Geol., Warszawa.
- Michczyński A., Piotrowska N., 2016 — Raport LSC-21/2016 z wykonania datowania metodą radiowęglową. Lab. Radiowęgl. Inst. Fiz. Centrum Nauk.-Dydakt., Gliwice.
- Michniewicz M., 1998 — The pre-elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geol. Sudet.*, **31**, 2: 317–328.
- Parka Z., Ślusarczyk S., 1988 — Stratygrafia osadów karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. *Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wroc.*, **43**. Monogr., 20: 1–47.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Neogen. W: (Peryt T.M., Piwocki M., red.) *Budowa Geologiczna Polski*. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: paleogen i neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 71–133.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Plewniak W., 1978 — Morfogeneza jezior kopalnych Równiny Wrocławskiej (maszynopis). Arch. UW, Wrocław: 1–81.
- Proćków J., 1998 — Plan ochrony rezerwatu Torfowisko Kunickie koło Legnicy – na zlecenie Wojew. Konser. Ochr. Przyr. w Legnicy.
- Przegiętka K., Palczewski P., 2017 — Raport z przeprowadzenia badań w ramach realizacji umowy nr EZ/240-16/2016 z dnia 06.04.2016 r. – oznaczenia wieku bezwzględnego osadów metodą OSL. Lab. Dat. Lumin. LumiData Sp. z o.o. UMK, Toruń.
- Stachowiak A., Nowak J., Sztromwasser E., 2011 — Złóża węgla brunatnego w rejonie Legnicy–Ścinawy i technologie ich zagospodarowania. W: (Żelaźniewicz A., Wojewoda J., Ciężkowski W., red.) *Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska*. 81. Zjazd Pol. Tow. Geol. Wrocław: 121–135.
- Standke G., 2006 — Paläogeographisch-fazielle Modellierung des Unter-/Mittelmiozän-Grenzbereichs in der Lausitz (Briesker Folge/Formation). *Schriftenreihe für Geowissenschaften*, **14**: 1–130.
- Szałajdewicz E., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724). Inst. Geol., Warszawa.
- Szałajdewicz E., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724). Inst. Geol., Warszawa.
- Szczepankiewicz S., 1966 — Zagadnienie „południowego przełomu” Odry. *Czas. Geogr.*, **37**, 3: 269–287.
- Szczepankiewicz S., 1972 — Nizina Śląska. W: (Galon R., red.) *Geomorfologia Polski*. 2: 224–239. PWN, Warszawa.
- Szczypek T., 1977 — Utwory i procesy eoliczne w zachodniej części Wyżyny Śląskiej. UŚ, Katowice: 1–116.
- Szepietowska H., 1973 — Sprawozdanie z geologicznych prac penetracyjnych za kwarcem żyłowym rejon „Piekary Wielkie”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Sztromwasser E., 1997 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chojnów (722). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

















- Sztromwasser E., 1998 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chojnów (722). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Tietze O., 1924a — Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Kunitz, 1:25 000. Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- Tietze O., 1924b — Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Wahlstatt, 1:25 000. Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- Tietze O., 1925a — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Kunitz. Preussischen Geologischen Landesanstalt, Berlin.
- Tietze O., 1925b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Wahlstatt. Preussischen Geologischen Landesanstalt, Berlin.
- Urbański K., Różański P., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jawor (760). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Urbański K., Sztromwasser E., Horbowy K., Badura J., Przybylski B., 2007 — Dokumentowanie profili geologicznych wzdłuż liniowych inwestycji infrastrukturalnych w Polsce. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Dolnośląski, Wrocław.
- Wacnik A., Worobiec E., 2001 — Pollen analysis of the Middle Miocene profile from Legnica, southwestern Poland. *Acta Palaeobot.*, **41**, 1: 3–13.
- Weimann G., Schulze T., 1938 — Pflanzensoziologische und pollenanalytische Untersuchungen in der Tschocke bei Liegnitz (Schlesien). *Beiträge zur Biologie der Pflanzen*, **25**, 1: 60–74.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–142.
- Wiśniewski A., 2006 — Paleolit środkowy w dolinie Odry. Wyd. UWr, Wrocław.
