



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

JANUSZ BADURA, DARIUSZ CISZEK

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Wrocław (764)

(z 2 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

Autorzy reambulacji: Janusz BADURA, Dariusz CISZEK

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

Redakcja merytoryczna: Anna GŁOWACKA, Elżbieta NAUWALDT

ISBN 978-83-66985-92-6

PIG-PIB, Warszawa 2021

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	11
A. Stratygrafia	11
1. Proterozoik–dewon	12
2. Karbon	12
a. Karbon dolny	12
3. Perm	13
a. Perm dolny–środkowy	13
Czerwony spągowiec	13
b. Perm górny	13
Cechsztyń	13
4. Trias	14
a. Trias dolny	14
Pstry piaskowiec	14
Pstry piaskowiec dolny + środkowy	14
b. Trias środkowy	14
Pstry piaskowiec	14
Pstry piaskowiec górny (ret)	14
Wapień muszłowy	15
c. Trias górny	15
Kajper	15
5. Neogen	16
a. Miocen	16
Miocen dolny–środkowy	16
Miocen środkowy–górny	17
b. Miocen–pliocen	17
Miocen górny–pliocen	17
6. Czwartorzęd	18
a. Plejstocen	18
Zlodowacenia południowopolskie	18

Złodowacenie Sanu 2	19
Złodowacenia środkowopolskie	19
Złodowacenie Odry	19
Złodowacenia północnopolskie	20
Złodowacenie Wisły	20
b. Holocen	23
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	25
C. Rozwój budowy geologicznej	26
IV. Podsumowanie	30
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 Wrocław (764) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) jest ograniczony współrzędnymi 17°00'–17°15' długości geograficznej wschodniej i 51°00'–51°10' szerokości geograficznej północnej. Obszar arkusza położony jest w województwie dolnośląskim, w powiecie Wrocław z gminą Wrocław, w powiecie wrocławskim z gminami: Czernica, Długołęka, Koberzyce, Siechnice i Żórawina, w powiecie oławskim z gminą Oława oraz, w niewielkim fragmencie, w powiecie trzebnickim z gminą Wisznia Mała. Powierzchnia arkusza wynosi 325 km², z czego ponad 1/3 zajmuje obszar miejski aglomeracji wrocławskiej.

Reambulacja arkusza Wrocław została wykonana na podstawie „Projektu prac geologicznych dla reambulacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000: Trzebnica (727), Leśnica (763) i Wrocław (764)” (Badura, Bartczak, 2009). Przeprowadzenie reambulacji podyktowane było koniecznością ponownej analizy danych geologicznych w świetle nowej interpretacji zmian hydrograficznych w obrębie pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej po zlodowaceniu Odry (Wiśniewski, 2006; Wiśniewski i in., 2009, 2013; Badura i in., 2013). Nowe dane geologiczne, pochodzące głównie z otworów wiertniczych geologiczno-inżynierskich oraz zastosowanie nowoczesnych metod badawczych pozwoliły na przedstawienie obrazu budowy geologicznej znacznie różniącego się, przede wszystkim pod względem wieku i genezy utworów, od arkusza Wrocław SMGP opracowanego przez Winnicką (1987, 1988).

Prace terenowe prowadzone były w latach 2010–2011. Obserwacje i badania terenowe prowadzono w kilkudziesięciu odsłonięciach (stanowiskach archeologicznych i wkopach budowlanych) położonych głównie we Wrocławiu. Wykonano sondy ręczne o łącznej długości 400 m i sondy mechaniczne o łącznej długości 100 m. Przeprowadzono badania litologiczno-petrograficzne frakcji zwirowej dla 20 próbek i badania minerałów ciężkich dla pięciu próbek oraz oznaczenia wieku pięciu fosylnych drzew wydobytych z osadów rzecznych. Na obszarze aglomeracji wrocławskiej wykonano łącznie około 60 tys. otworów, głównie geologiczno-inżynierskich. Ponad 55 tys. z nich znajduje się w „Bazie danych geologiczno-inżynierskich wraz z opracowaniem atlasu geologiczno-inżynierskiego

aglomeracji wrocławskiej” (Goldsztein, red., 2009). Przeanalizowano profile kilku tysięcy otworów wiertniczych, z czego na mapie dokumentacyjnej zamieszczono 2656 otworów. Do analiz geologicznych wykorzystano także mapy glebowe oraz wyniki obserwacji prowadzonych w ramach kilku programów związanych z rejestracją odsłoneń dostępnych w trakcie prowadzenia przebudowy lub budowy nowych dróg (tzw. inwestycji liniowych) oraz budowy nowych budynków lub obiektów przemysłowych. Przy opracowywaniu arkusza mapy geologicznej wykorzystano także opisy 162 odsłoneń, 89 sond i 352 wkopów wykonanych na potrzeby SMGP arkusz Wrocław (Winnicka, 1987). Wykorzystano opisy oraz wyniki badań litologiczno-petrograficznych opracowanych przez Czerwonkę (1984) dla trzech otworów kartograficznych (otw.: 26 – Pietrzykowice 3/W, 53 – Trestno 2/W, 73 – Suchy Dwór 1/W). Szkic podłoża podczwartorzędowego opracowano na podstawie danych otworowych oraz geoelektrycznych (Mżyk, 1983).

Dodatkowych informacji o budowie geologicznej Wrocławia dostarczyły wyniki badań ratunkowych oraz badawczych prac archeologicznych prowadzonych głównie w centrum miasta. Podczas prac geologicznych na stanowiskach archeologicznych pozyskano materiały, które zmieniły dotychczasowe poglądy na rozwój doliny Odry w czasie ostatnich 100 tys. lat. Oprócz prac opublikowanych zapoznano się z ponad 100 opracowaniami archiwalnymi.

Podczas prac nad reambulacją arkusza Wrocław wykorzystano materiały kartograficzne, w tym: plany Wrocławia od XVIII w., szkice dawnych przepływów Odry (Leonhard, 1901), mapy geologiczne opracowywane na początku XX w. (Barsch, Tietze, 1911; Barsch i in., 1912; Tietze, Behr, 1932; Tietze i in., 1942). Te ostatnie są bardzo cennym źródłem informacji na temat geologii opracowywanego terenu, ponieważ powierzchnia zurbanizowana była wówczas znacznie mniejsza, co pozwalało autorom tych map na dużo dokładniejsze prześledzenie granic geologicznych, niż jest to możliwe współcześnie.

Zastosowanie materiałów kartograficznych z pierwszej połowy XX w. miało także istotne znaczenie przy odtwarzaniu przepływów Odry, Widawy oraz Oławy. Dokładne odtworzenie systemu dawnych koryt Odry i jej dopływów ma szczególne znaczenie dla zabezpieczenia przeciwpowodziowego Wrocławia. Na tej podstawie możliwe będzie wskazanie rejonów miasta, które potencjalnie mogą być podtapiane w czasie wysokich i ekstremalnych stanów wód w korycie Odry. Wykorzystanie dawnych map geologicznych oraz numerycznego modelu terenu (wykonanego na bazie zdjęcia lotniczego w skali około 1:24 000) pozwoliło także na wyróżnienie kolejnego poziomu tarasowego w dolinie Odry.

Pod względem regionalizacji geologicznej uwzględniającej strukturalną budowę podłoża podkenozoicznego obszar arkusza położony jest na granicy bloku przedsudeckiego i monokliny

przedsudeckiej (wrocławskiej) (Grocholski, 1975; Cwojdzński, Żelaźniewicz, 1995). Uskok środkowej Odry, który rozdziela te jednostki, przecina obszar arkusza w jego południowo-zachodniej części, w okolicach Rzeplina. Na zachód od rzeki Ślęzy na wysokości 60,0 m n.p.m. zostały nawiercone zwietrzałe gnejsy. Obraz dyslokacji uszczegółowiony został przez Cymermana (2004). Żelaźniewicz i Aleksandrowski (2008) uważają, że Wrocław znajduje się w obrębie jednostki tektonicznej, którą nazwali zrębem Odry. Zręb ten oddziela blok przedsudecki od bloku południowowielkopolskiego.

Problematyką podłoża permu zajmowali się m.in.: Kłapciński i inni (1975a, b), Sawicki i inni (1989), Grocholski i Drozdowski (1992) oraz Kłapciński (1993). O utworach karbonu zlokalizowanych na północ od Wrocławia pisali Górecka i inni (1978) oraz Wierzchowska-Kicułowa (1984, 1987). Utwory permu, które stwierdzono we wschodniej części obszaru opracowywanego arkusza, były przedmiotem rozpoznania wiertniczego prowadzonego w ramach poszukiwań złóż miedzi (Wyżykowski, 1961). Na wschód od Wrocławia stwierdzono występowanie głębokiego, ponad 1000-metrowego rowu tektonicznego, który powstał na przelomie karbonu i permu (Kiersnowski, 1995).

Geologiczną problematykę rozmieszczenia utworów triasu w rejonie Wrocławia poruszają m.in. prace Kłapcińskiego (1959, 1993), Gajewskiej (1971) i Różyckiego (1968). Osady triasu były także przedmiotem szerszych opracowań hydrogeologicznych. Poziomy wodonośne w utworach tego wieku są silnie zmineralizowane, przez co nie mogą być wykorzystane do celów konsumpcyjnych bez uzdatniania (Krawczyk i in., 1996; Żuk, 2000).

W rejonie Wrocławia nie stwierdzono utworów mezozoicznych młodszych od triasu. Wątpliwość budzi opis otworu wykonanego na początku XX w. w rejonie dawnej fabryki wagonów (Waggonfabrik bei Klein-Mochbern, późniejszy Pafawag) na obszarze arkusza Leśnica. Tietze (1912) opisał tu 10,5 m warstwę szarych piaskowców z krzemieniami, które leżą na utworach triasu. Szczeliny w piaskowcach wypełnione są ciemnymi iłami z odłamkami skał osadowych. Tietze uznał, że druzgot krzemienisty może reprezentować kredę, jednak bezsprzecznego wystąpienia osadów kredy w rejonie Wrocławia nie potwierdzono w żadnym innym otworze.

Osady neogenu opisywane były w pracach: Frecha (1904, 1915), Behra (1929), Różyckiego (1968), Dyjora (1975), Dyjora i Sadowskiej (1977, 1986), Czerwonki i Krzyszkowskiego (1992), Badury i Przybylskiego (2004a) oraz Piwockiego i innych (2004). Wiek tych osadów, w profilach otworów kartograficznych wykonanych na obszarze arkusza Wrocław, oznaczany był metodą palinologiczną przez Sadowską (Sadowska, 1984; Winnicka, 1988). W Sośnicy (ark. Leśnica SMGP) od XIX w. znane było stanowisko flory liściowej dokumentujące osady późnego miocenu (Stachurska i in., 1973). Zagadnieniami związanymi z tektoniką w neogenie i plejstocenie oraz morfotektoniką

zajmowali się: Dyjor (1975, 1993), Doktor i inni (1988), Badura i Przybylski (1999), Grzempowski i Cacoń (2003, 2005), Badura i inni (2004) oraz Grzempowski i inni (2009, 2012).

Problematyka badań osadów czwartorzędowych w granicach obszaru arkusza Wrocław nie była szczegółowo rozpatrywana. Zwrócono uwagę na wyjątkowo dużą miąższość osadów plejstocenских w środkowej i wschodniej części obszaru arkusza (Berger, 1932; Różycki, 1968; Badura i in., 2004). Analiza systemu tarasów doliny Odry w rejonie Wrocławia nie była prowadzona systematycznie (Szczepankiewicz, 1959, 1968; Badura, Przybylski, 2000; Przybylski i in., 2004; Szponar, Szponar, 2008; Badura, 2010). Dopiero badania przeprowadzone na stanowisku archeologicznym położonym 15,0 m n.p. Odry wykazały, że w poziomie uznawanym za wysoczyznowy w zlodowaceniu Wisły płynęła Odra (Wiśniewski i in., 2009, 2013; Skrzypek i in., 2011).

Na obszarze arkusza Wrocław w ramach programu Natura 2000 ochronie siedlisk o charakterze hydrogenicznym podlegają Grądy w Dolinie Odry (PLH020017) oraz związany z nimi obszar specjalnej ochrony ptaków – Grądy Odrzańskie (PLB020002). Cennym obiektem przyrodniczym na terenie Wrocławia jest Szczytnicki Zespół Przyrodniczo-Krajobrazowy obejmujący wyspę Opatowicką z Parkiem Szczytnickim.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Wrocław w całości znajduje się w obrębie makroregionu Nizina Śląska i obejmuje swoimi granicami trzy mezoregiony fizycznogeograficzne: Równinę Wrocławską, Równinę Oleśnicką oraz Pradolinę Wrocławską (Kondracki, 2009). Równina Wrocławska znajduje się w południowo-zachodnim fragmencie obszaru arkusza z najwyższym, sięgającym 141,7 m n.p.m., wzniesieniem, położonym na północny zachód od wsi Karwiany. Równina Oleśnicka leży w części północno-wschodniej obszaru arkusza. Równiny te rozdzielone są Pradolina Wrocławską, która na omawianym terenie ma orientację NW–SE. Z Pradolina Wrocławską, w ujęciu fizycznogeograficznym, pokrywa się przebieg doliny Odry, w obrębie której znajduje się najniższy punkt na obszarze arkusza o wysokości 110,0 m n.p.m. Pradolina Wrocławska jest częścią pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej (Badura i in., 2013). Wyznaczenie zasięgu tego przepływu pradolinowego, czyli również granicy Pradoliny Wrocławskiej, jest kłopotliwe. Prawdopodobnie w tym czasie powierzchnia terenu w rejonie Wrocławia znajdowała się na wysokości około 135 m n.p.m. Jest to hipsometryczna granica sandru siedleckiego związanego z postojem lądolodu na Wzgórzach Trzebnickich (Krzyszkowski, 1993; Badura, Przybylski, 1998, 2002, 2004b). W zlodowaceniu Wisły

poziom ten został rozcięty, a szerokość doliny Odry dochodziła do 19 km. W tym czasie osady rzeczne deponowane były na wysokości 122,0–125,0 m n.p. rzeki (Wiśniewski i in., 2013).

Główne zarysy rzeźby Równiny Wrocławskiej i Równiny Oleśnickiej mają genezę glacialną. Wysoczyzny morenowe płaskie (tabl. I) zostały ukształtowane w czasie zlodowacenia Odry. W czasie recesji lądolodu zlodowaceń środkowopolskich powstały na tych obszarach rozległe równiny wodnolodowcowe, a w obniżeniach terenu obszary zastoiskowe. Starsze formy lodowcowe i wodnolodowcowe były intensywnie niszczone przez erozję lodowcową, rzeczną i procesy peryglacialne, a ich pozostałością są równiny denudacyjne. Jedynie w południowo-zachodniej części obszaru arkusza zachowały się niewielkie pagórki mające cechy ostańców erozyjnych. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono je jako wzgórza morenowe przekształcone. Wzgórza te były prawdopodobnie morenami czołowymi spiętrzonymi ze zlodowaceń południowopolskich, na co wskazują zaburzenia glacitektoniczne, których przejawem w profilach otworów wiertniczych jest duża zmienność litologiczna osadów.

Długie stoki południowej krawędzi Równiny Oleśnickiej powstały na skutek procesów denudacyjnych. Późnoplejstoceni lub holoceni etap denudacji rejestrują niewielkie stożki napływowe. Znajdują się one u wylotu dolin, którymi obecnie płyną małe potoki. Na całym obszarze arkusza występują drobne zagłębienia o różnej genezie. Późniejsze zmiany antropogeniczne w dolinie Odry uniemożliwiają jednoznaczne określenie genezy tych form. Część z nich ma prawdopodobnie związek z wydobywaniem mad do produkcji ceramiki budowlanej. Drobne zagłębienia, które występują na tarasach rzecznych, mogą być także związane z nierozpoznanymi dotychczas przepływami meandrującej Odry.

Obecnie w wyniku silnego urbanistycznego i komunikacyjnego przekształcenia badanego obszaru trudno jest odtworzyć dawne trakty rzeczne w dolinie Odry. Na obszarze arkusza Leśnica SMGP, na stanowisku archeologicznym przy al. Hallera (około 150 m od granicy z obszarem arkusza Wrocław), udokumentowano najwyższe tarasy akumulacyjne (I) 10,0–15,0 m n.p. rzeki (Badura, Wiśniewski, 2008; Skrzypek i in., 2011; Wiśniewski i in., 2013). Na tym stanowisku odsłonięto dno dawnego koryta Odry na wysokości 123,0 m n.p.m. Na podstawie numerycznego modelu terenu określony został przypuszczalny maksymalny zasięg doliny Odry na terenie arkusza Wrocław. W miejscach, gdzie w archiwalnych otworach wiertniczych i punktach dokumentacyjnych opisano osady rzeczne, wyznaczono tarasy akumulacyjne I. Ich fragmenty zachowane są na krawędzi Równiny Wrocławskiej oraz na krawędzi Równiny Oleśnickiej. Badania optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) osadów z al. Hallera pozwoliły ustalić ich wiek na okres między 60 a 50 ka BP.

Osady o innej genezie, które budują wspomniany poziom hipsometryczny, zaklasyfikowano jako równiny denudacyjne.

W okresie około 25–23 tys. lat temu powstały tarasy akumulacyjne (II) 5,0–7,0 m n.p. rzeki (Badura, 2010). Tarasy te we fragmentach występują na całym obszarze doliny Odry i jej dopływów, ale najlepiej rozpoznane zostały na obszarze Starego Miasta we Wrocławiu. Przyjęta wysokość powierzchni tych tarasów odpowiada ich wysokości w rejonie Rynku wrocławskiego. W dolinie Widawy oraz w dolinach lewostronnych dopływów Odry – Ślęzy i Bystrzycy – powierzchnia tarasów II znajduje się na wysokości 2,0–3,0 m nad poziomem tych rzek. Na powierzchni tarasów 5,0–7,0 m n.p. Odry w XIII w. powstało urbanistyczne założenie lewobrzeżnej części miasta. W okresie kształtowania się przedstawianego poziomu morfologicznego Odra płynęła całą szerokością dzisiejszej doliny i zapewne tworzyła liczne koryta roztokowe. Jedno z ramion roztokowej Odry skręcało od Siechnic na zachód i biegło przez Wojszyce w kierunku Grabiszyna. Obniżenie to zostało wykorzystane do poprowadzenia kolejowej obwodnicy Wrocławia.

Prace terenowe oraz analizy archiwalnych materiałów kartograficznych i modeli terenu przyczyniły się do rozpoznania tarasów akumulacyjnych (III) 3,0–4,0 m n.p. rzeki. Tarasy te występują po obu stronach doliny Odry, ale też w pasie wododziałowym rozdzielającym obecne doliny Odry i Widawy. W rejonie Kotowic taras tworzy izolowaną powierzchnię, na której rozwinęły się wydmy (tabl. I). Cechą wyróżniającą omawianą powierzchnię tarasową są koryta rozcinających ją drobnych cieków. Tworzą one wzór długich, równoległych dolin z przeplatającymi się korytami. Taki układ jest charakterystyczny dla przepływów rzek roztokowych, typowych dla chłodnych okresów plejstocenu.

Holocenijskie tarasy akumulacyjne (IV) 1,5–3,0 m n.p. rzeki stwierdzono w centralnych częściach doliny Odry i jej dopływów. W wielu miejscach mają one wysokość niemal równą z tarasami III poziomu, były jednak kształtowane w innym reżimie rzeczonym – przez rzeki meandrujące. W pierwszym etapie formowania tarasów meandry o największych promieniach rozcinały starsze utwory. Pozostałością procesu są duże starorzecza świeże, które są dobrze widoczne w rzeźbie terenu, głównie we wschodniej części obszaru arkusza (tabl. I). Na obszarze Wrocławia niektóre przepływy meandrowe bywają czytelne jedynie w układzie części ulic, które budowano w obniżeniach starorzeczy suchych. W późniejszym czasie powstawały meandry o mniejszych promieniach. W zakolach meandrów często występują powalone lub napławione subfosalne pnie holocenijskich drzew. Ich wiek wynosi około 8 tys. lat (Lorenc, Chlebicki, 1993; Szponar, 1998; Przybylski i in., 2004; Szponar, Szponar, 2008; Szykulska-Krapiec, 2012).

Najniższy poziom tarasów akumulacyjnych (V) 0,5–1,0 m n.p. rzeki jest związany z regulacją Odry w XVIII w. Obwałowane powierzchnie dna doliny Odry bywały od tego czasu okresowo erodowane i zasypywane, co doprowadziło do powstania najniższych tarasów w bezpośrednim sąsiedztwie głównego koryta rzeki.

Analiza den dolin rzecznych Widawy i Oławy wskazuje, że rzeki te wykorzystują dawne systemy rzeczne Odry. Widawa wykorzystuje system roztokowy Odry, a Oława – system meandrujący.

Ze zlodowaceniem Wisły związane są pokrywy lessowe. Zostały one zidentyfikowane w południowo-zachodniej części obszaru arkusza i mają przeważnie małą miąższość. Na mapie geologicznej i na szkicu geomorfologicznym przedstawiono tylko grubsze pokrywy (powyżej 1–2 m), które dyskretnie łagodzą rzeźbę podłoża. Na niemieckich mapach glebowo-geologicznych na Równinie Wrocławskiej wykreślono płyty lessów o miąższości często poniżej 1 m, przez co zasięg tych pokryw został powiększony.

Na niższych tarasach nadzalewowych w południowo-wschodniej i północno-zachodniej części obszaru arkusza występują wydmy. Największa z nich ma długość około 3 km, wysokość 14 m i znajduje się w okolicy Kotowic (tabl. I).

Na obszarze arkusza Wrocław wyróżniono takie formy antropogeniczne, jak hałdy, osadniki i nasypy. Nieliczne hałdy i osadniki są wynikiem działalności przemysłowej. Wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie terenu nasypy powstały w czasie rozbudowy infrastruktury transportowej i przemysłowej. Część spośród nasypów, np. Wzgórze Gajowe (najwyższy punkt terenowy w granicach arkusza o wysokości względnej 31,5 m), to składowiska gruzu po zniszczeniach wojennych. W centralnej części Wrocławia licznie występują nawarstwienia antropogeniczne. Są one związane z wielowiekowym osadnictwem oraz ze zniszczeniami wojennymi i stanowią je głównie pozostałości po zabudowie.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

W budowie geologicznej obszaru arkusza Wrocław wyróżniono trzy jednostki geologiczno-strukturalne. Najstarszą z nich jest blok przedsudecki zbudowany ze skał proterozoiku i paleozoiku. Według Żelaźniewicza i Aleksandrowskiego (2008) w podłożu występuje zrąb Odry będący odrębną jednostką, niezwiązaną z blokiem przedsudeckim. Drugą jednostką jest monoklina przedsudecka

oddzielona od bloku przedsudeckiego uskokiem środkowej Odry. Monoklinę budują utwory perm-sko-mezozoiczne. Obie te jednostki przykryte są osadami kenozoicznymi.

1. Proterozoik–dewon

Gnejsy, granitognejsy, łupki i fyllity stwierdzono w kilku profilach otworów wiertniczych wykonanych w rejonie Wrocławia. Ten zmienny pod względem litologicznym kompleks skał metamorficznych Cwojdzński i Żelaźniewicz (1995) nazwali metamorfikiem odrzańskim. Na obszarze arkusza Wrocław skały wspomnianego kompleksu nawiercone zostały tylko w rejonie Kotowic (otw. 82). Na głębokości 1428,9 m (1306,4 m p.p.m.) stwierdzono tu brunatnoszare gnejsy kwarcowo-skaleniowo-łyszczykowe o teksturze kierunkowej. Tekstura ta podkreślona jest schlorytyzowanymi, cienkimi, falistymi warstewkami łyszczyków. W stropie gnejsów opisano warstwę czerwobrunatnych łupków kwarcowo-łyszczykowych o miąższości 15,0 m.

W południowo-zachodnim narożu obszaru arkusza skały metamorfiku odrzańskiego występują prawdopodobnie płytko pod osadami kenozoicznymi. W otworze hydrogeologicznym (7630516 wg Centralnej Bazy Danych Hydrogeologicznych PIG-PIB, Warszawa) zlokalizowanym około 2 km na zachód od Rzeplina (ark. Leśnica) zwierzelinę bliżej nieopisanych łupków nawiercono na głębokości 74,0 m (60,0 m n.p.m.), a w Komorowicach (Komorowice 40/45 wg Centralnej Bazy Danych Geologicznych PIG-PIB, Warszawa), na tym samym arkuszu skały prekambru opisano od głębokości 72,2 m (62,8 m n.p.m.). Otwory te znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku środkowej Odry.

2. Karbon

a. Karbon dolny

Zlepieńce, piaskowce i hornfelsy stwierdzono w profilu otworu 82 na głębokości 1391,8 m (1269,3 m p.p.m.). Przewiercono tu serię szarych zlepieńców oraz czerwono-fioletowych piaskowców o miąższości 37,1 m. Zlepieńce są zbudowane z ostrokrawędzistych okruchów kwarcu, litytów i skaleni. Są one silnie zdiagenezowane. W profilu opisano powierzchnie zluźnień powstałych na skutek ruchów tektonicznych. Nad zlepieńcami występują piaskowce drobnoziarniste z wkładkami mułowców.

W Mirkowie (otw. 13) na głębokości 1235,0 m (1105,0 m p.p.m.) nawiercono ciemnoszare hornfelsy (Kłapciński i in., 1975a). Są to skały przekrystalizowane w warunkach metamorfizmu niskotemperaturowego.

3. Perm

a. Perm dolny–środkowy

Czerwony spągowiec

Piaskowce, zlepieńce i mułowce tego wieku stwierdzono w profilach otworów 39, 41 i 65 (osadów permu nie przewiercono) oraz w profilach otworów 13 i 82, gdzie osiągnięto spąg wydzielenia. Najwyższe położenie stropu utworów czerwonego spągowca odnotowano w profilu otworu 65 (1013,0 m p.p.m.), a najniższe – w profilu otworu 41 (1089,2 m p.p.m.). Miąższość tego wydzielenia zmienia się od 57,0 m (otw. 13) do 214,9 m (otw. 82).

Utwory czerwonego spągowca wykształcone są przeważnie jako drobnoziarniste piaskowce o spoiwie ilastym, barwie ceglastoczerwonej, rzadziej szaroróżowej. Pojawiają się w nich przewarstwienia ceglastoczerwonych i ciemnobrązowych zlepieńców o spoiwie ilastym oraz mułowców o podobnym zabarwieniu. W składzie zlepieńców stwierdzono ostrokrawędziste okruchy kwarcu, kwarcytów, zieleńców i łupków metamorficznych.

b. Perm górny

Cechsztyń

Wapienie dolomityczne, dolomity, iłowce, piaskowce i anhydryty cechsztyńskie przewiercono w pięciu otworach zlokalizowanych we wschodniej części obszaru arkusza (otw.: 13, 39, 41, 65 i 82). Miąższość utworów cechsztyńskich rośnie od 83,3 m w części południowej (otw. 82) do 149,0 m (otw. 13) w części północnej obszaru arkusza. Najwyższe położenie stropu tych utworów odnotowano w otworze 13 (899,0 m p.p.m.), a najniższe – w otworze 41 (985,6 m p.p.m.).

Cechsztyńskie osady morskie facji litoralnej i płytkonerytycznej wykształcone są w granicach obszaru arkusza w postaci czterech cyklotemów. W różnych częściach monokliny przedsudeckiej poszczególne cykle bywają jednak nie w pełni wykształcone, a często w profilach otworów brakuje niektórych cyklotemów (Kłapciński, 1971). Na obszarze arkusza Wrocław nie występują pokłady soli.

Największą, dochodzącą do około 100 m, miąższość utworów cyklotemu PZ1 (werra) opisano w otworze 13. Profil cyklotemu PZ1 rozpoczynają jasnoszare i szare piaskowce drobnoziarniste o spoiwie ilastym, które w otworze 82 osiągają miąższość 5,4 m. Kolejną w sekwencji osadów jest cienka warstwa ciemnych łupków ilastych z przewarstwieniami dolomitów marglistych, w której obrębie odnotowano drobne wytrącenia piryty, chalkopiryty i galeny. Powyżej zalegają główne utwory cyklotemu, czyli szare wapienie dolomityczne i szarobeżowe dolomity z soczewkami anhydrytów. Sekwencję wieńczy warstwa szarych anhydrytów, które w otworze 13 osiągają miąższość około 30 m.

Młodsze cyklotemy, PZ2 (strassfurt) PZ3 (leine) i PZ4 (aller), nie są w pełni wykształcone. Budują je szare dolomity przewarstwione anhydrytami i lokalnie iłowkami bez pokładów soli. W otworze 13, w którym wyróżniono wszystkie cztery cyklotemy, sedymentację cechsztynu kończą charakterystyczne, brunatnoczerwone iłowce z domieszką kruchych anhydrytów w spągu.

4. Trias

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny + środkowy

Piaskowce, zlepieńce i iłowce, które tworzą kompleks utworów terygenicznego triasu dolnego, przewiercono w otworach: 13, 39, 41, 65 i 82. W trzech otworach (3, 6 i 73) nawiercono jedynie strop tych osadów. Kompleks ten tworzą drobnoziarniste piaskowce barwy ceglastej z licznymi przewarstwieniami czerwono-brunatnych iłowców o miąższości do 10 m w spągu serii. W jego stropie pojawiają się wkładki zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych. Łączna miąższość osadów zmienia się od 400,6 m (otw. 65) do 451,5 m (otw. 13). Najwyższe położenie stropu odnotowano w otworze 73 (16,8 m n.p.m.), a najniższe w otworze 82 (565,7 m p.p.m.). Zróznicowanie wysokości występowania stropu uwarunkowane jest tektonicznie.

b. Trias środkowy

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec górny (ret)

Pstry piaskowiec górny reprezentowany jest przez utwory morskie: iłowce, dolomity, wapienie, margle i piaskowce. Zostały one stwierdzone w 13 otworach, a w sześciu z nich (otw.: 6, 13, 39, 41, 65 i 82) seria została przewiercona. Przejście od sedymentacji terygeniczej do morskiej jest nieostre. W spągowej części osadów retu występują drobnoziarniste piaskowce o spoiwie ilastym, szarawym zabarwieniu, z cienkimi przewarstwieniami iłowców. Powyżej leżą ciemnoszare iłowce margliste z przewarstwieniami dolomitów ilastych i wapieni dolomitycznych. Miąższość przewarstwień jest niewielka, rzędu kilku metrów (sporadycznie osiąga 10 m). W obrębie tej serii występują niewielkie soczewki anhydrytów i gipsów. Powyżej zaznacza się wzrost udziału szarych wapieni dolomitycznych z przewarstwieniami anhydrytów.

Miąższość zróznicowanej serii retu na obszarze arkusza Wrocław wynosi od 110,3 m (otw. 41) do 153,2 m (otw. 82). W otworze 6 utwory tego podpiętra mają jedynie 5,5 m miąższości i leżą bezpośrednio pod osadami miocenu. Tak niewielka miąższość może być wynikiem denudacji młodszej

części utworów triasowych. Najwyższe położenie stropu osadów retu odnotowano w otworze 17 (24,2 m n.p.m.), a najniższe w otworze 41 (433,7 m p.p.m.). Różnica wysokości położenia stropu tych utworów wynosi aż 457,9 m i jest uwarunkowana tektonicznie.

Wapień muszlowy

Wapienie, margle, dolomity i łupki ilaste wskazują na warunki pogłębiającego się zbiornika morskiego. Osady wapienia muszlowego stwierdzono w 13 otworach położonych poza Równiną Wrocławską. Profil rozpoczynają szare wapienie płytowe i faliste z przewarstwieniami ciemnych margli. W wapieniach występują liczne odciski fauny, przeważnie ramienionogów. W środkowej części profilu odnotowano szarobeżowe, laminowane dolomity z przewarstwieniami ciemnoszarych wapieni oraz wkładkami margli i łupków ilastych. W stropowej części profilu przeważają szare wapienie dolomityczne z przewarstwieniami szarych dolomitów i z wkładkami margli. Utwory wapienia muszlowego stanowią główny poziom wodonośny triasu, jednak wody tego poziomu są silnie zmineralizowane i nieprzydatne do celów konsumpcyjnych bez uzdatniania.

Mięszkość przewierconych utworów wapienia muszlowego zmienia się od 126,9 m (otw. 65) do 212,0 m (otw. 34). Najwyższe położenie stropu osadów odnotowano w otworze 34 (59,5 m p.p.m.), a najniższe – w otworze 82 (275,2 m p.p.m.). Różnica wysokości położenia stropu wapienia muszlowego jest uwarunkowana tektonicznie i wynosi 215,7 m.

c. Trias górny

Kajper

Iłowce i mułowce z wkładkami gipsów, piaskowców i wapieni występują w podłożu osadów kenozoicznych na przeważającej części obszaru arkusza Wrocław, z wyjątkiem jego południowo-zachodniego naroża. Osady te rozpoznano w 18 otworach. Są to ciemnoszare lub szarozielone iłowce oraz mułowce. W spągowej części profilu często zawierają wkładki wapieni dolomitycznych i drobnoziarnistych piaskowców. W partiach stropowych występują przewarstwienia gipsów i zielonkawoszarych piaskowców o spoiwie ilastym. Mięszkość silnie spękanych piaskowców w tych przewarstwach dochodzi do kilkunastu metrów.

Na obszarze arkusza najwyższe położenie stropu osadów tego piętra odnotowano w otworze 82 (18,3 m p.p.m.), a najniższe – w otworze 39 (84,0 m p.p.m.). Mięszkość przewierconych utworów kajpru zmienia się od 10,0 m (otw. 34) aż do 256,9 m (otw. 82). Tak duże zróżnicowanie mięszkości, które nie wykazuje stałej przestrzennej zmienności, może być wynikiem denudacji młodszych partii utworów tego piętra w pewnych częściach strefy uskoku środkowej Odry.

5. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny–środkowy

Piaski i mułki z węglem brunatnym stwierdzono w profilach otworów wiertniczych na całym badanym obszarze. Osady te reprezentowane są głównie przez piaski średnio- i drobnoziarniste o spoiwie ilastym, przewarstwione, bez wyraźnego uporządkowania, mułkami. Barwa tych utworów jest zmienna – na ogół niebieska lub szaroniebieska, a w stanie suchym zieloniebieska. W partiach spągowych wydzielenia widoczne bywają wkładki osadów ciemnozielonych lub czerwonych, a także płomienistych. Takie zabarwienie wkładek związane jest z występującym pod osadami miocenu podłożem lub dostawą zwietrzelin z wypiętrzonego bloku przedsudeckiego. W otworze kartograficznym w Suchym Dworze (otw. 73) stwierdzono kilka wkładek czerwono zabarwionych, redeponowanych zwietrzelin podłoża podkenozoicznego. Wykształcone są one jako silnie zdiagenezowane utwory piaszczyste z domieszką żwirów lub jako zdiagenezowane ropy.

Badania mineralogiczne przeprowadzone przez Czerwonkę (1984) wykazały, że w obrębie osadów tej części miocenu można wydzielić trzy serie różniące się dominującym składnikiem w zespole przezroczystych minerałów ciężkich. W otworze 73 w części spągowej odnotowano przewagę granatów (34,8%), w środkowej – sillimanitu (26,4%), a w stropowej – staurolitu (51,0%). Zróżnicowanie to wskazuje na wielokierunkową dostawę materiału klastycznego z obszaru bloku przedsudeckiego. Przewaga granatów w części spągowej świadczy o krótkim transporcie materiału, prawdopodobnie z obszaru metamorfiku odrzańskiego. Duży udział sillimanitu w młodszych poziomach może mieć związek z dostawą materiału z obszaru metamorfiku Wzgórz Strzelińskich, a staurolitu może wskazywać na pochodzenie materiału z obszaru Sudetów Wschodnich.

W profilach otworów wiertniczych obserwowano dużą zmienność wykształcenia osadów od utworów z przewagą frakcji piaszczystej po utwory z przewagą frakcji pyłowo-iłowej. Profil osadów miocenu dolnego–środkowego kończą przewarstwienia węgla brunatnego (Piwocki i in., 2004). Rozmieszczenie wkładek węgla brunatnego jest niejednolite na obszarze arkusza. W profilach wielu otworów nie opisano osadów pochodzenia organicznego, a największą liczbę wkładek węgla brunatnego, o największej miąższości, stwierdzono w otworze 53. Wyniki analizy palinologicznej węgla brunatnego z otworu 26 wykazały wysoki udział pyłku *Taxodiaceae–Cupressaceae*, *Sequoia*, *Tricolporopollenites edmundi*, *Nyssa* i *Pinus silvestris* (Sadowska, 1984). Taki skład jest typowy dla pokładu środkowopolskiego „Henryk” (Dyjur, Sadowska, 1977, 1986).

Najwyższe położenie stropu opisywanych osadów stwierdzono w otworze 58 (69,0 m n.p.m.), a najniższe w otworze 6 (22,0 m p.p.m.). Miąższość przewierconych utworów miocenu

dolnego–środkowego zmienia się od 21,0 m (otw. 73) do 130,6 m (otw. 38). Zróżnicowanie miąższości tych osadów, osiągające niemal 130 m, wynika z tektonicznie uwarunkowanego położenia stropu utworów podkenozoicznych.

Miocen środkowy–górny

Iły, mułki i piaski – formacja poznańska. Występowanie utworów formacji poznańskiej stwierdzono na obszarze całego arkusza, chociaż są one zredukowane w stosunku do sąsiednich rejonów. Najwyższe położenie stropu opisywanych osadów odnotowano w otworze 71 (107,6 m n.p.m.), a najniższe w otworze 82 (61,0 m n.p.m.). Miąższość przewierconych utworów formacji poznańskiej zmienia się od 13,0 m (otw. 27 i 42) do 69,0 m (otw. 71). Takie zróżnicowanie położenia i miąższości osadów jest prawdopodobnie związane z ich silną egzaracją pod lądolodem zlodowaceń południowopolskich, a miejscami z glacitektonicznymi zaburzeniami tych osadów. Można przyjąć, że średnia miąższość osadów formacji poznańskiej na obszarze arkusza Wrocław wynosi około 40 m.

Formację poznańską reprezentują iły i mułki barwy niebieskiej, w stanie zwietrzałym – zielonej. W ich obrębie występują wkładki piaszczyste. Piaski te są silnie zailone, miejscami niemal spójne minerałami ilastymi. Sporadycznie w utworach formacji poznańskiej stwierdzono cienkie wkładki węgla brunatnego lub ciemnoszarych iłów zawierających rozproszone ksylity. Wkładki iłów ciemnoszarych, podobnie jak węgla brunatnego, występują najczęściej w spągu profilu tego wydzielenia. W stropie formacji poznańskiej często występują iły płomieniste, które są produktem wietrzenia niebieskich, oglejonych iłów. Obecnie uważa się, że iły płomieniste nie mają znaczenia przewodniego (Piwocki i in., 2004).

W stropie osadów formacji poznańskiej opisano liczne kryształki gipsów oraz syderyty. W składzie frakcji ciężkiej syderyty stanowią niekiedy ponad 90% (Czerwonka, 1984). W składzie minerałów przezroczystych frakcji ciężkiej osadów niżej leżących dominuje asocjacja cyrkonowo-turmalinowa, a miejscami granatowa.

b. Miocen–pliocen

Miocen górny–pliocen

Piaski, żwiry i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka zostały stwierdzone w zachodniej części obszaru arkusza Wrocław na styku z arkuszem Leśnica. W otworze 43 przewiercono 17,0 m tych osadów. Są to jasnoszare lub białe, a w części stropowej niekiedy jasnożółte piaski z dużą zawartością łu kaolinowego. W obrębie piasków występują liczne przewarstwienia silnie zailonych żwirów. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej oprócz dużego udziału kwarcu

wyróżniają się czarne lidyty. W ich składzie petrograficznym występują także zwietrzałe permskie wulkanity oraz skały krzemionkowe pochodzące z Karpat (Wiśniewski i in., 2013). Prawdopodobnie osady tej formacji mają znacznie większe rozprzestrzenienie w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, niż wystąpienia wykreślone na mapie. Niestety w praktyce geologicznej osady te najczęściej nie są prawidłowo rozpoznawane, m.in. ze względu na obecność sudeckich skał wulkanicznych, które bywają mylone z materiałem skandynawskim.

6. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Plejstocen na obszarze arkusza Wrocław reprezentowany jest przez osady wodnolodowcowe, zastoiskowe i lodowcowe zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich, a także przez osady rzeczne, peryglacjalne i eoliczne zlodowacenia Wisły.

Osady plejstocenijskie wypełniają stosunkowo głębokie obniżenie w podłożu podczwartorzędowym – basen wrocławski (Różycki, 1968). Obniżenie to rozciąga się od okolic Opola po Ścinawę. Jego średnia głębokość na obszarze arkusza wynosi około 40 m, a największa, stwierdzona w otworze 82, osiąga 61,5 m (61,0 m n.p.m.). Jedynie w zachodniej części obszaru arkusza osady neogeńskie występują lokalnie na powierzchni. Geneza kopalnej formy nie jest jednoznacznie wyjaśniona. Różycki (1968) powstanie obniżenia wiąże z erozją osadów przedczwartorzędowych w starszym plejstocenie, ale romboidalny zarys basenu sugerować może jego tektoniczne założenia (Badura i in., 2004).

Wśród osadów wypełniających basen wrocławski dominują gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich, w których obrębie występują przewarstwienia piasków wodnolodowcowych. Przewarstwienia te były podstawą do wyróżniania dwóch transgresji lądolodu w czasie tych zlodowaceń (Winnicka, 1988). Podczas prac terenowych nad arkuszem Wrocław zaobserwowano, że przewarstwienia glin zwałowych piaskami wodnolodowcowymi związane są z zaburzeniami gładitektonicznymi, a nie są zapisem dwóch awansów lądolodu. Pozostałe serie osadów plejstocenijskich biorą mniejszy udział w wypełnieniu basenu.

Zlodowacenia południowopolskie

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w spągu glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich w rejonie Mokrego Dworu (otw. 51) i Rakowca (otw. 29 na mapie Winnickiej (1987)). W otworze 51, pod glinami zwałowymi, opisano serię piasków różnoziarnistych o miąższości 31,9 m, pod którymi są jeszcze mułki zastoiskowe o miąższości 7,2 m. W Rakowcu piaski i żwiry

wodnolodowcowe leżą bezpośrednio na łałach neogeńskich. Miąższość piasków w tym rejonie wynosi 14,0 m.

Mułki zastoiskowe podścielające gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich stwierdzono w północnej części obszaru arkusza. Są to przeważnie szare, masywne mułki, miejscami silnie zapiaszczone. Niekiedy przechodzą one w piaski pyłowate lub cienkie wkładki łałów laminowanych. Miąższość tych utworów waha się od kilku do 15,0 m. W XIX w. były one eksploatowane w cegielni w Pawłowicach.

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny zwałowe tworzą kompleks o miąższości do 55 m. W strefach zaburzeń glacictektonicznych ich miąższość przekracza 70 m. Są to ciemnoszare, piaszczyste i zwięzłe gliny z wkładkami różnoziarnistych piasków i mułków. Badanie składu frakcji żwirowej w otworach kartograficznych wykazały, że w dolnej części profilu gliny zwałowe zawierają większy udział skał lokalnych (wapieni i krzemieni) oraz skał krystalicznych, a w wyższych partiach profilu wzrasta udział wapieni paleozoicznych (Czerwonka, 1984; Winnicka, 1988). W otworze 26, w górnej części profilu glin zwałowych tego zlodowacenia, stwierdzono dużą ilość żwirów pochodzących z rozmywanych osadów mioceńsko-plioceńskich (formacji gozdnickiej). Udział skał lokalnych wynosi tu aż 65,0%.

Gliny zwałowe, piaski i żwiry moren czołowych spiętrzonych występują w zachodniej części obszaru arkusza i tworzą najwyższe wzniesienia w jego obrębie. Moreny zbudowane są z glin zwałowych oraz piasków wodnolodowcowych, a ich zmienność litologiczna wskazuje, że są to korzeniowe partie dawnego wału moreny spiętrzonej. Przeważające w ich budowie szare gliny zwałowe ochroniły je przed zniszczeniem w czasie formowania się odpływu pradolinnego. Wzgórza moren czołowych kontynuują się w kierunku zachodnim na obszar arkusza Leśnica.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Piaski i żwiry, lokalnie mułki, wodnolodowcowe leżą na glinach zwałowych zlodowaceń południowopolskich. Są to szaro-żółtobrunatne piaski z dużą domieszką frakcji żwirowej. Odslaniają się one zarówno na wysoczyznach, gdzie mimo zdenudowanych stropowych partii osiągają dużą miąższość, jak i na zboczach dolin rzecznych (Odry, Widawy i Ślęzy). W rejonie Piecowic i Pietrzykowic w osadach tych występowały głazy do 30 cm średnicy.

Lakoniczne opisy profili otworów wiertniczych podają jedynie, że osady wodnolodowcowe zlodowacenia Odry wykształcone są głównie jako piaski, piaski ze żwirami (określanymi jako

pospółki) lub piaski z przewarstwieniami żwirów. Lokalnie są to utwory drobnofrakcyjne, które przypominają mułki zastoiskowe. Występowanie osadów wodnolodowcowych na zboczach dolin może być związane z ich erozyjnym odsłonięciem w profilu zbocza. Nie można jednak wykluczyć, że w takim położeniu są to miejscami osady związane z młodszymi przepływami pradolinnymi lub najwyższe poziomy vistuliańskich tarasów nadzalewowych.

Gliny z wałowe zlodowacenia Odry występują na wysokości powyżej 125–130 m n.p.m. Są to gliny jasnobrązowe, silnie zwietrzałe, miejscami silnie zapiaszczone. Na ogół ich miąższość nie przekracza 2 m, a sporadycznie zwiększa się do 6 m. W wielu miejscach gliny te leżą bezpośrednio na glinach zlodowaceń południowopolskich. W takich przypadkach ich rozdzielenie było problematyczne i często za gliny zlodowaceń środkowopolskich uznawano zwietrzałą, stropową część glin zlodowaceń południowopolskich.

Mułki zastoiskowe powstałe podczas recesji lądolodu zlodowacenia Odry nie osiągają znacznych miąższości i rozprzestrzenienia. Ich występowanie stwierdzono jedynie lokalnie w rejonie Piecowic na Równinie Oleśnickiej oraz Jaszkowic i Zębic w dolinie Odry. Są to mułki barwy szarej i ciemnoszarej, które akumulowane były w lokalnych obniżeniach w strefach wytopiskowych martwego lodu. W mułkach tych czasami widoczna jest słabo zaznaczająca się laminacja.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują zarówno w północno-wschodniej części obszaru arkusza Wrocław, jak i w części południowej, pomiędzy Jagodnem a Mędłowem. Są to piaski średnioziarniste, często z domieszką frakcji żwirowej. Wschodnie tych osadów, zwłaszcza w części północno-wschodniej, mają przebieg wyraźnie południkowy, na podstawie czego Tietze (1909) interpretował te osady jako ozy. Ich wyraźnie linijne rozprzestrzenienie wskazuje na związek z akumulacją zachodzącą pod lądolodem. Stosunkowo duża głębokość rozcięcia wału wysoczyznowego w rejonie Wilczyc sugeruje związek genetyczny tego rozcięcia z obecnością rynny subglacialnej tworzącej formę typu V według nomenklatury Piotrowskiego (1999). Podobna forma uwidoczniła została na przekroju w rejonie Mokrego Dworu.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 10,0–15,0 m n.p. rzeki po raz pierwszy zostały rozpoznane na stanowisku archeologicznym położonym przy al. Hallera we Wrocławiu (Badura, Wiśniewski, 2008; Skrzypek i in., 2011; Wiśniewski i in., 2013) około 150 m na zachód od granicy z obszarem arkusza Leśnica SMGP. Na głębokości od 1,0–1,5 m w rozcięciu erozyjnym tych tarasów stwierdzono zwarty i jednolity poziom bruku morenowego z gładzami

o średnicy około 10 cm oraz głazami, których średnica przekracza 1,5 m. Powyżej bruku stwierdzono rdzawoczerwone, zapiaszczone żwiry z wyrobami krzemiennymi oraz licznymi szczątkami dużych ssaków: zęby mamutów, zęby nosorożców, czaszki turów i żubrów, poroża jeleniowatych. Powyżej żwirów znajduje się kolejna seria osadów rzecznych, w której dominują piaski średnioziarniste. W jej spągu obserwowano kolejną warstwę zawierającą artefakty i kości.

Analiza petrograficzna frakcji żwirowej omawianych utworów jednoznacznie wykazała, że osady te były akumulowane przez Odrę, na co wskazuje obecność okruchów czerwonych wulkanitów permskich pochodzących z niecki śródsudeckiej oraz karpackich łupków menilitowych. Materiał ten nie mógł być dostarczony przez płynącą w pobliżu Ślęzę, ponieważ w jej dorzeczu tych skał nie ma. Wiek osadów oznaczono metodą OSL. Badania wykazały, że osady te były akumulowane między 60 a 50 ka BP. Osady rzeczne przykryte są przez piaski pyłowate i gliny tworzące się w strefie warunków peryglacjalnych.

Na podstawie występowania osadów rzecznych na wysokości 123,0–125,0 m n.p.m. (stanowisko przy al. Hallera), można wnioskować, że w stadiale środkowym zlodowacenia Wisły Odra płynęła znacznie wyżej niż obecnie. Znacznie większa była także szerokość doliny, która wynosiła około 19 km. Była to zatem olbrzymia rzeka silnie erodująca na boki, a słabo w głąb.

Za pomocą analizy numerycznego modelu terenu oraz map topograficznych w skali 1:10 000 wyznaczono przypuszczalny, maksymalny zasięg doliny Odry w czasie zlodowacenia Wisły. Dzięki temu zweryfikowano opisy archiwalnych otworów wiertniczych lub opisy punktów dokumentacyjnych i wykreślono na mapie osady rzeczne tarasów nadzalewowych 10,0–15,0 m n.p. rzeki. Osadom piaszczystym, którym w tym poziomie tarasowym nie można było jednoznacznie przypisać genezy rzecznej, przypisano genezę wodnolodowcową.

Piaski pyłowate i gliny peryglacjalne wykreślono na mapie w miejscach wystąpienia glin piaszczystych barwy ciemnożółtej lub jasnobrązowej. Osady te makroskopowo wykazują podobieństwo do glin zwałowych, ale różnią się od nich spoistością, w stanie suchym łatwo rozpadają się na frakcję pyłową i piaskową i nie tworzą struktur gruzelkowych.

Na stanowisku archeologicznym przy al. Hallera gliny peryglacjalne stwierdzono w niewielkim zagłębieniu po lodzie gruntowym. W innych odsłonięciach na obszarze arkusza Wrocław były widoczne struktury związane z płynięciem materiału po powierzchni pęczniejącego lodu. W głębszych partiach profili obserwowano iniekcje upłynionych osadów, które przebijały się przez warstwy zamrożone. W strukturach spływów soliflukcyjnych sporadycznie widoczne były porozrywane poziomy mineralno-próchniczne. Wiek osadów peryglacjalnych na stanowisku przy al. Hallera wynosi około 30 tys. lat (Skrzypek i in., 2011).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–7,0 m n.p. rzeki występują na obszarze doliny Odry i jej dopływów, ale najlepiej rozpoznane zostały na obszarze Starego Miasta we Wrocławiu. Ich miąższość w rejonie Starego Miasta wynosi około 8 m, a w dolinie Odry – do 15 m. W licznych wykopach pod fundamenty odsłaniały się żółte piaski z domieszką frakcji żwirowej. Najczęściej można było obserwować trójdzieloną serię osadów tych tarasów. W dolnej części profili, około 1,0–1,5 m od poziomu tzw. pierwotnego humusu (poziom próchniczno-mineralny bez domieszek antropogenicznych), występują piaski warstwowane horyzontalnie. Powyżej leży warstwa piasków o miąższości 0,5–1,0 m, w których czasami widoczne są kliny mrozowe lub struktury powstałe w rezultacie niestatecznego warstwowania. Ponad piaskami znajduje się warstwa piasków zeolizowanych o miąższości 0,5 m (Chmal i in., 1993; Badura, 2010). Wiek utworów tarasów nadzalewowych 5,0–7,0 m n.p. rzeki waha się w granicach 25–23 tys. lat (www.carbon14.pl).

Lessy stwierdzono w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Ich miąższość wynosi od 0,8 do nieco ponad 2 m. Miejscami grubość pokrywy lessowej może nie przekraczać 0,5 m. Na dawnych, niemieckich mapach geologicznych lessy były zaznaczone prawie na całej powierzchni analizowanego obszaru za wyjątkiem doliny Odry (Assmann i in., 1912a; Barsch i in., 1912; Tietze, Behr, 1932). Różnica w obrazie geologicznym na mapach dawnych i współczesnych może wynikać z faktu, że kilkudziesięciocentymetrowej miąższości lessy były pomijane w opisach profili współczesnych otworów wiertniczych.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki wykształcone są jako piaski różnoziarniste, horyzontalnie warstwowane, zawierające często znaczną domieszkę frakcji żwirowej. Przeciętna miąższość tych utworów w dolinie Odry wynosi 8,0–11,0 m. W rejonie Siechnic i Groblic na cokołach utworzonych z glin zwałowych zlodowaceń południowo-polskich występują żwiry piaszczyste. W obrębie tego poziomu tarasowego zachowały się dawne przepływy rzek roztokowych. Tworzą one charakterystyczny wzór długich, równoległych dolin, z przeplatającymi się gdzieniegdzie korytami. Na granicy z holoceniową doliną Odry tarasy te były podcinane przez szerokopromienne meandry, a w czasie ekstremalnie wysokich stanów powodziowych (1903 i 1997 r.) częściowo zalane.

Piaski eoliczne w wydmach występują przede wszystkim na ostańcu tarasów 3,0–4,0 m n.p. rzeki, zachowanym w środku holoceniowej doliny Odry, w rejonie Kotowic, gdzie stwierdzono około 3 km długości wydmy, której wysokość sięga 14 m. Kształt tej wydmy został zmieniony w wyniku bocznego podcinania tarasów przez meandrującą Odrę. Mniejsze wydmy występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza.

Wydma w Kotowicach zbudowana jest z jasnoszarożółtych piasków drobnoziarnistych, sporadycznie piasków o ziarnach większej średnicy. Są to piaski kwarcowe z niewielką domieszką skaleni. Wydmy w dolinie Odry powstały w schyłkowej części plejstocenu, według Szczypka (1997) ostatecznie zostały uformowane w starszym dryasie.

b. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki są wykształcone jako piaski średnioziarniste, jasnożółte, z domieszką żwirów o średnicy do 3 cm. W spągu osadów piaszczystych z reguły występuje bruk korytowy i kilkunastocentymetrowej miąższości warstwa grubych żwirów zabarwionych niekiedy na czerwono związkami żelaza. Osady tarasów holocenijskich różnią się od osadów starszych, plejstocenijskich tarasów rzecznych wyłącznie obecnością fosylnych pni dębów, rzadziej sosen lub wiązów. Największe nagromadzenia kopalnych pni obserwuje się po zewnętrznej stronie meandrów w dolinie Odry. Wyniki badań wieku pni metodą radiowęglową wskazują dość duży przedział wiekowy datowanych próbek – od 8 ka BP do wczesnego średniowiecza (tab. 1; Szykulska-Krapiec, 2012).

Mułki z domieszką piasków (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki reprezentują osady powodziowe powstałe głównie po wczesnośredniowiecznej deforestacji przedgórze Sudeckiego. Wzmocniony spływ powierzchniowy dostarczał do Odry dużą ilość zawiesiny pochodzącej z rozmywania lessów, która wraz z piaskami była deponowana na tarasach podczas opadania fali powodziowej, tworząc tym samym pokrywy madowe. Na obszarze doliny Odry miąższość mad jest zmienna od 0,5 do 1,5 m. Barwa mad jest zazwyczaj brązowa, niekiedy zmienia się od jasnobrązowej (przy dużym udziale frakcji piaskowej) do niemal niebieskiej (przy niewielkim udziale frakcji piaskowej i wysokim poziomie wód gruntowych).

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–1,0 m n.p. rzeki tworzą najniższy poziom tarasowy na obszarze arkusza. Powstał on w wyniku prac regulacyjnych przeprowadzonych w dolinie Odry po powodzi z 1736 r. W latach 1792–1794 uregulowano bieg rzeki i wzmocniono jej nabrzeża (Born, 1948). Późniejsze inwestycje hydrotechniczne doprowadziły do wybudowania wałów przeciwpowodziowych. W okresach wezbrań obszar międzywała ulegał erozji, po czym zasypywany był różnoziarnistymi piaskami rzecznyymi o żółtym zabarwieniu. Powyżej Wrocławia osady tych tarasów występują między Czernicą i Łanami, a na obszarze miasta – głównie w rejonie dzielnicy Sępolno.

Namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych powstały w wyniku zasypywania w czasie powodzi lub wypełniania osadami mineralnymi

ZESTAWIENIE WYNIKÓW DATOWAŃ RADIOWĘGLOWYCH PRÓBEK DREWNA

Opis próbki	Datowanie konwencjonalne [BP]	Numer laboratoryjny
Wrocław, pr. W_POG1z, <i>Quercus</i> sp.	8590 ±50	MKL-1291
Tresna 1, 118 m n.p.m. (N 51°05'26.81", E 17°08'24.71"), <i>Quercus</i> sp.	7840 ±50	MKL-1588
Tresna 2, 118 m n.p.m. N 51°05'26.81", E 17°08'24.71"), <i>Quercus</i> sp.	7750 ±40	MKL-1589
Tresna 3, 118 m n.p.m. (N 51°05'27.58", E 17°08'24.95"), <i>Quercus</i> sp.	7860 ±50	MKL-1590
Brzezinka Średzka, pr. SBP18_s14-25, <i>Quercus</i> sp.	2230 ±30	MKL-1630
Brzezinka Średzka, pr. SBP15w15, <i>Quercus</i> sp.	1990 ±35	MKL-1631
Brzezinka Średzka, pr. SBP16w9, <i>Quercus</i> sp.	6990 ±70	MKL-1632
Brzeg Dolny, pr. BGD1_S82-100, <i>Quercus</i> sp.	4720 ±35	MKL-1633
Brzeg Dolny, pr. BGD5z, <i>Quercus</i> sp.	5290 ±35	MKL-1634
Brzeg Dolny, pr. BGD5z, <i>Quercus</i> sp.	5080 ±60	MKL-1635
Wrocław, ul. Zakładowa, pr. WR_Z1w10, <i>Quercus</i> sp.	2420 ±35	MKL-1636
Wrocław, ul. Zakładowa, pr. WR_Z2w20, <i>Quercus</i> sp.	3290 ±35	MKL-1637
Wrocław, ul. Zakładowa, pr. WR_Z3w20, <i>Quercus</i> sp.	1920 ±30	MKL-1638

i organicznymi dawnymi koryt rzecznych lub odciętych meandrów. Kanały wypełniają ciemne piaski z dużą zawartością substancji organicznej oraz ciemnoszare lub czarne mułki. Na obszarze miasta w osadach tych występują fragmenty ceramiki, wyrobów żelaznych lub skórzanych oraz szczątki drewna.

Namułki piaszczysto-humusowe powstały w miejscach dawnych cegielni położonych na zalewowych tarasach rzecznych lub w szerokich obniżeniach erozyjnych w dawnym meandrach. Przeważnie reprezentują je osady mineralno-organiczne barwy ciemnobrązowej do prawie czarnej.

Piaski i żwiry den dolinnych i stożków napływowych wypełniają dna dolin potoków oraz rzek. Są to zmiennej miąższości osady piaszczyste, miejscami z dużą domieszką frakcji pyłowej. Barwa osadu jest zmienna i zależna od wielkości przepływu wody w korycie. Przy małych przepływach osady są ciemne (od wysokiej zawartości humusu) i często zmienione przez

procesy glejowe. Przy większych przepływach osady są jaśniejsze i charakteryzują się mniejszą zawartością substancji organicznej. W części stropowej zawsze zawierają domieszkę materiału pochodzenia antropogenicznego, głównie fragmenty ceramiki budowlanej.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

W podłożu podkenozoicznym na obszarze arkusza Wrocław znajduje się granica między blokiem przedsudeckim, a monokliną przedsudecką. Granica ta utożsamiana jest z przebiegiem strefy dyslokacyjnej środkowej Odry, która w tym rejonie ma orientację od NW–SE do NNW–SSE (Cwojdziański, Żelaźniewicz, 1995). Skały bloku przedsudeckiego obejmują jedynie niewielki fragment południowo-zachodniego naroża obszaru arkusza.

Kompleks skał budujących blok przedsudecki Cwojdziański i Żelaźniewicz (1995) nazwali metamorfikiem odrzańskim. Buduje go zmienny litologicznie kompleks skał zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej, reprezentowany przez łupki łyszczykowe, paragnejsy z przewarstwieniami marmurów, kwarcytów, leptynitów i amfibolitów. Kompleks ten przecinają drobne intruzje granodiorytów. Pozycja tektoniczna skał metamorficznych nie jest jednoznacznie określona. Mogą one stanowić przedłużenie kompleksu kamienieckiego, jak i odrębną jednostkę. Cymerman (2004) opisywany fragment bloku przedsudeckiego określa jako kompleks metamorficzny środkowej Odry. Według niego stanowi on okrywę metamorfiku kaczawskiego. Z kolei Żelaźniewicz i Aleksandrowski (2008) uważają, że w podłożu występuje zrzęb Odry, który ograniczony jest południowym i północnym uskokiem Odry, i stanowi odrębną jednostkę tektoniczną oddzielającą blok przedsudecki od bloku wielkopolskiego.

Monoklinę przedsudecką budują skały permu i triasu, które zapadają ku północnemu wschodowi pod kątem kilku stopni. Monoklina przedsudecka na opisywanym obszarze jest silnie zuskokowana. W strefie dyslokacyjnej środkowej Odry osady permu i starszego triasu są prawdopodobnie fleksuralnie wygięte.

W kenozoiku zaznaczył się niewielki ruch na uskoku środkowej Odry (Badura, 1999), który mógł odpowiadać za powstanie basenu wrocławskiego. Basen ten ma regularny, romboidalny kształt (Badura i in., 2004). Tektoniczne założenia basenu sugerować może również obecność pokładu węgla brunatnego rozerwanego na kilka ławic w miejscu, gdzie strop triasu osiąga największą głębokość (otw. 53).

Prowadzone w ostatnich latach badania geodezyjne w rejonie basenu wrocławskiego wykazują różnice w pomiarach wysokości bezwzględnej punktów reperowych, ale nie pozwalają na razie na

jednoznaczne wyjaśnienie genezy zaobserwowanych niewielkich przemieszczeń (Grzempowski, Cacoń, 2003, 2005; Grzempowski i in., 2009, 2012).

Szkic odkryty (tabl. II) opracowano na podstawie profili głębokich otworów wiertniczych oraz wyników sondowań elektrooporowych. W obrazie powierzchni podczwartorzędowej występują różnice między obszarem południowo-zachodnim i zachodnim a centralnym i północno-wschodnim. Pierwszy z nich charakteryzuje się dużą deniwelacją stropu neogenu. Na obszarze centralnym i północno-wschodnim, czyli w basenie wrocławskim, deniwelacja rzadko przekracza 20 m. Takie zróżnicowanie może częściowo wynikać z nierównomiernego rozpoznania podłoża utworów czwartorzędowych – w zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza wykonanych zostało więcej otworów przewiercających utwory czwartorzędowe.

Przez środek terenu badań przebiega wąski grzbiet o niecharakterystycznej orientacji południkowej, którego zarys wskazuje, że jest to forma związana z glacitektonicznym wyciśnięciem osadów plastycznych. Jednak profil otworu 53 (obecność kilkudziesięciocentymetrowej miąższości poziomów węgla brunatnego, mułków oraz piasków z węglem brunatnym) wskazuje, że w jego rejonie miała miejsce zwiększona subsydencja.

Zachodnia i południowo-zachodnia część obszaru arkusza charakteryzują się skomplikowanym reliefem podłoża czwartorzędu, co jest wynikiem spiętrzenia osadów neogeńskich na podniesionym skrzydle bloku przedsudeckiego. Zróżnicowana powierzchnia stropu utworów neogenu nie została uformowana w wyniku procesów denudacyjnych, a zaburzeń glacitektonicznych.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W proterozoiku i w starszej części paleozoiku zbudowany z mułków, piasków i law wulkanicznych protolit uległ procesom metamorficznym. Powstały gnejsy i granitognejsy miejscami zawierające wkładki amfibolitów. W strefach płytszego metamorfizmu utworzyły się łupki i fyllity (tab. 2).

W karbonie dolnym osady fliszowe zostały przełałdowane i miejscami doszło do powstania hornfelsów. W permie dolnym–środkowym, w warunkach terygenicznym, na brzegach rozległego basenu permskiego oraz w rowach tektonicznych, akumulowane były utwory czerwonego spągowca – zlepieńce i piaskowce z wkładkami mułowców. W cechszynie na badany obszar wkroczyło płytkie morze. W czterech cyklotemach akumulowane były osady węglanowe. Liczne wahania poziomu morza spowodowały, że poszczególne cyklotemy nie wykształciły się w pełni na tym obszarze (tab. 2).

W triasie dolnym oraz środkowym na podniesionym łądzie akumulowane były głównie piaskowce, zlepieńce i iłowce. W recie transgresja morska przyczyniła się do powstania osadów

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne				
System	Oddział	Piętro	Podpiętro						
C z z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			<p>Piaski i żwiry den dolinnych i stożków napływowych — ${}^f_{pz}Q_h$</p> <p>Namuły piaszczysto-humusowe — ${}_{nph}Q_h$</p> <p>Namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}_nQ_h$</p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–1,0 m n.p. rzeki — ${}^f_pQ_h^{(2)}$</p> <p>Mułki z domieszką piasków (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{ma}Q_h^{(1)}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz}Q_h^{(1)}$</p>	<p>Akumulacja osadów w dnach dolin i potoków, akumulacja stożków napływowych</p> <p>Akumulacja osadów mineralnych i organicznych w lokalnych zagłębieniach i w dnach dolin rzecznych</p> <p>Akumulacja osadów rzecznych facji powodziowej</p> <p>Erozja i akumulacja osadów rzecznych na równi zalewowej, powstanie tarasów zalewowych</p>				
		Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y			<p>Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e_pQ_{p^4}^{B(w)}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz}Q_{p^4}^{B(III)}$</p> <p>Lessy — ${}_lQ_{p^4}^B$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–7,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz}Q_{p^4}^{B(III)}$</p> <p>Piaski pyłowate i gliny peryglacialne — ${}^{pg}_{ppw}Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 10,0–15,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz}Q_{p^4}^{B(I)}$</p>	<p>Procesy eoliczne – powstanie wydym</p> <p>Erozja rzeczna i akumulacja osadów rzecznych, powstanie najniższego tarasu nadzalewowego</p> <p>Akumulacja eolicznych osadów pyłowych</p> <p>Erozja rzeczna i akumulacja osadów rzecznych, powstanie tarasu nadzalewowego</p> <p>Deformacje osadów w warunkach peryglacialnych</p> <p>Erozja rzeczna i akumulacja osadów rzecznych, powstanie najwyższego tarasu nadzalewowego</p>		
				Z l o d o w a c e n i a ś r ó d k o w o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e O d r y			<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz}Q_{p^3}$</p> <p>Mułki zastoiskowe — ${}^b_mQ_{p^3}$</p> <p>Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw}Q_{p^3}^O$</p> <p>Piaski i żwiry, lokalnie mułki, wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz}Q_{p^3}^O$</p>	<p>Akumulacja osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych na przedpolu lądolodu</p> <p>Akumulacja osadów lodowcowych</p> <p>Akumulacja osadów wodnolodowcowych na przedpolu lądolodu</p>
						Z l o d o w a c e n i a p o ł u d n i o w o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e S a n u 2		
								<p>Mułki zastoiskowe — ${}^b_mQ_{p^2}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz}Q_{p^2}$</p>	<p>Akumulacja osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych na przedpolu lądolodu</p>

N e o g e n	Miocen–pliocen	Miocen górny–pliocen		Piaski, żwiry i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka — $_{pz}M_3-P1$	Akumulacja osadów rzecznych
	M i o c e n	Miocen środkowy–górnym		Iły, mułki i piaski – formacja poznańska — $_{imp}M_{2-3}$	Akumulacja osadów w środowisku jeziornym i rzeczny
		Miocen dolny–środkowy		Piaski i mułki z węglem brunatnym — $_{pmbr}M_{1-2}$	Akumulacja osadów w środowisku rzeczny, jeziornym i bagienny
T r i a s	Trias górny	Kajper		Iłowce i mułowce z wkładkami gipsów, piaskowców i wapieni — $_{ic}T_k$	Akumulacja brakiczna
	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Wapienie, margle, dolomity i łupki ilaste — $_{w}T_w$	Akumulacja osadów morskich
		P s t r y p i a s k o w i e c		Pstry piaskowiec górny (ret)	Iłowce, dolomity, wapienie, margle i piaskowce — $_{ic}T_{p3}$
	Trias dolny			Pstry piaskowiec dolny + środkowy	Piaskowce, zlepieńce i iłowce — $_{pc}T_{p1+2}$
P e r m	Perm górny	Cechsztyń		Wapienie dolomityczne, dolomity, iłowce, piaskowce i anhydryty — $_{wdo}PZ$	Akumulacja osadów morskich w zbiorniku o zmieniającej się głębokości
	Perm dolny–środkowy	Czerwony spągowiec		Piaskowce, zlepieńce i mułowce — $_{pc}P_{cs}$	Akumulacja osadów w środowisku lądowym
Karbon	Karbon dolny			Zlepieńce, piaskowce i hornfelsy — $_{zc}C_1$	Akumulacja morska osadów fliszowych i ich przeładowanie
Proterozoik–dewon				Gnejsy, granitognejsy, łupki i fyllity — $_{g}Pt-D$	Procesy metamorfizmu regionalnego

węglanowych – dolomitów, wapieni i margli. Sedymentacja węglanowa kontynuowała się w warunkach pogłębiającego się morza w triasie środkowym, wapieniu muszlowym. Akumulowane były wówczas wapienie, dolomity, margle i łupki ilaste. Spłylenie morza, które nastąpiło w triasie górnym (kajprze), spowodowało akumulację iłowców i mułowców, a liczne wynurzenia obszaru sprzyjały krystalizacji gipsów i anhydrytów.

Od kajpru do początku miocenu miała miejsce luka sedymentacyjna. W miocenie dolnym rozpoczęła się akumulacja piasków i mułków oraz redeponowanego materiału zwietrzelinowego

starszego podłoża. Przez znaczną część miocenu dolnego i środkowego, w warunkach akumulacji lądowej, tworzyły się naprzemiennie osady piaszczyste i pyłowe, sporadycznie torfy. W miocenie środkowym rozwijał się środkowopolski pokład węgla brunatnego „Henryk”, który w granicach arkusza jest nieciągły i ma niewielką miąższość. Późniejsza sedymentacja mioceńska była spokojniejsza – w środowisku jeziornym z okresowymi przepływami rzecznyymi powstały głównie osady ilaste późnego miocenu środkowego i miocenu górnego. Powyżej tych utworów w późnym miocenie górnym i pliocenie tworzyły się osady rzeczne formacji gozdnickiej. Reprezentowane są one przez piaski, żwiry i gliny kaolinowe (tab. 2). Sedymentacja ta mogła mieć miejsce jeszcze w starszej części plejstocenu.

Przed czołem transgredującego lądolodu, prawdopodobnie zlodowacenia Sanu 2, osadzały się piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz mułki zastoiskowe. Na osady te wkroczył lądolód, powodując liczne zaburzenia glacitektoniczne. Wcześniej wyróżniono na arkuszu Wrocław dwa poziomy glin zwałowych, rozdzielone osadami zastoiskowymi lub wodnolodowcowymi, co interpretowano jako dwukrotny awans lądolodu zlodowaceń południowopolskich (Winnicka, 1987, 1988). Obecność struktur glacitektonicznych obserwowanych w większości odsłonięć w rejonie Wrocławia pozwala wnioskować, że dwudzielność glin zwałowych może być pozorna. Poszczególne pakiety glin zwałowych oddzielają osady, wzdłuż których nastąpiło odkłucie. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza w wyniku zaburzeń glacitektonicznych powstały wzniesienia moren czołowych spiętrzonych (tab. I).

W trakcie awansu lądolodu zlodowacenia Odry tworzyły się wodnolodowcowe piaski ze żwirami oraz mułki zastoiskowe. Na powierzchni tych osadów akumulowany był cienki poziom glin zwałowych. Kolejne pokrywy osadów wodnolodowcowych tworzyły się na przedpolu ustępującego lądolodu, gdzie prawdopodobnie rozwinęło się również rozległe zastoisko, w którym akumulowane były piaski sandru siedleckiego. Linia brzegowa zastoiska znajdująca się na wysokości około 135 m n.p.m. wyznacza podstawę, od której poziomu rozpoczęła się erozja wgłębna w pradolinie i poniżej której utwory glacialne zlodowacenia Odry uległy erozji. W związku z powyższym kwestią otwartą pozostaje, czy zachowane zostały klastyczne osady rzeczne deponowane na obszarze pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej. Niewykluczone, że piaski wodnolodowcowe zlodowacenia Odry, które występują na wysokości 125,0–135,0 m n.p.m., w rzeczywistości są utworami pradolinnymi. Na wysokości 123,0–125,0 m n.p.m. występuje strop osadów rzecznych najwyższych tarasów nadzalewowych. Należy zatem przyjąć, że od czasu utworzenia się pradoliny do powstania tych tarasów wcięcie w dolinie Odry zwiększyło głębokość o około 10 m. Po obu stronach doliny

Odry na tej wysokości występują spłaszczenia stokowe, które należy wiązać z położeniem tych tarasów rzecznych.

Wraz z kolejnym ochłodzeniem starsze osady zostały przekształcone w warunkach peryglacjalnych (tab. 2). W wyniku powtarzających się cykli zamarzania i rozmarzania osadów powstały utwory makroskopowo przypominające gliny zwałowe. W większych odsłonięciach widoczne są typowe dla stref zmarzlinowych struktury soliflukcyjne oraz struktury niestatecznego warstwowania.

Kolejny poziom tarasów powstał około 25–23 ka BP (Badura, 2010). Tarasy te położone są na wysokości 5,0–7,0 m n.p. rzeki, to jest około 5–8 m poniżej starszych tarasów. Wcinanie się rzeki należy wiązać z obniżaniem się poziomu światowego oceanu (Antoine i in., 2003).

W tym czasie miała miejsce główna faza akumulacji lessów. Pokrywy te tworzyły się zapewne już wcześniej – od początku zlodowacenia Wisły (z przerwami w okresach interstadialnych). Ich zasięg był prawdopodobnie także większy, ale w dolinie Odry zostały zerodowane. Większe płyty zachowały się na wysokości powyżej 130 m n.p.m.

Pod koniec zlodowacenia Wisły powstały najniższe tarasy nadzalewowe 3,0–4,0 m n.p. Odry. Na powierzchni tych tarasów przetrwały ślady koryt roztokowych oraz tworzyły się wydmy.

W holocenie diametralnie zmienił się charakter Odry. Rzeka zaczęła tworzyć wielopromienne zakola meandrowe, których promienie zmniejszały się w miarę ocieplania się klimatu. Rozwój rolnictwa na obszarach występowania lessów przyczynił się do niszczenia tych pokryw. Niesiony przez rzeki materiał pyłowo-piaszczysty był po wezbraniach deponowany na tarasach zalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki. Tak powstałe mady zniwelowały różnicę wysokości między tarasami nadzalewowymi i zalewowymi w dolinie Odry.

Prowadzone w ostatnich trzech stuleciach prace regulacyjne koryta Odry przyczyniły się do powstania na niektórych jej odcinkach tarasów wznoszących się maksymalnie do jednego metra. Tarasy te znajdują się w obrębie obszarów ograniczonych przez wały przeciwpowodziowe.

Odcięcie starych zakoli meandrowych przyczyniło się do ich zasypania w czasie powodzi lub stopniowego wypełnienia osadami mineralno-organicznymi. Podobny proces zachodził na obszarze licznych cegielni położonych w dolinie Odry.

IV. PODSUMOWANIE

Arkusze Wrocław SMGP reambulowany był przede wszystkim z powodu lawinowego przyrostu nowych danych geologicznych. Skokowo zwiększyła się liczba otworów wiertniczych wykonanych na obszarze arkusza. Niezwykle pomocne przy analizach geologicznych okazały się także ratunkowe

prace archeologiczne. Kolejnym powodem reambulacji było wykorzystanie kilkudziesięcioletniej bazy danych otworowych powstałej przy opracowywaniu Atlasu geologiczno-inżynierskiego (Goldsztein, red., 2009). Niestety zakres prac prowadzonych w ramach kodyfikacji danych otworowych do atlasu nie pozwalał na badania wieku i genezy utworów, zatem wiek oraz genezę analizowanych skał przyjęto w dużej mierze za poprzednim wydaniem SMGP arkusz Wrocław (Winnicka, 1987, 1988).

Reambulacja podyktowana była także tym, że poprzednie wydanie arkusza Wrocław SMGP sporządzone było na mapie topograficznej zawierającej deformacje układu odwzorowania kartograficznego oraz błędy w warstwie topograficznej, co uniemożliwiało pracę w środowisku GIS (geograficzne systemy informacyjne).

Autorzy reambulacji odtworzyli przepływy Odry w centrum Wrocławia na podstawie dostępnych źródeł kartograficznych i piśmiennych. Rozmieszczenie dawnych koryt Odry pozwoliło zrozumieć lokalizację podtopień lub przerwań wałów przeciwpowodziowych w czasie powodzi w 1903 i 1997 r. Zaskakujące okazało się stwierdzenie obecności tarasów 3,0–4,0 m n.p. rzeki powstałych pod koniec zlodowacenia Wisły. Tarasy te uznawano za tarasy holocenyckie (Winnicka, 1987, 1988). Dopiero analiza systemu rozcięć erozyjnych wykazała, że jest to system tarasowy związany z rzeką roztokową płynącą w zimnym klimacie. Ocieplenie klimatu spowodowało rozwój systemu rzeki meandrującej. Meandry najstarszego, wielkopromiennego systemu podcinały tarasy rzeki roztokowej (3,0–4,0 m n.p. rzeki), a późniejsza nadbudowa osadami powodziowymi – madami – częściowo zatarła pierwotne zróżnicowanie wysokości obu tarasów. Z obecnością najniższych tarasów powstałych podczas zlodowacenia Wisły związane są wydmy znajdujące się w rejonie Kotowic. Nie są to zatem wydmy holocenyckie, lecz prawdopodobnie dryasowe. Taki wiek przypisywany jest niemal wszystkim wydmom w dolinie Odry.

Odkrycie pod koniec lat 90. XX w. najwyższych tarasów (10,0–15,0 m n.p. rzeki) we Wrocławiu zapoczątkowało nowe spojrzenie na ewolucję doliny Odry od deglacjacji tego obszaru pod koniec zlodowacenia Odry (szóste stadium krzywej tlenowej) do schyłku zlodowacenia Wisły. Analiza regionalna wykazała, że po zlodowaceniu Odry rozpoczął się proces rozcinania nowej, postodrzańskiej powierzchni topograficznej. Można przyjąć, że w rejonie Wrocławia podstawa tej powierzchni znajdowała się na wysokości 135,0–140,0 m n.p.m. Formowała się wówczas pradolina wrocławsko-magdebursko-bremeńska, której wody powoli rozcinały tę powierzchnię. Pradolina ta funkcjonowała do czasu powstania, na północ od Wału Śląskiego, kolejnej pradoliny barucko-głogowskiej, która skaptowała Odrę, przeciągając ją w kierunku północnym. W środkowej części zlodowacenia Wisły (60–50 ka BP) poziom dna, wówczas już doliny Odry, obniżył się o ponad 10 m do wysokości

123,0–125,0 m n.p.m. W czasie poprzedzającym maksymalny rozwój czaszy lądolodu zlodowacenia Wisły poziom tego rozcięcia był niższy o kolejne prawie 20 m. W rezultacie w pasie dawnej pradoliny poniżej wysokości około 130 m n.p.m. osady glacialne zlodowacenia Odry nie występują.

Prace terenowe prowadzone na obszarze Wrocławia koncentrujące się na profilowaniu głębokich wykopów pod budynki pozwoliły na dokładniejsze wytyczenie zasięgu tarasów w mieście. W trakcie prowadzenia prac geologicznych stwierdzono pod osadami rzecznyymi występowanie struktur glacitektonicznych w obrębie glin zwałowych oraz piasków późnoneogeńskich. Wcześniej przypuszczano, że utwory neogeńskie występujące wysoko w niektórych rejonach miasta są wyciśnięte.

Obecny stan rozpoznania geologicznego nie pozwala na pełne odtworzenie zmian zachodzących w dolinie Odry. Dalsze prace powinny koncentrować się na dokumentowaniu kolejnych odsłonień w celu określenia genezy osadów piaszczystych w tej dolinie. Lakoniczność opisów prac archiwalnych nie pozwala na stwierdzenie, czy są to osady wodnolodowcowe czy rzeczne.

Wrocław, 2013 r.

LITERATURA

- Antoine P., Catt J., Lautridou J.-P., Sommé J., 2003 — The loess and coversands of northern France and southern England. *J. Quatern. Sc.*, 18: 309–318.
- Assmann P., Barsch O., Cramer R., Quitzow W., Soenderop F., Tietze O., 1912a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000 – Gr.-Nädlitz (Nadolice). Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Assmann P., Barsch O., Cramer R., Quitzow W., Soenderop F., Tietze O., 1912b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000 – Gr.-Nädlitz (Nadolice). Preuss. Geol. Landesanst., Berlin: 1–40
- Badura J., 1999 — The influence of Cainozoic tectonic movements on geomorphological development of the Niemcza–Strzelin Hills. *Quatern. Stud., Spec. Issue*: 219–225.
- Badura J., 2010 — Geomorfologiczne uwarunkowania lokalizacji lewobrzeżnego osadnictwa Wrocławia. W: Ulice średniowiecznego Wrocławia (J. Piekalski, K. Wachowski, red.). *Wratisl. Antiqua*, 11: 15–45.
- Badura J., Bartczak E., 2009 — Projekt prac geologicznych dla reambulacji arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000: Trzebnica (727), Leśnica (763), Wrocław (764). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB., Warszawa.
- Badura J., Jary Z., Smalley I., 2013 — Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: the lost Big River. *Quatern. Internat.*, 296: 15–22.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięgi lądolodów plejstocenijskich i deglacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 9–28.
- Badura J., Przybylski B., 1999 — Przykłady młodej aktywności tektonicznej na przedpolu Sudetów – zastosowanie rysunku zagęszczonych poziomicy. *Tech. Poszuk. Geol.*, 1: 38–45.

- Badura J., Przybylski B., 2000 — Atlas: Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu dolnośląskiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Badura J., Przybylski B., 2002 — Stadiał Warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 402: 5–26.
- Badura J., Przybylski B., 2004a — Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the Foreland of Sudetes Mountains, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74, 1: 43–61.
- Badura J., Przybylski B., 2004b — Recesja lądolodu zlodowacenia Warty w zachodniej części Wzgórz Dalkowskich. W: Mat. konf. Zlodowacenie Warty w Polsce (M. Harasimiuk, S. Terpiłowski, red.). Wydaw. UMCS, Lublin: 37–50.
- 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.
- Badura J., Wiśniewski A., 2008 — Osadnictwo paleolityczne we Wrocławiu w obrębie pradoliny wrocławsko-bremeńskiej (S.W. Alexandrowicz, red.). *Pr. Komis. Paleogeogr. Czwartorzędu PAU*, 6: 105–115.
- Barsch O., Tietze O., 1911 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000 – Kattern. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin: 1–26.
- Barsch O., Tietze O., Michael R., Schlunck F., Schneider O., Soenderop F., Tornau F., 1912 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Kattern, Lief. 179. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Behr J., 1929 — Die Entwicklung des Tertiärs und Diluviums im Grenzgebiet von Nieder – und Oberschlesien. *Sitz. Ber. Preuss. Geol. L. – A.*, 4: 153–158.
- Berger F., 1932 — Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. *Jahr.-Ber. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur*, 105.
- Born A., 1948 — Regulacja Odry i rozbudowa urządzeń technicznych. W: Monografia Odry (A. Grodka, M. Kielczewska-Zaleska, A. Zierhoffer, red.). Inst. Zach., Poznań: 419–453.
- Chmal H., Czerwińska I., Czerwiński J., Traczyk A., 1993 — Geologiczno-geomorfologiczna charakterystyka rejonu prac archeologicznych na pl. Dominikańskim (we Wrocławiu). *Silesia Antiqua*, 35: 382–400.
- Cwojdzński S., Żelaźniewicz A., 1995 — Podłoże krystaliczne Bloku Przedśudeckiego. W: Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wrocław, 21–24.11.1995 r.: 11–28.
- Cymerman Z., 2004 — Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedśudeckiego 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czerwonka J., 1984 — Badania litostratygraficzne osadów kenozoicznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wrocław, Trzebnica. Opracowanie specjalne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośl., Wrocław.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 1992 — Pleistocene Stratigraphy of the Central Part of Silesian Lowland, Southwestern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 40, 3: 203–233.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1988 — Mapy liniowych elementów tektonicznych w skali 1:200 000 dla arkuszy Nysa i Wrocław. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dyjur S., 1975 — Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedśudeckim. W: Mat. konf. 1. Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce (J. Liszkowski, J. Stochlak, red.). Ossolineum. Wrocław: 121–132.
- Dyjur S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, 64: 25–41.
- Dyjur S., Sadowska A., 1977 — Problem wieku i korelacji górnioceńskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. *Geol. Sudet.*, 12, 1: 121–136.

- Dyjur S., Sadowska A., 1986 — Próba korelacji wydzieleń stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, **34**, 7: 380–386.
- Frech F., 1904 — Geologischer Führer durch Oberschlesien und in die Breslauer Gegend. W: Die Nachmittags-Exkursion nach Trebnitz. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 56: 241–248.
- Frech F., 1915 — Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. *Zbl. Miner. Geol. Paleont.*, 14: 417–419.
- Gajewska I., 1971 — Wapień muszlowy w zachodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, **15**, 1: 77–86.
- Geschwendt F., 1934 — Siedlungsgeschichtliche Beobachtungen am Oder-Weidetal bei Groß-Breslau. *Altschlesien*, **4**, 1–3: 14–29.
- Goldsztejn J. (red.), 2009 — Baza danych geologiczno-inżynierskich wraz z opracowaniem atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji wrocławskiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Górecka T., Grodzicki A., Juroszek C., Kłapciński J., Lorenc S., Mierzejewski M., Parka Z., Sachanbiński M., Ślusarczyk S., Templin L., 1978 — Utwory skalne podłoża permu wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Pr. Nauk. Inst. Górn. Politech. Wrocł.*, 25.
- Grocholski A., 1975 — Badania utworów podkenozoicznych obszaru bloku przedsudeckiego dla oceny perspektyw występowania surowców mineralnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grocholski A., Drozdowski S., 1992 — Blok przedsudecki. Analiza stanu rozpoznania i kierunki dalszych badań geologicznych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Kapłon J., Rohm W., Przybylski B., 2012 — Geodynamics of south-eastern part of the Central European Subsidence Zone. *Acta Geodyn. Geomater.*, **9**, 3: 359–369.
- Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Przybylski B., 2009 — Recent vertical movements in the Wrocław section of the Middle Odra Fault Zone. *Acta Geodyn. Geomater.*, **6**, 3: 339–349.
- Grzempowski P., Cacoń S., 2003 — Analysis and interpretation of vertical ground movements in Wrocław. *Acta Montana IRSMAS CR, Ser. A*, **24**, 130: 1–9.
- Grzempowski P., Cacoń S., 2005 — The cause analysis of benchmark movements in the city of Wrocław. *Reports on Geod.*, **3**, 74: 271–281.
- Kiersnowski H., 1995 — Geneza i rozwój późnopaleozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. W: Przew. 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wrocław, 21–24.11.1995 r.: 19–35.
- Kłapciński J., 1959 — Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 4: 361–408.
- Kłapciński J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **5**: 77–135.
- Kłapciński J., 1993 — Litostratygrafia profili głębokich otworów wiertniczych Wrocławia i obszarów przyległych. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, 41: 1–97.
- Kłapciński J., Górecka T., Juroszek C., Lorenc S., Sachanbiński M., Grodzicki A., Mierzejewski M., Ślusarczyk S., Templin W., Parka S., 1975a — Litologia, petrografia, geochemia, minerały ciężkie, stratygrafia i tektonika podłoża podpermskiego wschodniej części monokliny przedsudeckiej. Arch. UWroc., Wrocław.
- Kłapciński J., Juroszek Cz., Sachanbiński M., 1975b — Nowe dane o geologii fundamentu krystalicznego przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **10**, 2: 7–49.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

- Krawczyk J., Borowiec A., Jędrusiak M., Kieńc D., Nowak A., Kuzynków H., 1996 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych i triasowych rejonu niecki wrocławskiej (II etap) z uwzględnieniem GZWP. Arch. Przeds. Geol. PROXIMA SA we Wrocławiu, Wrocław.
- Krzyszowski D., 1992 — Pleistocene stratigraphy near Trzebnica, Silesian Rampart, Southwestern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **40**, 3: 235–249.
- Krzyszowski D., 1993 — The Warthanian Siedlce Sandur (Zedlitzer sander) southwards the Trzebnica Hills, Silesian Lowland, Southwestern Poland: re-examination after fifty years. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **43**: 53–66.
- Leonhard R., 1901 — Die Entwicklung der Stromlage der Oder bei Breslau. W: Hafen-Anlagen zu Breslau: 1–122.
- Lorenc M.W., Chlebicki A., 1993 — Czarne dęby z Wrocławia. *Wszechświat*, **94**, 12: 309–310.
- Mżyk S., 1983 — Opracowanie badań geoelektrycznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. 1:50 000, ark. Wrocław. Arch. Przeds. Geol. PROXIMA SA we Wrocławiu, Wrocław.
- Piotrowski J.A., 1999 — Channelized subglacial drainage under soft-bedded ice sheets: evidence from small N-channels in Central European Lowland. *Geol. Quart.*, **43**, 2: 153–162.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Neogen. W: Budowa Geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik, Paleogen, Neogen. (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 71–133.
- Przybylski B., Badura J., Krąpiec M., 2004 — Budowa geologiczna doliny Odry między Oławą a Lubiążem. W: Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry. Państw. Inst. Geol., Wrocław, 18–19.11.2004: 9–24.
- Różycki M., 1968 — Budowa geologiczna okolic Wrocławia. W: Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku. **14**. *Biul. Inst. Geol.*, **214**, 181–218.
- Sadowska A., 1984 — Badania palinologiczne prób z otworów na arkuszu Wrocław i Trzebnica. Arch. Przeds. Geol. PROXIMA SA we Wrocławiu, Wrocław.
- Sawicki L., Cymerman Z., Jodłowski S., Karaczun K., Kiersnowski H., Kornaś I., Kornaś J., Kozera A., Maciejewski S., Milewicz J., Morawski T., Mroczkowska B., Siemiątkowski J., 1989 — Badania strefy dyslokacyjnej środkowej Odry między Wrocławiem a Opolem. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Skrzypek G., Wiśniewski A., Grierson P.F., 2011 — How cold was it for Neanderthals moving to Central Europe during warm phases of the last glaciation? *Quatern. Sci. Rev.*, **30**, 5–6: 481–487.
- Stachurska A., Sadowska A., Dyjor S., 1973 — Neogeńska flora z Sośnicy koło Wrocławia w świetle badań geologicznych i palinologicznych. *Acta. Palaeobot.*, **14**, 3: 147–176.
- Szczepankiewicz S., 1959 — Dolina Odry między Wrocławiem a Brzegiem Dolnym. *Czas. Geogr.*, **30**, 1: 263–286.
- Szczepankiewicz S., 1968 — Neo-Pleistocene changes in a large river valley with the Odra as example. *Geogr. Pol.*, **14**: 23–34.
- Szczypek T., 1977 — Utwory i procesy eoliczne w zachodniej części Wyżyny Śląskiej. UŚl., Katowice.
- Szponar A., 1998 — Wybrane problemy czwartorzędu południowo-zachodniej Polski. *Acta Univ. Wratisl.*, **2083**. *Stud. Geogr.*, **71**: 1–92.
- Szponar A., Szponar M.A., 2008 — Geologia i paleogeografia Wrocławia. KGHM CUPRUM Centrum Badawczo-Rozwojowe we Wrocławiu.
- Szykułska-Krąpiec E., 2012 — Określenie wieku bezwzględnego subfosylnych prób drewna (13 próbek) metodą ¹⁴C. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Dolnośląski, Wrocław.
- Tietze O., 1909 — Über einen Os südlich Breslau. *Jb. Preuss. der Königl. Geol. Landesanst.*, **30**, 1: 134–144.

- Tietze O., 1912 – Über einen neuen Fundpunkt von Buntsandstein bei Breslau. *Jb. Preuss. der Königl. Geol. Landesanst.*, **32**, 2: 201–210.
- Tietze O., Behr J., 1932 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000 – Breslau (Nord), Lief. 281. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Tietze O., Behr J., Klingner F.E., Meister E., 1942 — Erläuterungen zu Blatt Breslau Nord und Deutch Lissa Nr. 2828 u. 2827 (neue Nr. 4868 und 4867). Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000 – Breslau Nord u. Deutch Lissa (Wrocław–Leśnica). Preuss. Geol. Landesanst., Berlin: 1–72.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–141.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1987 — Charakterystyka geologiczna podłoża permu obszaru przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 557–565.
- Winnicka G., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wrocław (764). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winnicka G., 1988 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wrocław (764). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wiśniewski A., 2006 — Środkowy paleolit w dolinie Odry. Wyd. UWroc., 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. *Quatern. Internat.*, 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.
- Wyżykowski J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystaliniku bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. *Prz. Geol.*, **9**, 4: 182–186.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. *Prz. Geol.*, **56**, 10: 904–911.
- Żuk U., 2000 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Wrocław (764). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

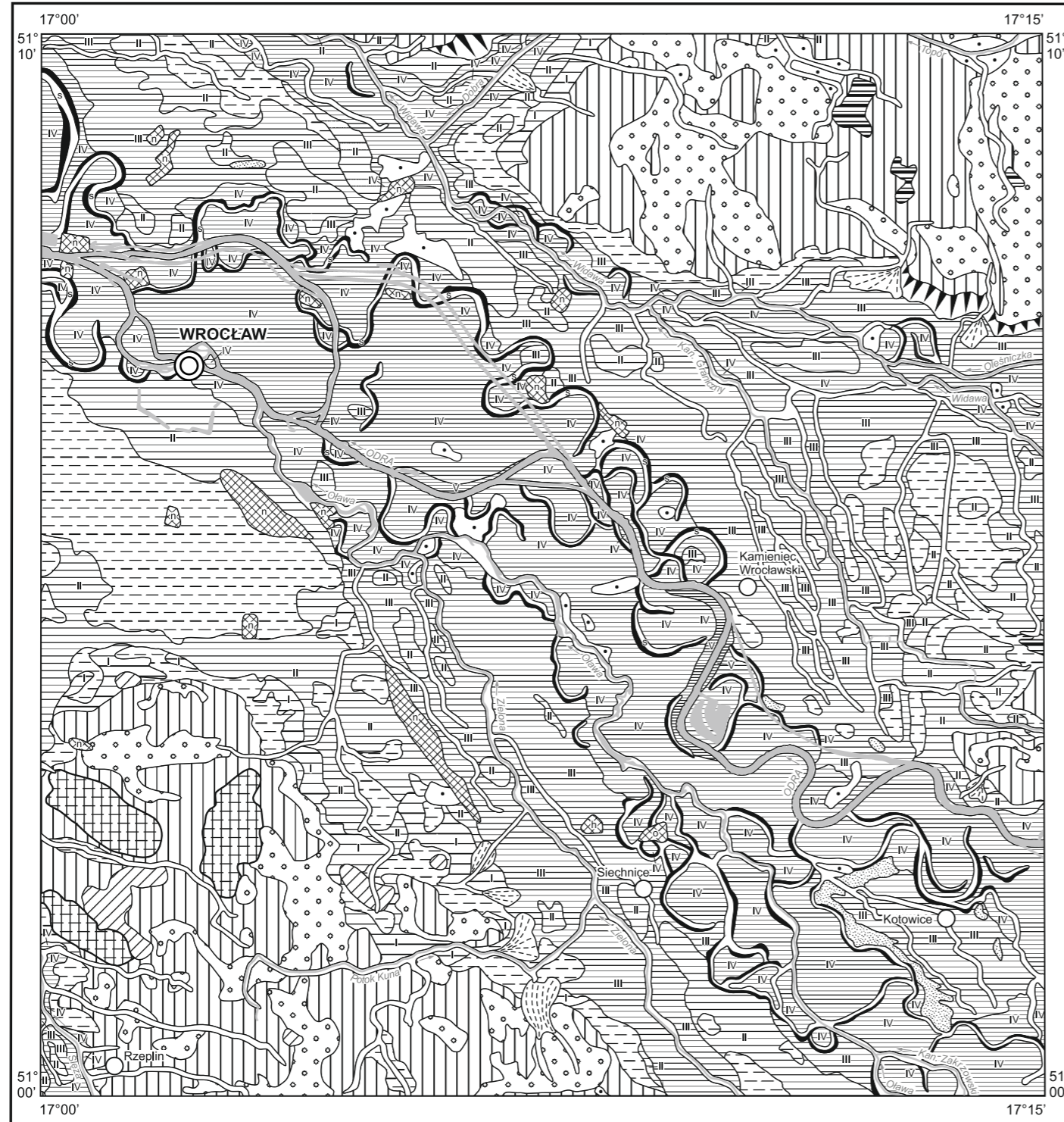
Strony internetowe:

www.carbon14.pl (dostęp: 28.10.2021 r.)

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wrocław (764)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

Wysoczyzna morenowa płaska

Formy wodnolodowcowe

Równiny wodnolodowcowe w ogólności

Obszary zastoiskowe

Formy eoliczne

Wydmy

Pokrywy lessowe

Formy rzeczne

Dna dolin rzecznych

Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych:

0,5–1,5 m n.p. rzeki

1,5–3,0 m n.p. rzeki

3,0–4,0 m n.p. rzeki

5,0–7,0 m n.p. rzeki

10,0–15,0 m n.p. rzeki

Starorzecza:

a. świeże

b. suche

Formy denudacyjne

Równiny denudacyjne

Wzgórza morenowe przekształcone

Stożki napływowe

Długie stoki

Drobnie zagłębienia o różnej genezie

Formy antropogeniczne

Nasypy (n), hałdy (h), osadniki (o)

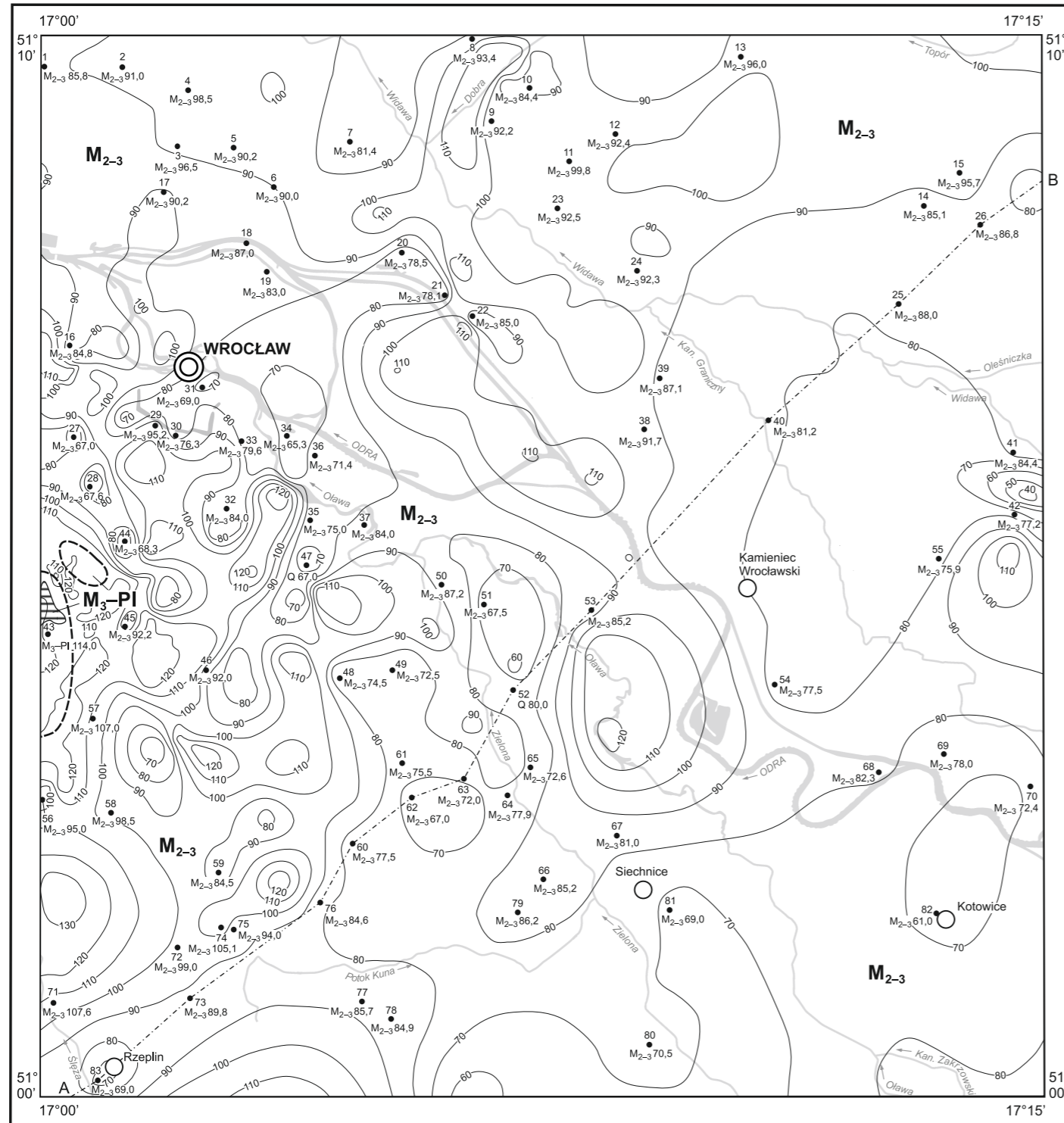
Opracowali: J. BADURA, D. CISZEK



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wrocław (764)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | | |
|--------|----------------|-------------------------|--|-----------------------|
| NEOGEN | MIOCEN-PLIOCEN | M₃-PI | Piaski, żwiry i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka | MIOCEN GÓRNY-PLIOCEN |
| | MIOCEN | M₂₋₃ | Iły, mułki i piaski, lokalnie węgiel brunatny – formacja poznańska | MIOCEN ŚRODKOWY-GÓRNY |
| | | | Wychodnie utworów starszych od czwartorzędzu: piasków, żwirów i glin kaolinowych – formacja gozdnicka | |
| | | | Granice wydzielen geologicznych | |
| | | | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. | |
| | | A-----B | Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej | |
| | | | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej przewiercające utwory czwartorzędowe (symbol oznacza wiek, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędzu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.) | |

Opracowali: D. CISZEK, J. BADURA