- Wiśniewski A., Adamiec G., Badura J., Bluszcz A., Kowalska A., Kufel-Diakowska B., Mikołajczyk A., Murczkiewicz M., Musil R., Przybylski B., Skrzypek G., Stefaniak K., Zych J., 2013 — Occupation dynamics north of the Carpathians and Sudetes during the Weichselian (MIS5d-3): The Lower Silesia (SW Poland) case study. *Quat. Inter.*, **294**: 20–40.
- Wiśniewski A., Stefaniak K., Wojtal P., Zych J., Nadachowski A., Musil R., Badura J., Przybylski B., 2009 — Archaeofauna or palaeontological record? Remarks on Pleistocene fauna from Silesia. *Spraw. Archeol.*, **61**: 34–64.
- Wołkowicz K., 2016 — Petrograficzne odmiany skały kwarcowej z rejonu Wądroża Wielkiego (blok przedsudecki) w nowych odsłonięciach. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 466: 343–359.
- Worobiec E., 2009 — Middle Miocene palynoflora of the Legnica lignite deposit complex, Lower Silesia, Poland. W: (Worobiec E., Worobiec G., red.) Middle Miocene flora and vegetation of the Legnica and Ruja lignite deposits, Lower Silesia, Poland. *Acta Palaeobot.*, **49**, 1: 5–133.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. *Prz. Geol.*, **56**, 10: 904–911.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Legnica (723)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



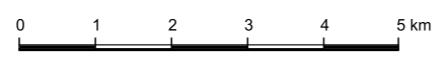
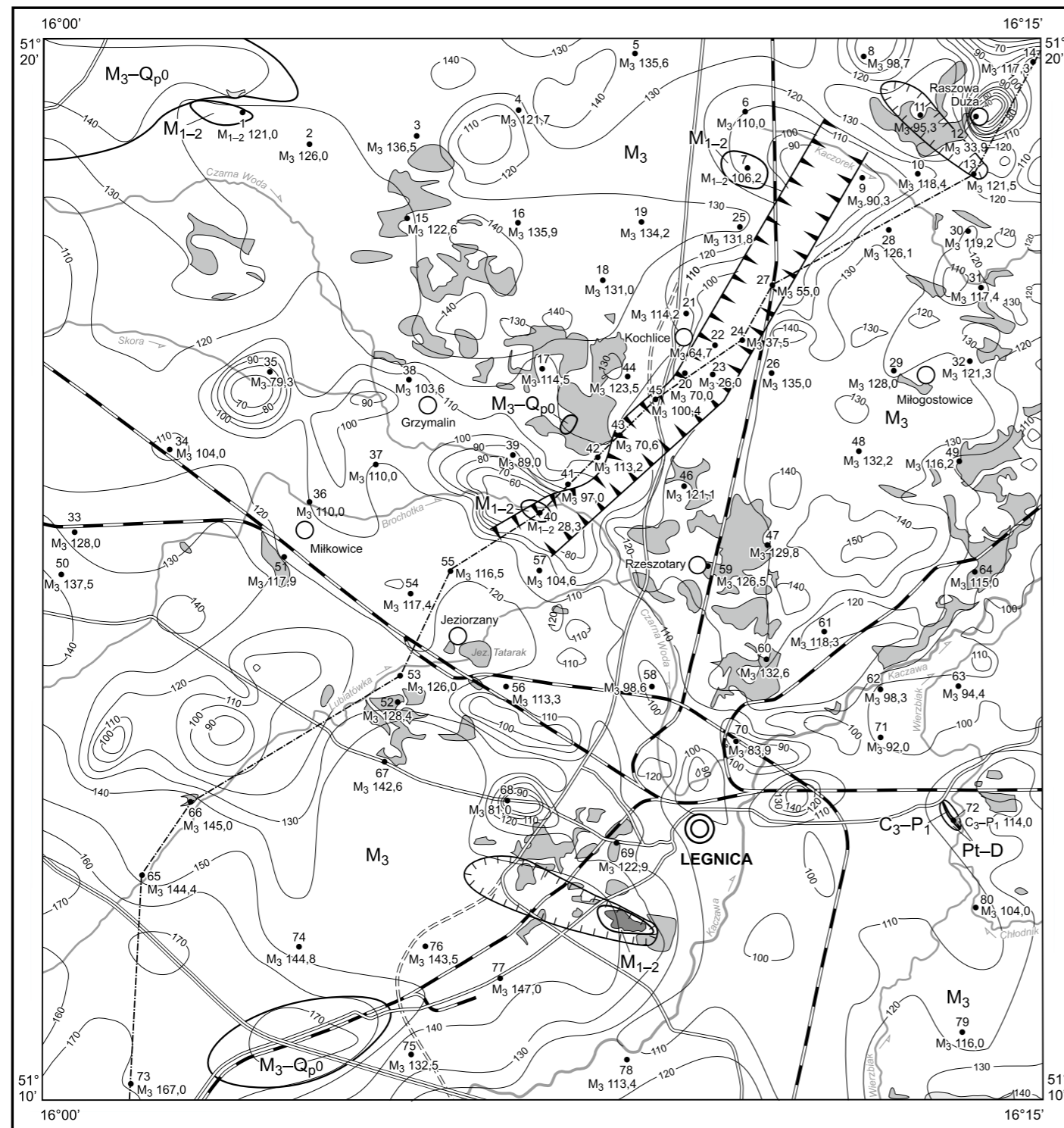
- | | |
|--|---|
| <p>Formy lodowcowe</p> <ul style="list-style-type: none">  Wysoczyzna morenowa płaska  Moreny czołowe spiętrzone | <p>Formy utworzone przez roślinność</p> <ul style="list-style-type: none">  Równiny torfowe |
| <p>Formy wodnolodowcowe</p> <ul style="list-style-type: none">  Równiny wodnolodowcowe  Obszary zastoiskowe | <p>Formy antropogeniczne</p> <ul style="list-style-type: none">  Żwirownie (Ż), piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P), gliniarki (G)  Dna stawów  Hałdy (h), nasypy (n), osadniki (o), wysypiska odpadów komunalnych (w) |
| <p>Formy eoliczne</p> <ul style="list-style-type: none">  Wydmy  Równiny piasków przewianych  Pokrywy lessowe i pyłowe | |
| <p>Formy rzeczne</p> <ul style="list-style-type: none">  Dna dolin rzecznych  Tarasy akumulacyjne zalewowe IV – 1,5–2,0 m n.p. rzeki  Tarasy akumulacyjne nadzalewowe:
I – 13,0–18,0 m n.p. rzeki; II – 7,0–10,0 m n.p. rzeki;
III – 2,0–6,0 m n.p. rzeki | |
| <p>Formy denudacyjne</p> <ul style="list-style-type: none">  Równiny denudacyjne  Drobne zagłębienia o różnej genezie | |



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Legnica (723)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | | |
|---|-----------------------------|--------------------|--|-----------------------------------|
| NEOGEN-CZwartorzęd | MIOCEN-PLEJSTOCEN | M _{3-Qp0} | Piaski, żwiry i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka | MIOCEN GÓRNY-
PLEJSTOCEN DOLNY |
| NEOGEN | MIOCEN | M ₃ | Iły, mułki i piaski – formacja poznańska | MIOCEN GÓRNY |
| | | M ₁₋₂ | Iły, mułki i piaski z węglem brunatnym | MIOCEN DOLNY-
ŚRODKOWY |
| KARBON-PERM | KARBON GÓRNY-
PERM DOLNY | C _{3-P1} | Żyły kwarcowe | |
| PROTEROZOIK-
DEWON | | Pt-D | Łupki chlorytowo-serycytowe i fyllity | |
| — Granice geologiczne | | | | |
| Wychodnie utworów na powierzchni terenu: | | | | |
| [Symbol] miocenu górnego-plejstocenu dolnego | | | | |
| [Symbol] miocenu górnego | | | | |
| [Symbol] miocenu dolnego-środkowego | | | | |
| —150— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych | | | | |
| [Symbol] Krawędź rynny subglacialnej | | | | |
| [Symbol] Strefy zaburzeń glacytektonicznych | | | | |
| 48 [Symbol] Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu w m n.p.m.) | | | | |
| A-----B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej | | | | |