



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

Zreambulowali: KONRAD GÓRKA, MARCIN PASTERNAK

Główni koordynatorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI, B. PRZYBYLSKI
Koordynatorzy regionu górnośląskiego — J. RUBINKIEWICZ, A. PIOTROWSKI

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Wolbrom (914)
(z 2 tab. i 3 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: Konrad GÓRKA¹, Marcin PASTERNAK², 2017 r.

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń
ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski
ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec

Redakcja merytoryczna: Małgorzata CIESIELSKA, Elżbieta GRUSZCZYŃSKA

ISBN 978-83-66752-13-9

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	11
III. Budowa geologiczna	14
A. Stratygrafia	14
1. Proterozoik	14
a. Neoproterozoik	14
Wend	14
2. Sylur	15
a. Wenlok + ludlow	15
3. Devon	15
a. Devon górny	15
4. Karbon	15
a. Karbon dolny	15
5. Perm	15
6. Trias	16
a. Trias dolny	16
Pstry piaskowiec	16
b. Trias środkowy	16
Wapień muszlowy	16
c. Trias górny	16
Kajper	16
7. Jura	16
a. Jura górna	17
Oksford	17
Oksford górny	17
8. Kreda	18
a. Kreda dolna	18
Alb	18
b. Kreda górna	19
Cenoman	19
Turon	20

Koniak	21
Koniak dolny	21
Santon	21
Santon górny	21
Kampan	22
Kampan dolny	22
Kampan dolny–górný	23
Kampan górny	24
Mastrycht	26
Mastrycht dolny	26
9. Paleogen–neogen	27
10. Paleogen–czwartorzęd	27
11. Czwartorzęd	28
a. Plejstocen	28
Plejstocen dolny	28
Złodowacenia południowopolskie	28
Złodowacenie Sanu 1	28
Złodowacenia północnopolskie	30
Złodowacenie Wisły	30
b. Czwartorzęd nierozdzielony	33
c. Holocen	35
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	37
C. Rozwój budowy geologicznej	40
IV. Podsumowanie	46
Literatura	47

SPIS TABLIC

Tablica I — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

Tablica II — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Reambulacja arkusza Wolbrom Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) została wykonana w Oddziale Górnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego na zlecenie Ministerstwa Środowiska i sfinansowana ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Prace kartograficzne przeprowadzono na podstawie projektu robót geologicznych dla opracowania arkusza Wolbrom SMGP (Wilanowski i in., 2013). Projekt został zatwierdzony przez ministra środowiska decyzją numer DGK-V-475-29/8635/15/JJ z 22.04.2015 r.

Arkusze Wolbrom SMGP – mapa wraz z tekstem objaśniającym – został opublikowany w 1968 r. (Bukowy, 1968a, b). Opracowanie to powstało na podstawie zdjęcia geologicznego sporządzonego przez Sujkowskiego (1926). W celu udokumentowania mapy wykonano kilka wkopów w osadach kredowych i pobrano próbki tych osadów do badań stratygraficznych (Popiel-Barczyk, 1962). Nie prowadzono tu innych robót geologicznych. Granice wychodni były więc zgeneralizowane, a na przekroju geologicznym nie rozdzielono osadów czwartorzędu.

Obszar arkusza zajmuje powierzchnię 329 km² i ograniczony jest współrzędnymi geograficznymi: 19°45'–20°00' długości geograficznej wschodniej i 50°20'–52°30' szerokości geograficznej północnej.

Teren będący przedmiotem opracowania sąsiaduje z obszarami arkuszy SMGP: Szczekociny (Kwapisz, 1982a, b), Wodzisław (Kwapisz, 1977, 1978), Miechów (Rutkowski, Mądry, 1994a, b, 1997), Słomniki (Boratyn, Brud, 2001, 2002), Skała (Płonczyński, 2000, 2007), Olkusz (Kurek, Preidl, 1992, 1993), Ogrodzieniec (Bednarek i in., 1978; Kaziuk i in., 1978) i Pradła (Bednarek i in., 1985a, b).

Administracyjnie obszar arkusza Wolbrom znajduje się głównie w obrębie województwa małopolskiego z powiatami: miechowskim (gmina miejsko-wiejska Miechów, gminy wiejskie: Charsznica, Kozłów, Gołcza i Książ Wielki) i olkuskim (gmina miejsko-wiejska Wolbrom i gmina wiejska

Trzyciąż). Północno-zachodnia część obszaru należy do województwa śląskiego z powiatem zawierciańskim (gminy wiejskie Pilica i Żarnowiec).

Obszar objęty arkuszem Wolbrom zamieszkuje około 35 tys. osób, a gęstość zaludnienia wynosi około 105 osób na 1 km². Głównym źródłem utrzymania ludności na tym terenie jest rolnictwo. Użytki rolne, które zajmują około 80% powierzchni obszaru, związane są z występowaniem bardzo urodzajnych gleb lessowych, a miejscowość Charsznica określana jest mianem „kapuścianej stolicy Polski”. Wśród pozostałych upraw są inne warzywa oraz zboża.

Użytki leśne zajmują zaledwie około 7% powierzchni obszaru arkusza. Znajdują się tu dwa zwarte kompleksy leśne. Pierwszy, w środkowo-zachodniej części, pomiędzy Porębą Dzierzną a Udorzem, stanowi fragment Parku Krajobrazowego Orlich Gniazd wraz z otulinami Parku Krajobrazowego Orlich Gniazd i Parku Krajobrazowego Stawki. Drugi znajduje się w północno-wschodniej części obszaru (okolice Podleśnej Woli, Uniejowa-Parceli i Przysieki) z ustanowionymi obszarami Natura 2000 – rezerwatami Kępa na Wyżynie Miechowskiej oraz Biała Góra. Lokalnie w pozostałych częściach obszaru arkusza, głównie w dolinach, nieliczne obszary leśne zajmują niewielkie powierzchnie, nieprzekraczające kilkudziesięciu hektarów. Są to lasy mieszane, w których dominują drzewa liściaste. Obok wymienionych obszarów chronionych należy wymienić przede wszystkim: Obszar Chronionego Krajobrazu Wyżyny Miechowskiej znajdujący się we wschodniej części omawianego terenu i dwa niewielkie obszary Natura 2000, tj. Uniejów Parcele i Chodów-Falniów (wschodnia i południowo-wschodnia część obszaru arkusza).

Jedynym ośrodkiem miejskim w granicach obszaru arkusza jest liczący niespełna 9 tys. mieszkańców Wolbrom. Zlokalizowanych jest tu kilka dużych zakładów przemysłu gumowego, metalowego, drzewnego i motoryzacyjnego. W ostatnich latach prężnie rozwijają się również lokalne zakłady handlu i przetwórstwa żywności.

Obszar arkusza pokryty jest stosunkowo gęstą siecią dróg lokalnych. Przez dokumentowany rejon przebiegają drogi wojewódzkie: 783 (Olkusz–Wolbrom–Miechów–Skalbmierz) i 794 (Kraków–Wolbrom–Koniecpol). Z Wolbromia do Tunelu biegnie linia kolejowa łącząca się z trasą Kraków–Warszawa. Ponadto z Wolbromia do Kozłowa przebiega Linia Hutnicza Szerokotorowa (LHS).

Prace oraz obserwacje terenowe w latach 2015–2017 wykonywali i dozorowali: M. Pasternak, M. Żaba, K. Górka i S. Wilanowski. W ramach robót geologicznych wykonano pięć otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych): WOL-1 (otw. 1) w Kleszczowej o głębokości 16,0 m, WOL-2 (otw. 4) w Udorzu o głębokości 20,0 m, WOL-3 (otw. 6) w Woli Libertowskiej o głębokości 27,5 m, WOL-4 (otw. 8) w Żarnowcu o głębokości 33,0 m i WOL-5 (otw. 14) w Marcinowicach o głębokości

21,7 m (tabl. I). Odwiercono również 135 sond mechanicznych typu WH o łącznej głębokości około 1000 m. Prace wiertnicze zostały wykonane przez przedsiębiorstwo Geofizyka Toruń SA.

W trakcie prac terenowych pobrano liczne próbki do badań laboratoryjnych. Oznaczenia mikrofauny i nanoplanktonu wykonano w Oddziale Karpackim PIG-PIB, a ich wykonawcami byli odpowiednio Szydło (2017) i Jugowiec-Nazarkiewicz (2017). Firma Lumidatis z Torunia oznaczyła wiek ośmiu próbek lessów metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL). Badania litologiczne i petrograficzne wykonane zostały na Uniwersytecie Śląskim w Sosnowcu, a ich autorami byli Pawełczyk (2016), Krzykowski, Szopa (2016) i Zagórska (2016). Wzdłuż linii przekroju geologicznego wykonany został ciąg sondowań geoelektryczno-elektrooporowych, które posłużyły do wykonania przekroju geoelektryczno-geologicznego (Pacanowski, Czerniak, 2015).

W ramach prac własnych odwiercono około 1000 sond ręcznych o łącznym metrażu około 2280 m oraz wykonano liczne wkopy i szurfy. Dokonano obserwacji w większości odsłoneń naturalnych i sztucznych (piaskowni, glinianek i przede wszystkim kamieniołomów), których na terenie obszaru arkusza zarejestrowano kilkanaście. Na mapie geologicznej zaznaczono 57 wybranych punktów dokumentacyjnych (tab. 1). Jednym z najlepszych stanowisk do obserwacji osadów jury górnej, a przede wszystkim dolnej części profilu kredy górnej, jest kamieniołom w Wielkanocy. Jest to jedno z nielicznych stanowisk, gdzie można obserwować kompletny profil utworów od turonu górnego do santonu dolnego. Kamieniołomy w Rzeżuśni prezentują dość obszerne fragmenty profili utworów kampanu dolnego i górnego. Większość odsłoneń ma bardzo ograniczony zasięg pionowy lub też ich stan zachowania nie pozwala na dokonanie szczegółowych obserwacji, dlatego też w takich przypadkach autorzy posłużyli się opisami litostratygrafii z terenów sąsiednich.

Tabela 1

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu		Rodzaj punktu *	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	2	3	4	5	6	7
1	487S	sm	Kleszczowa	309,5	2,0	Przekrój geologiczny A–B
2	489S	sm	Kleszczowa	306,0	9,5	Przekrój geologiczny A–B
3	5092	sr	Wola Libertowska	300,0	3,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
4	4573	sm	Wola Libertowska	295,5	9,5	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów. Przekrój geologiczny A–B
5	4210	od	Łany Wielkie	297,5	7,5	Badania nanoplanktonu i mikrofauny w opokach

1	2	3	4	5	6	7
6	4460	od	Zabrodzie	306,5	12,5	Badania mikrofauny w opokach
7	5049	wk	Zabrodzie	292,0	2,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
8	510S	sm	Zabrodzie	308,0	5,5	Przekrój geologiczny A–B
9	5028	sr	Łany Średnie	318,5	2,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
10	5029	sr	Podleśna	317,7	2,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
11	4410	sr	Zabrodzie	289,5	3,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
12	4544	sm	Staszyn	293,2	11,5	Badania morfologii ziaren kwarcu
13	483S	sm	Koryczany	318,5	2,0	Przekrój geologiczny A–B
14	5144	sr	Kępie	294,0	3,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
15	481S	sm	Koryczany	312,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
16	4428	sr	Kępie	296,0	3,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
17	5146	sr	Kępie	296,6	2,3	Badania petrograficzne glin zwałowych
18	479S	sm	Koryczany	314,0	3,5	Przekrój geologiczny A–B
19	478S	sm	Koryczany	314,5	3,5	Przekrój geologiczny A–B
20	473S	sm	Marcinowice	287,0	2,0	Przekrój geologiczny A–B
21	5150	sr	Kleszczowa	313,0	2,3	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach pyłowatych
22	5149	sr	Kleszczowa	303,8	2,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
23	4332	szu	Udórz	315,0	2,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w lessach, badania wieku metodą OSL
24	4564	sm	Chlina	317,5	3,5	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
25	4677	szu	Chlina	346,0	2,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w lessach, badania wieku metodą OSL
26	4479	sr	Żarnowiec	296,3	3,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
27	4474	sr	Staszyn	307,3	3,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
28	4560	sm	Żarnowiec	293,8	7,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
29	4476	sr	Staszyn	296,3	3,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
30	4502	sm	Kępie	298,0	13,5	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach, petrograficzne glin zwałowych
31	4623	sr	Marcinkowice	320,0	3,1	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
32	5014	sr	Biała Góra	350,0	2,3	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
33	4181	sr	Biała Góra	400,0	3,0	Badania morfologii ziaren kwarcu
34	4246	od	Kolonia Książka	338,5	7,5	Badania mikrofauny w opokach

1	2	3	4	5	6	7
35	4330	sr	Przysieka	322,0	2,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
36	5253	od	Poręba Dzierżna	366,0	2,0	Analiza petrograficzna szlifu
37	4456	od	Uniejów-Parcela	339,0	15,0	Badania mikrofauny w opokach
38	4294	szu	Uniejów-Parcela	315,0	2,0	Badania wieku metodą OSL, badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów
39	5262	od	Wierzbie	336,0	2,0	Badania mikrofauny w opokach
40	4522	sm	Chelm	401,5	9,5	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
41	4205	sm	Wolbrom	420,0	13,5	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach glaukonitowych
42	4520	sm	Wolbrom	376,5	11,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
43	4555	sm	Wolbrom	392,5	9,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w lessach
44	4204	sm	Kamienna Góra	445,7	4,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
45	4519	sm	Wolbrom	376,0	9,5	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
46	4518	sm	Wolbrom	377,1	11,5	Badania morfologii ziaren kwarcu w piaskach
47	5319	sr	Wolbrom	376,5	2,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
48	4472	od	Wierchowisko	393,0	12,0	Badania mikrofauny w wapieniach marglistych
49	4516	sm	Wierchowisko	376,0	5,0	Badania petrograficzne glin zwałowych
50	4338	szu	Przybysławice	343,0	2,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w lessach, badania wieku metodą OSL
51	4206	sm	Suska-Parcele	371,6	7,5	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w piaskach
52	4525	sm	Suska-Parcele	375,0	7,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, zawartości węglanów w piaskach
53	4473	od	Dąbrówka	344,0	17,0	Badania mikrofauny w opokach
54	4471	od	Wielkanoc	362,0	41,0	Analiza petrograficzna szlifu
55	4292	szu	Rzeżusnia	304,7	2,0	Badania minerałów ciężkich, uziarnienia, morfologii ziaren kwarcu, zawartości węglanów w lessach, badania wieku metodą OSL
56	4756	szu	Falniów-Wysiółek	324,3	2,0	Badania minerałów ciężkich, zawartości węglanów w lessach, badania wieku metodą OSL
57	4470	od	Rzeżusnia	316,0	28,0	Badania mikrofauny w opokach, analiza petrograficzna szlifu

* sm – sonda mechaniczna, sr – sonda ręczna, od – odsłonięcie naturalne, wk – wkop, szu – szurf

W reambulacji arkusza Wolbrom, w stosunku do jego pierwszej wersji, wprowadzono bardzo istotne zmiany będące wynikiem analizy nowego materiału dokumentacyjnego i efektem reinterpretacji genezy osadów, głównie czwartorzędowych. Wprowadzono nowe wydzielenia geologiczne i zreinterpretowano znacznie granice wychodni. Od nowa opracowano przekrój geologiczny, profile syntetyczne oraz szkice: geologiczny odkryty i geomorfologiczny.

Arkusz Wolbrom SMGP wchodzi w skład arkusza Kraków Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000 (Różycki, Doktorowicz-Hrebnicki, 1949; Doktorowicz-Hrebnicki, 1955) i arkusza Kraków Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Kaziuk, 1980; Kaziuk, Lewandowski, 1980a, b).

Literatura dotycząca budowy geologicznej obszaru arkusza jest stosunkowo uboga. Dotyczy ona głównie całej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (osady jurajskie i paleozoiczne) lub Niecki Nidziańskiej (osady kredowe). W ostatnich latach odnotowano wyraźny wzrost liczby publikacji dotyczących zwłaszcza biostratygrafii osadów kredowych czy opracowań osadów czwartorzędowych.

Pierwsze prace dotyczące dokumentowanego terenu pojawiły się już w okresie przed- i międzywojennym. Lencewicz (1911) opisywał utwory lodowcowe z okolic Miechowa, a Sujkowski poświęcił swoją uwagę utworom mezozoiku (1925, 1926, 1929, 1930, 1934) i czwartorzędu (1928). Poza opracowaniami wynikowymi dotyczącymi otworów badawczych (Bukowy, 1964b – otw. Łobzów 1) oraz dokumentacjami wynikowymi z ich wiercenia (Baran, 1969a, b) w zasadzie brak jest opracowań dotyczących utworów podłoża starszych od górn jurajskich. Można tu wymienić jedynie opracowania regionalne dotyczące znacznie większego obszaru: Bukowego (1964a), Bukowego i Jachowicza (1964), Siedleckiej (1964) oraz Jurkiewicza (1975).

Utwory jurajskie opisywane były przez Różyckiego (1953), Burzewskiego (1969) oraz w ujęciu o charakterze regionalnym przez: Dżułyńskiego (1951), Bukowego (1957), Bukowego i Siewniaka (1963), Głazka i Wierzbowskiego (1972), Dańca i Deczkowskiego (1978), Heliasza (1990), Matyszkiewicza (1996, 1999) oraz Matyszkiewicza i innych (2001).

Utwory kredowe na dokumentowanym obszarze opisywali: Bukowy (1960), Rutkowski (1960, 1961, 1965, 1971), Krauss i Rutkowski (1962), Hakenberg i inni (1973), Marcinowski (1974) oraz Hakenberg (1978, 1986a, b).

Badania biostratygraficzne utworów kredy na badanym obszarze prowadzili: Paszewski (1927), Mączyńska (1958, 1968), Popiel-Barczyk (1962), Olszewska-Nejbert (2004, 2005), Olszewska-Nejbert i Świerczewska-Gładysz (2007, 2009, 2013), Jurkowska i Uchman (2013), Jurkowska (2014, 2016) oraz Jurkowska i inni (2015).

Utwory paleogenu opisali Głazek i Szynkiewicz (1980) oraz Rutkowski (1987), a miocen scharakteryzowali w swoich pracach: Krach (1947), Alexandrowicz (1958, 1962) i Radwański (1968).

Najistotniejszymi pracami dotyczącymi geologii czwartorzędu omawianego rejonu są zarówno prace Lewandowskiego (1982, 1987, 1993, 1994, 1996, 2009, 2011), Lewandowskiego i Kaziuk (1982), jak i wcześniejsze regionalne opracowania Różyckiego (1960, 1972), Gilewskiej i Klimka (1967), Lindnera (1967, 1988) oraz Gilewskiej (1972). Kilka prac poświęcono torfom z Wolbromia (Trela, 1928; Latałowa, 1976; Obidowicz, 1976) oraz martwicy wapiennej (Alexandrowicz, Domański, 1991; Alexandrowicz, 1998).

Zagadnieniami hydrogeologicznymi dokumentowanego obszaru zajmowali się Przesmycki (1929), Dynowska (1963), Goc (1964), Niedzielski (1967, 1971, 1972), Kotlicki (1971), Kleczkowski (1986) i Myszka, red. (1990).

Autorzy zajmujący się tektoniką regionalną i paleogeografią okolic Wolbromia to: Ruszczyńska (1958, 1961), Polichtówna (1962), Pokorny (1963), Bukowy (1964a, 1972, 1974, 1978, 1982, 1984), Bojkowski i Bukowy (1966), Ekiert (1971, 1978), Zapaśnik (1974), Jurkiewicz (1975), Harańczyk (1982a, b, 1994), Lewandowski i Kaziuk (1982), Hakenberg (1986a, b), Kowalczewski (1990), Lewandowski (1993), Buła (1994, 2000), Jura (2001) oraz S.W. Alexandrowicz i Z. Alexandrowicz (2003, 2004).

W celu lepszego udokumentowania obszaru badań wykorzystano wiele profili archiwalnych otworów wiertniczych z dokumentacji geologiczno-inżynierskich, hydrogeologicznych, surowcowych, geotechnicznych, a także z Banku HYDRO.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (Kondracki, 2011) zachodnia część obszaru arkusza należy do podprowincji Wyżyna Śląsko-Krakowska, a środkowa i wschodnia do podprowincji Wyżyna Małopolska. W obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na obszarze arkusza występuje makroregion Wyżyna Krakowsko-Częstochowska z mezoregionami Wyżyna Częstochowska i Wyżyna Olkuska. Wyżyna Małopolska reprezentowana jest przez makroregion Wyżyna Przedborska z mezoregionem Próg Lelowski i makroregion Niecka Nidziańska z mezoregionem Wyżyna Miechowska.

Morfologia obszaru arkusza jest urozmaicona – wysokości terenu mieszczą się w zakresie 260,8–493,2 m n.p.m. Najwyższe wzniesienia znajdują się w południowej oraz południowo-zachodniej części obszaru arkusza (Kamienna Góra – 493,2 m n.p.m.). W części północno-wschodniej powierzchnia obszaru wznosi się na wysokość do 415,4 m n.p.m. (Biała Góra). Najniżej położony punkt znajduje się w dolinie Szreniawy, na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza, na wysokości 260,8 m n.p.m.

Na badanym terenie występują formy eoliczne, rzeczne, denudacyjne, utworzone przez roślinność, a także krasowe oraz antropogeniczne (tabl. II).

Formy eoliczne. Centralna część omawianego obszaru zdominowana jest przez pokrywy lessowe, które tworzą tu wyraźny garb o przebiegu północny zachód–południowy wschód. Od północy zaznaczają się wyraźnym progiem morfologicznym o wysokości kilkunastu metrów. Pokrywa lessowa jest na ogół ciągła, miejscami jej miąższość dochodzi do około 20 m i maleje w kierunku południowo-zachodnim, odsłaniając między Wolbromiem a Gołczą wzniesienia wyżyny pagórkowatej zdenudowanej utworzonej głównie w obrębie skał jurajskich. Na północ od progu lessy zastąpione są przez facje lessów piaszczystych i piasków pyłowatych. Nie tworzą tu one jednak ciągłej pokrywy, a ich miąższość dochodzi do kilku metrów (często jest to tylko kilkadziesiąt centymetrów). Pomędzy Kępiem i Żarnowcem występują równiny piasków przewianych z kilkoma słabo zaznaczającymi się w morfologii wydhami.

Formy rzeczne. Najmłodszym elementem rzeźby omawianego obszaru są współczesne dna dolin rzecznych Pilicy, Uniejówki, Szreniawy, Gołczanki i Białej Przemszy. W obrębie doliny Pilicy występują dwa tarasy akumulacyjne: taras I 6,0–10,0 m n.p. rzeki oraz taras II 2,0–5,0 m n.p. rzeki. Taras I można obserwować w dolinach rzecznych Żebrówki i Białej Przemszy. Taras II najlepiej zaznacza się w dolinie Pilicy, w okolicy Żarnowca oraz w górnym biegu Uniejówki. Cały obszar arkusza porozcinany jest licznymi dolinkami o zróżnicowanej morfologii. Sieć dolinek (dolinki w ogólności) jest najlepiej rozwinięta w centralnej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w obrębie garbu lessowego. Garb ten porozcinany jest gęstą siecią cieków okresowych i dolinek denudacyjnych, w których erozja zdominowana jest przez spłukiwanie i procesy soliflukcyjne, stąd dolinki są sukcesywnie wypełniane pyłowymi deluwiami. Znacznie rzadziej występują tu wąwozy typowe dla obszarów występowania lessów. W części dolinek rozwinęły się stromo nachylone krawędzie erozyjne. W części północnej dolinki występują znacznie rzadziej, są zdecydowanie płytsze i mają połogie krawędzie.

Formy denudacyjne. W południowo-zachodniej oraz zachodniej części omawianego terenu w obrębie utworów jury i kredy została ukształtowana wyżyna pagórkowata zdenudowana. W części południowo-zachodniej tworzą ją rozległe, kopulaste wzgórza rozciągające się na wysokościach od około 400 do około 480 m n.p.m., a ich partie szczytowe są najczęściej spłaszczone. Na północy wyżyna pagórkowata zdenudowana powstała w obrębie skał kredy górnej, które tworzą podłużne, płaskie wzniesienia, wydłużone na ogół z północnego zachodu na południowy wschód. Obszary tych wzniesień pocięte są licznymi dolinami, które mają często założenia tektoniczne lub są płytkimi rowami tektonicznymi (Bukowy, 1968a). Wyżyna wznosi się tu na wysokości około 300–350 m n.p.m.,

a tylko w rejonie Białej Góry przekracza 410 m n.p.m. Rozległe, obniżone obszary między dolinami Pilicy i Uniejówki, a także na północny wschód od doliny Uniejówki, tworzą r ó w n i n y d e n u d a c y j n e . Są to głównie obszary pokryte piaskami wodnolodowcowymi starszych zlodowaceń, które w wyniku soliflukcji, wpływów powierzchniowych i procesów peryglacialnych zostały usunięte z obszarów wyżynnych i wypełniły lokalne obniżenia. U wylotów dolinek oraz u podnóży stoków w części południowej i na progu lessowym (okolice Zamiechówki) widać ślady licznych niewielkich stożków napływowo-usypiskowych.

Na podstawie pracy Ruszczyńskiej (1961) Lindner (1967) wyróżnił w dorzeczu Uniejówki cztery poziomy gradacyjne: poziom Jeżówki (380–410 m n.p.m.), poziom Pstroszyc (355–370 m n.p.m.), poziom Dąbrowca (330–350 m n.p.m.) i poziom Zamiechówki (307–322 i 293–303 m n.p.m.). Wszystkie poziomy gradacyjne są wieku przedtortoiszko-przedplejstoczeńskiego. W morfologii tego obszaru wyraźnie zaznacza się Biała Góra (415,4 m n.p.m.), która zbudowana jest z geiz i wapieni piaszczystych znacznie odporniejszych na erozję od otaczających margli i opok. To wzniesienie wyraźnie dominuje pod względem wysokości nad pobliskim obszarem.

Formy krasowe. Wzdłuż zachodniej granicy obszaru arkusza, w jego środkowej części, a zwłaszcza na wschodnich zboczach doliny Udorki, występują ostańce skał jurajskich bardzo charakterystyczne dla Jury Krakowsko-Częstochowskiej. W skałach tych zachodziły intensywne procesy krasowe, których najczęstszym i najłatwiejszym do zaobserwowania przejawem są jaskinie krasowe. Są to niewielkie formy osiągające od kilku do kilkunastu metrów głębokości.

Formy utworzone przez roślinność. Jak wcześniej wspomniano, główne doliny na obszarze arkusza mają związek z rowami tektonicznymi. Najlepszymi tego przykładami są doliny Pilicy, Uniejówki, Przemszy i Żebrówki. Zarówno Żebrówka, jak i Pilica mają od zachodu przebieg równoleżnikowy, po czym gwałtownie skręcają w kierunku północnym. Działalność erozyjna rzek w dolinach jest niewielka. Doliny są tu szerokie (miejscami szerokość doliny Pilicy przekracza 1 km), płaskie, o minimalnym spadku, co bardzo sprzyja powstawaniu torfów i namulów. Rozległe torfowe zlokalizowane są w okolicach Żarnowca (w rejonie ujścia Uniejówki do Pilicy) i w Wolbromiu.

Formy antropogeniczne. Stosunkowo niewielki wpływ na rzeźbę terenu mają formy antropogeniczne. Wymienić tu należy przede wszystkim kanały, które odwadniają doliny Pilicy, Uniejówki, Żebrówki i Białej Przemszy, co prowadzi do zahamowania procesów torfotwórczych i do degradacji wierzchniej warstwy torfów. Lokalnie, w Wolbromiu i w jego okolicy, znaczenie mają również: Zalew Wolbromski o charakterze zbiornika rekreacyjnego w górnym biegu Centary, wysypisko odpadów komunalnych oraz rozległe nasypy. Mniejszy wpływ na ukształtowanie

powierzchni terenu mają liczne wkopy drogowe oraz w c i ę c i a d r ó g i k o l e i . W Wielkanocy i Rzeżuśni zlokalizowane są największe na omawianym obszarze k a m i e n i o ł o m y . Głównie w północnej części obszaru arkusza można obserwować pozostałości starych p i a s k o w n i i g l i n i a n e k .

Największy wpływ na morfologię powierzchni terenu na obszarze arkusza Wolbrom ma litologia utworów starszych od czwartorzędu i tektonika w ich obrębie. Niewielka miąższość osadów czwartorzędu oraz duża odporność skał jurajskich, a po części także kredowych, znajduje swoje odzwierciedlenie w ostro zarysowanych krawędziach morfologicznych, zwłaszcza w zachodniej i południowej części obszaru. Znacznie mniejszy, ale jednak widoczny wpływ na rzeźbę terenu miały procesy eoliczne, do których przede wszystkim należy zaliczyć akumulację lessów, a w mniejszym stopniu formowanie się równin piasków eolicznych.

Omawiany obszar w całości należy do dorzecza Wisły. Do głównych cieków odwadniających obszar arkusza należą: Pilica, Uniejówka, Żebrówka, Szreniawa, Gołczanka i Biała Przemsza. Doliny odwadniające południowo-zachodnią część omawianego obszaru często mają kształt linii łamanych o kątach ugięcia bliskich kątom prostemu, co świadczy o tym, że sieć rzeczna ewidentnie nawiązuje do blokowego charakteru podłoża. W południowej i środkowej części obszaru arkusza doliny są nieco węższe i często są względem siebie równoległe, co wynika z układu uskoków.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Na obszarze objętym arkuszem Wolbrom na powierzchni występują, oprócz dominujących osadów czwartorzędowych, utwory kredy górnej oraz jury górnej. W wykonanych wierceniach archiwalnych stwierdzono tu ponadto obecność utworów triasu górnego, środkowego i dolnego, permu, karbonu dolnego, dewonu górnego, syluru oraz wendu.

1. Proterozoik

a. Neoproterozoik

Wend

I ł o w c e i ł u p k i i l a s t e przewiercone zostały na głębokości ponad 1100 m w dwóch otworach: Wola Libertowska (otw. 5) i Uniejów 1 (otw. 26). Są to utwory o zielono-wiśniowych barwach.

2. Sylur

a. Wenlok + ludlow

Łupki ilaste i krzemionkowe przewiercone zostały w otworze 5 w Woli Libertowskiej. Wykształcone są jako ciemne łupki ilaste i krzemionkowe z graptolitami. We wspomnianym otworze mają miąższość 271,0 m.

3. Dewon

a. Dewon górny

Wapienie, miejscami wapienie zlepieńcowate udokumentowane zostały w otworze 5 w Woli Libertowskiej. Wśród wapieni pojawiają się dolomity i liczne przeławiczenia margli. Wapienie mają najczęściej szare barwy. Występuje w nich wiele skamieniałości ramienionogów, małży, trylobitów i konodontów fameńskich (Bukowy, 1968a). Utwory dewonu górnego osiągają miąższość 64,0 m.

4. Karbon

a. Karbon dolny

Zlepieńce, dolomity i wapienie występują w południowej części obszaru arkusza na głębokości ponad 300 m. Zostały nawiercone w Wolbromiu (otw. 33, 35) oraz w Szreniawie (otw. 37). Ich występowania nie udokumentowano w głębokich otworach w północnej i zachodniej części obszaru. Profil osadów karbonu rozpoczyna się od zlepieńców składających się z okruchów wapieni i dolomitów dewońskich z wkładkami wapieni, iłowców, mułowców i margli (Bukowy, 1964b). W otworze 37 brak jest tej części profilu, a osady karbonu tworzy tu seria czarnych dolomitów i wapieni cienkopłytowych o miąższości 469,0 m.

5. Perm

Zlepieńce, iłowce, wapienie i dolomity przewiercone zostały w otworach 5 i 37. W Woli Libertowskiej (otw. 5) wykształcone są jako wiśniowe iłowce z przeławiczeniami wapieni i dolomitów facji cechsztyńskiej. Osiągają tu miąższość 37,5 m. W otworze 37 w Szreniawie osady permskie osiągają miąższość zaledwie 10,3 m i przypominają wyglądem zlepieńce myślachowickie należące do facji czerwonego spągowca (Bukowy, 1968a).

6. Trias

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Dolomity, iłowce i margle pstręgo piaskowca występujące w otworze 37 mają miąższość 19,7 m. Składają się na nie szare dolomity z wkładkami iłowców i margli, przechodzące w dolomity jamiste. W ich spągu znajduje się 1-metrowa warstwa zlepieńców. W otworze 26 osady pstręgo piaskowca wykształcone są wyłącznie jako iłowce, których miąższość osiąga 64,0 m.

b. Trias środkowy

Wapień muszlowy

Wapienie z wkładkami margli i dolomity. Osady wapienia muszlowego stwierdzone zostały we wszystkich otworach, w których przewiercono utwory jury (otw. 5, 26, 33, 35, 37, 41). Reprezentują tu kompletny profil od warstw gogolińskich, przez górażdzańskie, karchowickie i terebratulowe, po warstwy diploporowe. Są to głównie wapienie krynoidowe, dolomityczne, jamiste i płytowe, w mniejszym stopniu margle. Lokalnie pojawiają się między nimi cienkie wkładki zlepieńców lub iłów. W otworze 26 osiągają 58,0 m miąższości, a w otworze 5 – 147,5 m.

c. Trias górny

Kajper

Iłowce i mułowce mają czerwone i wiśniowe barwy. Sporadycznie przeławicają je drobne wkładki zlepieńców. W otworze 5 mają 155,0 m miąższości, podczas gdy w kierunku wschodnim ich miąższość maleje do 34,0 m (otw. 26).

7. Jura

Utwory jurajskie na obszarze arkusza Wolbrom występują na powierzchni w części zachodniej i południowo-zachodniej. Wapienie osiągają tu kilkaset metrów miąższości, a ich zróżnicowanie facjalne jest bardzo duże. Określenie zarówno wzajemnych relacji facjalnych, jak i samego następstwa warstw nastęrcza dużych trudności ze względu na liczne deformacje tektoniczne, które zaburzyły ich ciągłość. Dodatkowo w środkowej, północnej i wschodniej części obszaru arkusza utwory jurajskie przykryte są bardzo miąższą serią osadów kredy górnej, co ogranicza możliwość ich obserwacji. Pod wapieniami skalistymi i płytowymi, które występują na powierzchni, pojawiają się bardzo zróżnicowane litologicznie facje. Dominują w nich wapienie skaliste, detrytyczne, margliste i piaszczyste. W większości są to osady oksfordu, a prawdopodobnie częściowo również jury środkowej. Na obszarze

badania nie potwierdzono występowania osadów jurajskich młodszych od oksfordu (Głazek, Wierzbowski, 1972). Miąższość osadów jury stwierdzona w otworach wynosi: 380,0 m (otw. 5), 546,0 m (otw. 26), 278,5 m (otw. 33), 283,0 m (otw. 35), 387,2 m (otw. 37) i 154,0 m (otw. 41).

a. Jura górna

Oksford

Oksford górny

Wapienie kredowate zostały nawiercone w otworze 1 w Kleszczowej na głębokości 6,0 m. Wapienie są jasnoszare, mikrytowe, nieuławiczone, wykształceniem niemal nie różnią się od wapieni skalistych, z tym że zawierają domieszki substancji marglistej, która brudzi ręce. Występuje w nich liczna fauna muszlowców, wśród której dominują małże, ramienionogi, koralowce oraz skorupki otwornic, a intraklasty często są inkrustowane chalcedonem (Krzykowski, Szopa, 2016). Ich pozycja stratygraficzna nie jest pewna. Według autorów sąsiedniego arkusza Ogrodzieniec wapienie kredowate występują w profilu oksfordu dwukrotnie, jako soczewki w wapieniach skalistych smoleńskich oraz między margłami pileckimi i wapieniami skalistymi górnymi, gdzie mogą zawierać soczewki pileckich wapieni skalistych (Kaziuk i in., 1978). Ich wiek, podobnie jak wymienionych wyżej utworów, to oksford górny. Wydaje się, że utwory tego typu występują tu znacznie głębiej, a w otworze 1 są częścią wyniesionego zrębu. Ich miąższość jest zmienna i maksymalnie może osiągać około 30 m.

Wapienie płytowe (wapienie wolbromskie) tworzą rozległe wzniesienia w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Eksploatowane były w kilku kamieniołomach pomiędzy Kamienną Górą a Wierzchowiskiem. Są to cienkoławicowe (ławice miąższości 10–15 cm), beżowe i kremowo-żółto-szare wapienie mikrytowe, często silnie margliste, oddzielające się kostkowo. Powszechnie występują w nich krzemienie. Przedzielają je cienkie, kilkucentymetrowe wkładki margli kremowo-biało-szarych. Pierwotnie osady te datowane były na kimeryd (Michalski, 1885; Siemiradzki, 1903). Również Bukowy (1968a) ze względu na obecność zlepieńców w spągu uznał je za transgresywne osady kimerydu. Jak jednak stwierdzili Głazek i Wierzbowski (1972), biorąc pod uwagę ciągle przejścia pomiędzy osadami oksfordu i brak luki stratygraficznej, utwory te należy w całości zaliczyć do oksfordu górnego. Taki pogląd podzielili również Bednarek i inni (1978). Wapienie wolbromskie reprezentują dużą zmienność facjalną ze względu na zmienny stopień marglistości i wzajemny stosunek wapieni do margli. W kamieniołomie w Wielkanocy zazębiają się z wapieniami skalistymi, które nie występują w południowej części analizowanego obszaru, a pojawiają się dopiero w okolicach Poręby Dzierżnej i Udorza. W okolicy Lgoty Wielkiej i Kamienicy chowają się pod miąższe osady kredy górnej, a tam, gdzie brak osadów kredy, często przykryte są lessami.

Ze względu na szerokie rozprzestrzenienie lateralne wapieni płytowych (na wysokości około 350–490 m n.p.m.), liczne deformacje tektoniczne na obszarze ich występowania i zazębienie się wielu facji, określenie ich miąższości jest utrudnione. Przyjęto, że miąższość całego kompleksu może dochodzić do około 140 m.

Wychodnie wapieni skalistych można obserwować wzdłuż doliny Udorki, gdzie tworzą one charakterystyczne dla Jury Krakowsko-Częstochowskiej ostańce, w kamieniołomach w Porębie Dzierżnej i w Wielkanocy (punkt dok. 54) na południu dokumentowanego obszaru. Wapienie mają jasnoszarą barwę, są twarde, zbite, najczęściej mikrytowe. Powszechnie wśród nich są krzemienie i fragmenty skorup (głównie małży i ramienionogów), w których można zaobserwować wtórną kalcytyzację. Megaławice wapieni oddzielone są cienkimi wkładkami szarych margli. Górnooksfordzkie wapienie skaliste to budowle mikrobolitowe i mikrobolitowo-gąbkowe z przestrzeniami międzyskieletowymi wypełnionymi allomikrytem i redeponowanymi fragmentami węglanowymi. W kamieniołomie w Wielkanocy widoczne jest ich zazębienie się z facją wapieni płytowych, a w otworze 1 pojawiają się w obrębie (być może ponad stropem) wapieni kredowatych. Strop wapieni skalistych ma charakter erozyjny, a w zależności od strefy przykryty jest piaskami albu lub cenomanu albo wapieniami piaszczystymi turonu. W zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru bezpośrednio na nich leżą lessy. W Porębie Dzierżnej i w Wielkanocy widoczne są uskoki przecinające wapienie skaliste. W Porębie Dzierżnej przy uskoku oraz w dolinie Udorki w wapieniach skalistych powstały jaskinie wypełnione najstarszymi osadami kenozoiku. Wydaje się, że wapienie skaliste występujące w dolinie Udorki, jak również nawiercone w otworze 1, są odpowiednikiem wyznaczonych na obszarze arkusza Ogródzieniec wapieni skalistych górnych, które są tam najmłodszymi utworami oksfordu górnego (Kaziuk i in., 1978). Z całą pewnością są najmłodszymi osadami jury na omawianym obszarze, ponieważ leżą ponad wapieniami kredowatymi, a przykryte są jedynie utworami kredy lub czwartorzędu. Dyskusyjna jest ich pozycja w profilu w kamieniołomie w Wielkanocy, gdzie zazębiają się z wapieniami płytowymi. Być może w tym fragmencie tworzą tylko stosunkowo niewielką biohermę w obrębie wapieni płytowych. Miąższość wapieni skalistych jest bardzo zmienna, w zachodniej części terenu, gdzie dominują nad facją wapieni kredowatych i zastępują wapienie płytowe, może dochodzić do około 100 m.

8. Kreda

a. Kreda dolna

Alb

Najstarszymi osadami kredowymi i jednocześnie jedynymi reprezentującymi kredę dolną są piaski i piaskowce. Występują na południe od Wolbromia, gdzie tworzą wyraźne, rozległe

wzniesienie. Ich profil można obserwować w wyrobiskach w miejscowości Kaliś, około 1 km na zachód od granic obszaru arkusza, a także przy ulicy Kamiennogórskiej w Wolbromiu. Osady albu leżą bezpośrednio na utworach jury, a przykryte są osadami turonu lub czwartorzędu. Tylko lokalnie występują na nich osady cenomanu. Miejscami albu rozpoczyna się zlepiancami utworzonymi z otoczków zsylikowanych wapieni jurajskich oraz konglomeracji krzemieni malmu spojonych krzemionką (Bukowy, 1968a). W sągu utworów albu górnego mogą również występować bezwapniste, zielone iły z otoczkami kwarcu do 1 cm (Marcinowski, 1974). Zasadniczą część profilu tworzą brązowe i pomarańczowe piaski i piaskowce kwarcytowe z glaukonitem, o różnym stopniu spistości. Piaskowce te wietrzejąc, często przybierają postać zsylikowanych konglomeracji. Lokalnie można spotkać konglomeracje fosforytowe oraz opal i chalcedon. Sporadycznie zawierają pokruszone fragmenty gąbek i spongiolity. W stropowej części albu w piaskach pojawiają się żwiry (Marcinowski, 1974), choć Sujkowski (1929) za stropową część albu uznał odsłaniające się na południe od fabryki gumy w Wolbromiu zielone iły piaszczyste. Zarówno piaski, jak i iły można uważać za osady estuariowe transgredującego z północy morza (Bukowy, 1968a). Osady albu w okolicach Wolbromia mają około 40 m miąższości, ale występują tu w postaci pojedynczych płatów o stosunkowo niewielkim rozprzestrzenieniu horyzontalnym. Znacznie częściej pojawiają się na południowy zachód od badanego obszaru, w okolicach Suhej i Głanowa. W kamieniołomie w Wielkanocy, gdzie widoczny jest profil utworów od oksfordu do koniak, brak jest osadów zarówno albu, jak i cenomanu. Osadów tych nie wyróżniono także w żadnym z głębokich otworów na obszarze arkusza. W środkowo-zachodniej części obszaru, w rejonie Miechówki występują rezydwa piaskowców kwarcytowych w znacznej części zsylikowanych, które można również zaliczyć do osadów albu. Charakterystyczna jest tu obecność zlewnych, twardych piaskowców kwarcytowych scementowanych chalcedonem, czasem opalem, które występują w formie nieregularnych ciał skalnych. Wietrzeją one w postaci buł o średnicach do kilkudziesięciu centymetrów. Miąższość tych utworów nie przekracza 1 m, zmieszane są one z osadami czwartorzędowymi.

b. Kreda górna

Cenoman

Piaski i piaskowce glaukonitowe opisywane były w nieistniejącym już odsłonięciu w Porębie Dzierznej, gdzie zaobserwowano je bezpośrednio na wapieniach oksfordu (Sujkowski, 1929). Dolną część profilu stanowi 20-centymetrowa warstwa piasków marglistych, na których leżą piaskowce wapniste z otoczkami kwarcu. Strop serii stanowią piaski ze żwirami. Podczas prac wiertniczych prowadzonych na obszarze arkusza Wolbrom ich obecność udało się stwierdzić jedynie

w przysiółku Grabie, między Wolbromiem i Kamienną Górą (punkt dok. 41). Występują tam jako zielone piaski glaukonitowe drobno- i średnioziarniste, całkowicie bezwapniste, o zdecydowanej przewadze ziaren słabo obtoczonych. W składzie minerałów ciężkich blisko połowę składu stanowi cyrkon, duży udział ma również rutyl. W mniejszych ilościach występują pirokseny i turmalin. Miąższość tych piasków przekracza z całą pewnością 13 m (nie udało się ich przewiercić), ale ponieważ nie potwierdzono ich obecności w pozostałych częściach obszaru, to wydaje się, że wypełniają tu jedynie lej krasowy lub obniżenie związane z uskokiem. Osady cenomanu, podobnie jak i albu, nie występują ani w kamieniołomie w Wielkanocy, ani w żadnym z głębokich otworów. Ich obecność została udokumentowana w okolicach Głanowa, położonego na południe od granic obszaru arkusza Wolbrom (Marcinowski, 1974).

Turon

Wapienie organodetrytyczne i wapienie piaszczyste. Najlepiej widoczną i najbardziej kompletną środkową i górną część profilu utworów turonu można było obserwować w stropie kamieniołomu w Wielkanocy, w nadkładzie eksploatowanych tam skalistych wapieni oksfordu. Profil, który dziś już nie istnieje, miał około 10 m miąższości i został bardzo dokładnie opisany przez Olszewską-Nejbert (2005). Spągową część serii stanowiły piaszczysto-organodetrytyczne wapienie glaukonitowe koloru zielonego, które leżały na abrazyjnej powierzchni wapieni oksfordu. Wyżej znajdowały się cienkie ławice wapieni piaszczystych, organodetrytycznych i pelitycznych o zielonawoszarych barwach, w których występowały skamieniałości fauny inoceramowej lub ślady wtórnej mineralizacji. Zaobserwowano kilka warstw wapieni organodetrytycznych, od białych i kremowych do szarych, bogatych w skamieniałości inoceramów i jeżowców. Serię kończyła 60-centymetrowa ławica szarobiałych wapieni pelitycznych, które reprezentują wakston/pakston (Dunham, 1962) otwornicowy z twardym dnem w stropie (Olszewska-Nejbert, 2004). Fragmenty profili osadów turonu można również obserwować w niewielkich łomach położonych na zachód od głównych kamieniołomów w Wielkanocy oraz Porębie Dzierżnej. Utwory w Porębie Dzierżnej według Sujkowskiego (1926) reprezentują najniższą część profilu turonu, a wykształcone są jako margle z glaukonitem i białe wapienie margliste z ziarnami kwarcu, glaukonitu i skorupami inoceramów. Osady dolnej części profilu turonu opisywane były również z okolic Głanowa, gdzie wapienie organodetrytyczne kontaktują bezpośrednio z piaskami cenomańskimi (Marcinowski, 1974). Wystąpienia wapieni organodetrytycznych podobnych do turońskich zarejestrowano także w dolinie Udorki, na południe od ruin zamku. Wapienie piaszczyste pojawiają się w okolicach Wymysłowa, oddalonego około 5 km na wschód od granicy obszaru arkusza Wolbrom, jak również na polach w wąskich pasach

w Wierzchowisku oraz między Kamienicą a Wielkanocą. Z kamieniołomu w Porębie Dzierżnej pochodzą także opisywane przez Bukowego (1968a) turońskie piaski z glaukonitem wypełniające jamy oraz zlepionce zdeponowane na powierzchni abrazyjnej. Nie udało się potwierdzić obecności osadów turońskich w północnej i wschodniej części badanego terenu. Większość otworów nie dokumentuje występowania typowych dla turońskich osadów na granicy jury i kredy, a jedynie w otworze 11 pomiędzy poziomami margli ilastych pojawiają się piaskowce drobnoziarniste, które być może należą do turońskich.

Koniak

Koniak dolny

Jedynym udokumentowanym miejscem występowania wapieni organodetrytycznych koniaku dolnego na obszarze arkusza Wolbrom jest kamieniołom w Wielkanocy (Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz, 2013). Ich miąższość wynosi tu zaledwie 1,5 m. Rozpoczyna go 20-centymetrowa warstwa wapieni piaszczysto-glaukonitowych o cechach pakstonów otwornicowo-inoceramowych ze znaczną domieszką kwarcu (do 20%) i glaukonitu (do 10%). Powyżej znajdują się wapienie gruzłowate z dużo mniejszą zawartością kwarcu i glaukonitu, będące wakstonem/pakstonem otwornicowym (Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz, 2013). W stropie występują twarde i zbite wapienie (tylko podrzędnie wapienie margliste) niemal całkowicie pozbawione kwarcu i glaukonitu, zbudowane głównie z otwornic i kokolitów. Utwory koniaku dolnego kończą się twardym dnem, w którym drążenia wypełniają margliste osady santonu górnego.

Santon

Santon górny

Wapienie margliste i margle z glaukonitem. Częściowy, o miąższości 4,3 m profil osadów santonu górnego można obserwować w kamieniołomie w Wielkanocy. Ponad osadami koniaku dolnego zachowanymi w postaci twardego dna pojawiają się zielonkawe, margliste wapienie glaukonitowe scharakteryzowane jako pakston inoceramowy z dużą ilością ziaren glaukonitu (Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz, 2007), zakwalifikowane na podstawie obecności licznych gąbek, jeżowców, belemnitów i ślimaków do santonu górnego. Gąbki w znacznej mierze uległy procesowi fosforyzacji (Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz, 2009). Ku stropowi wapienie przechodzą w margle glaukonitowe. Margle santonu opisywane były również w Bocieńcu na sąsiednim obszarze arkusza Skała jako zielonkawe, silnie ilaste margle zawierające dużą ilość glaukonitu i fosforytów, ze zlepioncami lub stromatolitami w spągu (Rutkowski, 1971). Obserwacja tych osadów w terenie jest utrudniona ze względu na małą odporność margli na wietrzenie oraz podobieństwo

do przykrywających je margli kampanu dolnego. Dodatkowo ze względu na niemal całkowity brak odsłoneń utworów koniaków i niewielką liczbę wychodni utworów turonu zakwalifikowanie do santonu lokalnie występujących, silnie zwietrzałych i bardzo śladowo zachowanych utworów marglistych, bez oznaczenia wieku skamieniałości, wydaje się bardzo wątpliwe. Bukowy (1968a, b) sugerował ich wystąpienia między Wielkanocą a Wierzchowiskiem oraz na północ od Poręby Dzierżnej, ale mogła to być spągowa część margli kampanu dolnego.

Kampan

Kampan dolny

Ponad marglami glaukonitowymi santonu górnego występują szare margle ilaste, w obrębie których przebiega granica między santonem i kampanem (Rutkowski, 1971). Ich głównym składnikiem jest pelityczny węgiel wapnia zmieszany z substancją ilastą. Spagową część margli, z przejściem santon–kampan można obserwować jedynie w Bocięncu, miejscowości położonej około 6 km od południowej granicy obszaru arkusza Wolbrom. Stropowa część profilu tych osadów odsłaniała się na wschód od cmentarza w Gołczy (w 2016 r. odsłonięcie zostało zasypane). W porównaniu z marglami z Bocięńca margle z Gołczy są nieco jaśniejsze i charakteryzuje je większa zawartość węgla wapnia. W marglach powszechnie występują pokruszone skorupy inoceramów oraz otwornice planktoniczne i aglutynujące. W mniejszych ilościach mogą się również pojawiać igły gąbek i okruchy jeżowców. Stropowy fragment margli ilastych można również obserwować w kilku odsłonięciach w okolicach Jeżówki, ale może to być również spągowa część serii leżącej wyżej. Ich wychodnie występują także w trójkącie między Gołczą, Chobędzą i Dąbrówką oraz na zachód od kościoła w Szreniawie, z tym że ich obserwacja oraz wyznaczenie dokładnych granic ze względu na niską odporność na wietrzenie i przykrycie lessami jest bardzo utrudnione. Z powodu braku ciągłości profilu margli kampanu dolnego trudno wyznaczyć ich miąższość, ale w wyniku poczynionych obserwacji oraz opisów ich wystąpienia w profilach niecki miechowskiej spoza obszaru arkusza Wolbrom można przyjąć, że ich miąższość waha się od ponad 20 do, w skrajnych przypadkach, nawet 40 m (Rutkowski, Mądry, 1994a).

Wapienie margliste i opoki z czertami. Stropowa część profilu utworów kampanu dolnego stanowi litologiczne przejście między leżącymi niżej marglami a opokami występującymi od kampanu dolnego–górnego do mastrychtu dolnego. Osady te ciągną się pasem o zmiennej szerokości od Dąbrówki, przez środkowo-zachodnią część obszaru arkusza, aż do okolic Starej Wsi. Ich odsłonięcia można obserwować w kilku łomach, w których były dawniej eksploatowane, m.in. około 600 m na południe od skrzyżowania drogi w Wierzchowisku (punkt dok. 48). Dominują tu białe

wapienie margliste lub opoki z czertami o zmiennej miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 1 m. Wapienie rozdzielają cienkie (do kilku centymetrów) wkładki szarych margli. W wapieniach licznie występują jeżowce i inoceramami. Szkielet wapieni i opok stanowią otwornice i krzemionkowe (głównie opalowe) igły gąbek, które przyczyniają się do powstania czertów. Próbką przekazana do badań mikrofaunistycznych wykazała obecność otwornic z gatunków: *Ataxophragium crassum* (d'Orbigny), *Marsonella crassa* (Marsson), *Arenobulimina presli* (Reuss), *Gyroidinoides globus* (Hagenov) i *Lenticulina velascoensis* (White) (Szydło, 2017). W stropowej części odsłonięcia pojawiają się dwie cienkie wkładki bentonitów, w których składzie dominuje montmorylonit (Rutkowski, 1971). Wystąpienia bentonitów potwierdzone zostały również w okolicach Jeżówki. Były tam opisywane jako zielone wkładki dochodzące do kilkunastu centymetrów, z jaśniejszymi laminami bogatymi w węglany złożone prawie wyłącznie z montmorylonitu. W ich składzie ziarnowym (frakcja powyżej 0,06 mm) dominuje kwarc i biotyt, a także skalenie i sporadycznie szkliwo wulkaniczne (Krauss, Rutkowski, 1962). W starym kamieniołomie w Jeżówce stropowa część utworów kampanu dolnego wykształcona jest jako wapienie glaukonitowe przeławiczone marglami, a około 1,5 km na zachód, w odsłonięciu wzdłuż drogi, jako opoki z czertami przeławiczone marglami. Większość odsłonień wyższej części utworów kampanu dolnego występuje na stromych, prawie pionowych skarpach uskoku, wzdłuż których zostały wypreparowane doliny. Osady tego wieku bogate są w skamieniałości jeżowców, inoceramów, gąbek, a także krynoidów. Ze względu na dużą zmienność we wzajemnych stosunkach zawartości węgla wapnia i krzemionki, określenie charakterystycznego typu litologicznego dla wyższego kampanu dolnego jest bardzo trudne. Dodatkowo w wyniku migracji krzemionki często dochodzi do wypierania węgla wapnia przez opal i chalcedon oraz powstawania czertów. Poza wyniesionymi uskoku krawędziami dolin, głównie w okolicach Jeżówki, Chliny i Szreniawy, utwory wyższej części profilu kampanu dolnego wychodzą na powierzchnię w rejonie Chobędzy, Adamowic i Podlesic, gdzie wyłaniają się spod lessów oraz w okolicach Udorza i Starej Wsi, gdzie często przykrywają je piaski rzeczne lub rzeczno-peryglacjalne. Miąższość tych utworów waha się w zakresie 52–68 m.

Kampan dolny–górny

Margle, opoki z czertami i opoki margliste ciągną się szerokim pasem od południowo-wschodniej części obszaru arkusza po obydwu stronach doliny Szreniawy, dalej w okolicach Witowic chowają się pod miąższymi osadami lessowymi i ponownie ukazują się na powierzchni w rejonie Zamiechówki, Żarnowca i Woli Libertowskiej. Profil tych utworów najlepiej można obserwować w kamieniołomach w Rzeżuśni (punkt dok. 57) oraz w wysokiej skarpie erozyjnej

w Falniowie. W Rzeżuśni eksploatowane były w celach rolniczych (do produkcji nawozu wapien- nego) margle, które *de facto* są opokami oraz wapieniami marglistymi z przeławiczeniami margli. W dolnej części profilu duży udział mają czerty. Powszechnie występują tu skamieniałości inocera- mów, gąbek, jeżowców, amonitów czy belemnitów. W próbce pobranej do badań stwierdzono obec- ność otwornic: *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Arenobulimina presli* (Reuss), *Plectina watersi* (Cushman), *Trochammina globigeriniformis* (Jones i Parker), *Remesella varians* (Glaessner), *Neoflabellina leptodisca* (Wedekind), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny) i *Gyroidinoides globosus* (Hagenov) (Szydło, 2017). W górnej części skarpy pojawiają się dwa poziomy wzbogacone w glaukonit (Jurkowska, 2016). Ze względu na zmienność litologiczną Rutkowski (1971) wyróżnił od santonu do mastrychtu dolnego trzy cykle sedymentacyjne. Według tego podziału przejście od dolnej części do górnej (będące początkiem drugiego cyklu) znajduje się kilka metrów poniżej twar- dego dna występującego między innymi w Makowie (punkt dok. 53). Profil osadów kampanu dolnego–górnego zaczynają tam margle glaukonitowe z otoczkami skał podłoża w spągu, które przechodzą w opoki i opoki margliste przeławicane marglami (Rutkowski, 1971). Obecnie w odsło- nięciu można jedynie obserwować wyższą część profilu. Podobne twarde dno autorzy stwierdzili również w okolicach Sulisławic. Nieco wyższy fragment środkowej części profilu osadów kampanu można obserwować w naturalnym odsłonięciu w Falniowie. Dominują tutaj opoki przeławicane mar- glami. Oznaczenia mikrofaunistyczne przeprowadzone w Makowie (punkt dok. 53) oraz w Wierzbii (punkt dok. 39) wykazały, poza licznymi zespołami otwornicowymi, również obecność małżoraczków. Osady kampanu dolnego–górnego ukazują się na powierzchni również na zachód od Żarnowca, gdzie tworzą wzniesienia po południowej i północnej stronie doliny Pilicy, gdzie często przykryte są kilku- dziesięciocentymetrową pokrywą piasków rzeczno-peryglacjalnych. Ze względu na bardzo podobne wykształcenie tych osadów do utworów kampanu górnego, dokładna granica pomiędzy tymi osadami (zwłaszcza w północnej części obszaru arkusza, gdzie brak oznaczeń wieku) jest bardzo trudna do ustalenia. Można przyjąć, że miejscami miąższość tych osadów może dochodzić do około 62 m.

Kampan górny

Opoki i margle. Fragmenty profili utworów kampanu górnego można obserwować w odsłonięciach w Uniejowie-Parceli oraz w kamieniołomach w Łanach Wielkich, Zabrodziu i Kolonii Książce. W Uniejowie-Parceli (punkt dok. 37) dominują opoki margliste, które w górę profilu prze- chodzą w opoki piaszczyste. W środkowej części tego odsłonięcia opisywany był poziom z konkre- cjami fosforytowymi silnie wzbogacony w ziarna glaukonitu, kwarcu i konkrekcji w stropie (Jur- kowska, 2016). W opokach można znaleźć skamieniałości inoceramów, gąbek czy belemnitów.

W wyrobisku w Łanach Wielkich (punkt dok. 5) widoczne są białe opoki, które tworzą warstwy o miąższości kilkudziesięciu centymetrów przeławicane cienkimi wkładkami białoszarych margli. Przejście facjalne od opok do margli jest stopniowe, a ich stropowa powierzchnia nierówna i pofalowana. Miejscami pojawiają się w nich czerty. Przy potrząsaniu opoki wydają charakterystyczny dźwięk „tępego dzwonienia”, a w miejscach, gdzie są zwietrzałe, bardzo łatwo kruszą się i oddzielają w nieregularne fragmenty. Analiza próbki przekazanej do oznaczenia nanoplanktonu wykazała obecność: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner) Perch-Nielsen, *Biscutum constans* (Górka) Black, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins i Sissingh, *Calculites ovalis* (Stradner) Prins i Sissingh, *Chiastozygus amphipons* (Bramlette i Martini) Gertner, *Chiastozygus litterarius* (Górka) Manivit, *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit), *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre i Fert) Reinhardt, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Eiffellithus parallelus* Perch-Nielsen, *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Micula decussata* Vekshina, *Prediscosphaera* sp. Vekshina (fragmenty), *Prediscosphaera* cf. *cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Reinhardtites levis* Prins i Sissingh, *Tranolithus manifestus* Stover, *Tranolithus* cf. *phacelosus* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *Watznaueria barnesae* (Black i Barnes) Perch-Nielsen, *Vagalapilla* sp., *Vagalapilla matalosa* (Stover) Thierstein, *Vekshinella angusta* (Stover) Verbeek. To pozwoliło datować próbkę na wczesny kampan górny (Jugowiec-Nazarkiewicz, 2017). W kamieniołomie w położonym nieopodal Zabrodziu (punkt dok. 6) osady kampanu górnego wykształcone są bardzo podobnie, z tym że trochę większy udział mają margle. Opoki na zwietrzałych powierzchniach bardzo często mają liczne czarne punktowe naloty, a na niektórych ławicach duże brązowe plamy, które prawdopodobnie są śladami utleniania związków żelaza. Powszechnie występują skamieniałości małży i jeżowców, można znaleźć również gąbki i belemnity, ale większość skamieniałości zachowała się głównie jako odciski.

W niższej części kamieniołomu w Kolonii Książce poszczególne ławice opok rozdzielają szare margle, często o oddzielności łupkowej. Ich stosunek do opok w profilu jest zmienny, a w górnej części występują już same opoki. Poziomy margli mają od kilku do kilkunastu centymetrów. Pojawia się również kilkucentymetrowy poziom wyraźnie wzbogacony w glaukonit, co świadczy o chwilowym wzroście dynamiki środowiska sedymentacji. Wśród form obecnych w nanoplanktonie stwierdzono: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner) Perch-Nielsen, *Biscutum constans* (Górka) Black, *Biscutum magnum* Wind i Wise, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins i Sissingh, *Calculites ovalis* (Stradner) Prins i Sissingh, *Chiastozygus litterarius* (Górka) Manivit, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit), *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre i Fert) Reinhardt, *Eiffellithus parallelus* Perch-Nielsen, *Kamptnerius*

magnificus Deflandre, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Micula decussata* Vekshina, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Prediscosphaera* cf. *stoveri* (Perch-Nielsen) Shafik i Stradner, *Quadrum* cf. *gartneri* Prins i Perch-Nielsen, *Tranolithus exiguus* Stover, *Watznaueria barnesae* (Black i Barnes) Perch-Nielsen (Jugowiec-Nazarkiewicz, 2017). Wśród form otwornicowych wyróżniono: *Stensioeina exculpta* (Reuss), *Rugoglobigerina pilula* (Belford), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Gyroidinoides globosus* (Hagenov), *Tritaxia tricarinata* (Reuss), *Clavulinooides subparisiensis* (Grzybowski), *Marssonella crassa* (Marsson) i *Arenobulimina presli* (Reuss) (Szydło, 2017). Osady kampanu górnego pojawiają się na powierzchni na zachód od Miechowa oraz wzdłuż doliny Uniejówki i jej dopływów od Uniejowa do Żarnowca. Tworzą również wzniesienia w północno-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie często przykryte są eolicznymi i rzeczno-peryglacjalnymi osadami zlodowacenia Wisły. Miąższość opok i margli górnokampańskich może miejscami dochodzić do około 120 m. Ze względu na niemal jednorodne wykształcenie osadów tego podpiętra oraz opok i margli mastrychtu dolnego, granica między nimi została oznaczona jako przypuszczalna, a jej przebieg został wyznaczony na podstawie miąższości tych utworów.

Mastrycht

Mastrycht dolny

Opoki i margle z wkładkami gez. Na obszarze arkusza Wolbrom brak jest dobrych odsłoneń tych utworów, a pomimo dużej powierzchni, na jakiej występują, opoki i margle mastrychtu dolnego można obserwować jedynie w obniżeniach przydoliny między Zagorzycami a Pstroszycami Drugimi oraz na zachodnich stokach Białej Góry, gdzie tworzą rozległą wychodnię. W spągu osady mastrychtu dolnego wykształcone są bardzo podobnie do utworów kampanu górnego, w związku z tym wyznaczenie granicy między nimi bez oznaczenia ich wieku jest niemożliwe. Opoki i margle są białe i białoszare, charakteryzuje je duża zawartość węgla wapnia (58–77%) i znikoma ilość kwarcu (Rutkowski, Mądry, 1994a). Lokalnie w formie wkładek pojawiają się szare i szarozółte gezy wapniste o mniejszym udziale węgla wapnia, a większym kwarcu. Wkładowe gezy są zapowiedzią zmiany sedymentacji w wyższej części profilu mastrychtu dolnego. Miejscami wkładkom gez towarzyszą również strefy wzbogacone w glaukonit, który może występować zarówno w rozproszonej formie, jak i gromadzić się w poszczególnych warstwach (Rutkowski, Mądry, 1994a). Warstwa bogata w glaukonit o miąższości 70 cm opisywana była w rejonie Białej Góry (Rutkowski, 1960). W jej składzie detrytycznym dominuje kwarc w ilości około 50%, glaukonit oraz szczątki organiczne. Najliczniejsze ziarna reprezentują frakcję 0,25–0,5 mm, a także drobniejszą. Glaukonit wypełnia

również obecne tu czasem igły gąbek i wnętrza otwornic. Miąższość tych osadów na obszarze arku-sza Wolbrom wynosi około 40 m, ale gwałtownie wzrasta w kierunku wschodnim.

Gezy wapniste z przerostami wapieni piaszczystych i marglistych odsłaniają się przy drodze z Tunelu do Kamionki na wysokości tunelu kolejowego. Były eksploatowane w niewielkim łomie położonym kilkadziesiąt metrów na południe. Według Rutkowskiego (1971) osady piaszczyste rozpoczynają III cykl sedymentacyjny. Na rozmytej i zbioturbowanej powierzchni opok zostały zdeponowane gezy wapniste lub piaskowce drobnoziarniste o nieco żółtawym zabarwieniu. W spągowej części wśród gez i opok piaszczystych pojawiają się przerosty wapieni o bochenkowatym kształcie, zorientowane równoległe do kierunku uławicenia. Przejście tych przerostów zarówno wertykalne, jak i horyzontalne, jest stopniowe i nieostre. Na tle gez odznaczają się zdecydowanie jaśniejszymi, białokremowymi barwami. Wyższą część profilu osadów mastrychtu dolnego tworzą górne partie Białej Góry, gdzie w morfologii zaznaczają się wyraźnym reliefem. Ich miąższość wynosi tu około 55 m.

9. Paleogen–neogen

Występowanie brekcji i glin (osadów jaskiniowych) jest ściśle powiązane z uskokami, lejami krasowymi czy jaskiniami na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej. W Porębie Dzierżnej, w nieczynnym kamieniołomie widoczny jest uskok oraz niewielka jaskinia. Szczelinę uskokową wypełnia typowa brekcja tektoniczna złożona z pokruszonych i startych wapieni, a także ze żwirów kwarcowych. Występują tu również czerwono-pomarańczowe, silnie zeschnięte gliny o charakterze *terra rossa*, które świadczą o zachodzących tu procesach krasowych. Na wschodnich zboczach doliny Udorki występują liczne ostańce wapieni skalistych oksfordu. Występuje tam kilka jaskiń, w których miąższość osadów jaskiniowych jest bardzo zmienna i ściśle powiązana z układem przestrzennym jaskiń.

10. Paleogen–czwartorzęd

Gliny zwietrzelinowe (regolity) z okruchami skał kredowych wydzielone zostały jedynie w miejscach, gdzie ich miąższość przekracza 2 m. Gliny zwietrzelinowe występują w okolicy Kępia i Koryczan, w północno-wschodniej części obszaru. Ich wychodnie są ściśle związane z występowaniem w podłożu opok i margli kampanu dolnego–górnego. Wiek glin jest trudny do określenia. Być może osady te powstały w efekcie intensywnego wietrzenia w gorącym klimacie paleogenu. Zapewne ulegały też wietrzeniu w okresach interglacjałów, a częściowo również po całkowitym ustąpieniu lądolodu zlodowaceń północnopolskich. Gliny mają jasnoszare i szare

barwy. Są zwarte, twaroplastyczne, przy rozcieraniu brudzą ręce. W glinach znajdują się liczne fragmenty opok i wapieni marglistych, których ilość zwiększa się w kierunku spągu. W części stropowej zachodzą procesy glebowe. Być może bardziej miększe poziomy glin związane są z fragmentami profilu, gdzie margle tworzyły duże soczewki w obrębie twardszych skał. Ich miąższość w skrajnych przypadkach może przekraczać 3 m. Gliny zwietrzelinowe opisywane były również na terenach położonych na zachód od obszaru arkusza, gdzie w ich podłożu występują wapienie jurajskie (Bednarek i in., 1978).

11. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają około 88% powierzchni obszaru arkusza. Ich miąższość jest zróżnicowana i może przekraczać 23 m (otw. 8). Znaczną część obszaru pokrywają lessy, których miąższość dochodzi do 20 m. Przeważnie kompleks utworów czwartorzędowych jest cieńszy, jego miąższość wynosi kilka metrów, a w skrajnych przypadkach tylko kilkadziesiąt centymetrów. W północno-wschodniej i południowo-zachodniej części omawianego terenu utwory czwartorzędowe miejscami w ogóle nie występują.

Osady czwartorzędowe na omawianym obszarze pokrywają starą rzeźbę ukształtowaną w paleogenie i neogenie w wyniku wietrzenia i erozji skał w wilgotnym i ciepłym klimacie.

a. Plejstocen

Plejstocen dolny

Żwiry rzeczne przewiercono w otworach 4, 6 i 8. Najstarsze osady Pilicy zdeponowane zostały bezpośrednio na utworach jury górnej lub kredy. Są to żwiry różnokruchowe o średnicy dochodzącej do 10 mm, złożone głównie ze słabo obtoczonych fragmentów lokalnych wapieni, opok i krzemieni. W osadach brak jest okruchów skał skandynawskich, co sugeruje ich dolnoplejstoceniowy wiek. Ich miąższość we wskazanych otworach wynosi około 1–2 m.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 1

Mułki lessopodobne są to żółtobrazowe i brązoszare osady eoliczne zdeponowane w środowisku wodnym, o czym świadczy drobna laminacja. Wyglądem przypominają lessy. Występują lokalnie w północnej części obszaru arkusza w okolicach Koryczan i Łanów. Leżą tam bezpośrednio na utworach kampanu, a przykryte są lessami, piaskami rzeczno-peryglacjalnymi lub glinami zwałowymi. Pozycja mułków bezpośrednio pod glinami zwałowymi zlodowaceń południowopolskich

pozwoliła określić ich wiek na sam początek tych zlodowaceń (Kwapisz, 1982a, b; Lindner, 1988). Osady tego typu mogą osiągać kilka metrów miąższości (Kwapisz, 1977, 1978), ale na obszarze arkusza Wolbrom nie przekraczają 1 m. Wydaje się jednak, że ich pierwotna miąższość była większa, a ich znaczna część została usunięta wraz z młodszymi osadami, gdyż często leżą one jedynie pod cienką pokrywą osadów zlodowaceń północnopolskich.

Gliny zwałowe występują w północnej i północno-zachodniej części dokumentowanego obszaru. Gliny mają barwy brązowe, a ku spągowi mogą przechodzić w szarobrązowe i szare, co zapewne wynika z interakcji ze skałami kredowymi, które je podścielają. W glinach miejscami pojawiają się poziomy piasków drobnoziarnistych w postaci cienkich przeławiczeń i soczewek. Współcześnie osady te zachowały się na powierzchni jedynie w postaci pojedynczych płatów w dolnych częściach zboczy. Znacznie powszechniej występują na powierzchni w okolicach Marcinowic, na północny wschód od granic obszaru arkusza. Gliny zwałowe leżą bezpośrednio na podłożu kredowym, a przykryte są najczęściej piaskami rzeczno-peryglacjalnymi młodszymi zlodowaceń. Na południe od Żarnowca tworzą płat o powierzchni ponad 1 km², a ich miąższość przekracza tam 2 m (punkty dok. 27, 29). W składzie petrograficznym żwirów skały północne zdecydowanie przeważają nad lokalnymi. W dwóch próbkach pobranych z wyżej wymienionych sond około połowy zawartości stanowią skały krystaliczne ze Skandynawii oraz kwarc z ich dezintegracji. W próbkach charakterystyczny jest niemal całkowity brak skał węglanowych (zarówno lokalnych, jak i północnych), doloMITÓW i łupków paleozoicznych. Znaczny jest udział krzemieni. Skład petrograficzny charakterystyczny jest dla stadiału dolnego (zlodowacenie Sanu 1) zlodowaceń południowopolskich (Masłowska, 1999). Gliny zwałowe powinny zachować się również na zboczach dawnych dolin, pod piaskami młodszymi tarasów. Taka sytuacja opisywana była w okolicy Żarnowca przez Lindnera (1967). W Udorzu na prawym brzegu doliny Pilicy gliny zwałowe leżą bezpośrednio pod piaskami holocen-skimi (Różycki, Doktorowicz-Hrebnicki, 1949). Gliny te były eksploatowane, a jedynymi pozostałościami po ich eksploatacji są obecnie zalane glinianki. Pomimo tego, że łądolód zlodowaceń południowopolskich przykrył niemal cały analizowany obszar (być może z wyjątkiem południowo-zachodniej i zachodniej części), to osady lodowcowe i morenowe występują tu dziś stosunkowo rzadko. Gliny zwałowe osiągają miąższości maksymalnie 2–3 m, choć zapewne ich pierwotna miąższość była większa. Dodatkowo obserwację tych utworów utrudnia to, że są przykryte piaskami rzeczno-peryglacjalnymi młodszymi zlodowaceń, a przede wszystkim miąższą pokrywą lessów, jak ma to miejsce m.in. w Tczyce czy Charsznicy (Lindner, 1967).

Szare i szarżółte piaski i żwiry lodowcowe są drobnoziarniste i często zaglinione. Na obszarze arkusza występują jedynie na wschodnich zboczach Białej Góry, pomiędzy przysiółkami

Tunel w Uniejowie-Rędzinach i Srogowie w Przybysławicach. Stanowią tam ciągłą pokrywę stoku na wysokości 350–400 m n.p.m. Możliwe jednak, że były tam redeponowane przez wody płynące, soliflukcję i wiatr (Rutkowski, Mądry, 1994a). Miejscami ich miąższość dochodzi do kilku metrów.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują na południe od Wolbromia, w okolicach Chełma oraz na północnych stokach Kamiennej Góry, gdzie leżą na wysokości około 460 m n.p.m. Przyjmują tu głównie postać żółtych piasków drobnoziarnistych, rzadziej średnioziarnistych, warstwowych przekątnie. Według Różyckiego (1960) lądolód zlodowaceń południowopolskich nie wkroczył w ogóle na wyżynę, a tylko ją otoczył, stąd brak jest w tym miejscu śladów moren czy eratyków. Wody odpływające z lądolodu, który otoczył wyżynę, deponowały na niej piaski wodnolodowcowe. Sujkowski (1926) sugerował występowanie pod piaskami ilów, ale przeprowadzone na obszarze arkusza badania nie potwierdziły ich obecności w tym miejscu. We wschodniej części obszaru, na wschód od Podmiejskiej Woli, stwierdzono również obecność pojedynczych żwirów, głównie kwarcowych i skandynawskich, o średnicach dochodzących do 1 cm, które Rutkowski i Mądry (1994a) również uznali za żwiry wodnolodowcowe.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Występowanie piasków rzecznych tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki stwierdzono w dolinach Żebrówki i Pilicy w północno-zachodniej części obszaru arkusza oraz w Wolbromiu i w Suchej w dolinie Białej Przemszy. Piaski są drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste, miejscami zaglinione i przeławiczone mułkami. Mają żółte, żółtobrazowe i szare barwy. Duża zawartość frakcji pyłowej w piaskach związana jest prawdopodobnie z wymywaniem jej z pokrywy starszych lessów (Lindner, 1967). Największą miąższość (miejscami przekraczającą 10 m) omawiane piaski osiągają na lewym brzegu Żebrówki, między Wierzbicą a Otolą. Piaski tarasu wyższego zachowały się w dolinie Pilicy w bardzo niewielkim stopniu. Tam holocenijskie osady dolinne sąsiadują przeważnie bezpośrednio z utworami kredy lub z piaskami rzeczno-peryglacialnymi. Osady tarasów nadzalewowych w dolinie Pilicy występują jedynie w Kleszczowej, gdzie przykrywają wyniesiony pośrodku doliny zrąb, oraz w Żarnowcu. W Wolbromiu piaski tego tarasu są dowodem na wcześniejszy przepływ o kierunku wschód–zachód. Współcześnie na piaskach tarasu leżą torfy, a cały ten obszar stanowi wododział pomiędzy dolinami Białej Przemszy na wschodzie i Szreniawy na zachodzie. Lindner (1967) określił wiek piasków tego tarasu na maksymalny stadiał zlodowaceń środkowopolskich, podczas którego doszło do podparcia wód w dolinie Prapilicy w rejonie Szczekocin. Autorzy arkusza Wolbrom skłaniają się jednak ku zakwalifikowaniu tego tarasu do późnego okresu

zlodowacenia Wisły, podobnie jak zrobili to Heliasz i inni (1994, 2015). Ze względu na to, że taras nosi ślady procesów peryglacjalnych i zboczowych, Ruszczyńska (1961) określiła go mianem tarasu zboczowego.

Piaski i żwiry rzeczno-peryglacjalne są pozostałością po piaskach wodnolodowcowych starszych zlodowaceń (głównie zlodowacenia Odry), które zostały z wyżyny niemal całkowicie usunięte i „przerobione” w warunkach peryglacjalnych w czasie zlodowacenia Wisły (Lewandowski, 2015). Na opisywanym obszarze piaski rzeczno-peryglacjalne występują w północnej części oraz w rejonie Wolbromia. W wyższych partiach zachowały się jedynie w bardzo szczątkowej formie. Tworzą nieciągłą pokrywę na skałach kredowych o miąższościach rzadko przekraczających 2 m, a najczęściej zaledwie kilkadziesiąt centymetrów. Najwięcej tych osadów zachowało się wzdłuż doliny Uniejówki i jej dopływów w okolicach Kępia, Staszyna, Koryczan i Zabrodzia oraz w Wolbromiu. Piaski rzeczno-peryglacjalne są ciemnożółte i szare. Należą do frakcji średnioziarnistej z mniejszym udziałem frakcji drobnoziarnistej. Niekiedy zawierają istotny udział frakcji pyłowej (punkt dok. 28). Sporadycznie obserwować w nich można pojedyncze ziarna skał północnych, jednak znacznie częściej okruchy lokalnych skał jurajskich i kredowych. Ziarna o wysokim stopniu obtoczenia dominują nad średnio obtoczonymi (tylko w punkcie dok. 47 jest odwrotna sytuacja). Udział ziaren o słabym stopniu obtoczenia jest niewielki i najczęściej oscyluje wokół 10%. Wszystkie próbki, które przebadano pod kątem obecności minerałów ciężkich, wykazały obecność znacznej ilości cyrkonów. Podobnie, z wyjątkiem dwóch próbek pobranych z punktów dokumentacyjnych 28 i 47, było z granatami. Powszechnie występuje również epidot (punkty dok. 14, 31, 35, 47), a nieco rzadziej amfibole (punkty dok. 35, 47) czy rutyl (punkty dok. 28, 47). W próbce pobranej w punkcie dokumentacyjnym 28 zwraca uwagę wysoka zawartość ilmenitu (12,4%). W kilku przypadkach w różnych ilościach pojawiły się minerały metamorficzne, jak staurolit (punkty dok. 14, 24) czy andaluzyt (punkt dok. 14) (Krzykawski, Szopa, 2016). Nieco inny charakter piasków z okolic Wolbromia może wynikać z faktu, że materiał pochodził ze zlodowaceń południowopolskich, podczas gdy większość piasków w północnej części obszaru arkusza jest pozostałością ze zlodowaceń środkowopolskich. Wydaje się, że w centralnej części badanego obszaru pod pokrywą lessową również powinny występować piaski starszych zlodowaceń, jednak nie potwierdziły tego wykonane wiercenia (bezpośrednio pod lessami występują skały podłoża). Taka sytuacja opisywana była jednak przez Lindnera (1967) m.in. w okolicy Swojczan czy Łanów Małych. W tym pierwszym przypadku piaski leżały na 0,5-metrowej warstwie glin zwałowych. Podobna sytuacja ma miejsce na południowy wschód od Żarnowca oraz w Koryczanach. Być może część z wydzielonych piasków rzeczno-peryglacjalnych należy do zlodowaceń środkowopolskich, podobnie jak na obszarze arkusza Miechów (Rutkowski, Mądry,

1994a), ale ze względu na ich bardzo niewielką miąższość w wyższych partiach, słaby stan zachowania oraz brak naturalnych odsłoneń, autorzy arkusza Wolbrom nie zdecydowali się na rozdzielanie tych utworów. Osady osiągają największe miąższości (do kilku metrów) w dolinach. Ze szczytowych partii stoków zostały całkowicie usunięte lub stanowią bardzo cienką pokrywę, spod której lokalnie wyłaniają się zwietrzałe skały podłoża.

Lessy są najbardziej rozpowszechnionymi powierzchniowo utworami czwartorzędowymi na obszarze arkusza Wolbrom i zajmują ponad 50% jego powierzchni. Miąższość lessów jest bardzo zmienna i wynosi od kilkudziesięciu centymetrów na północy do około 20 m w centralnej części obszaru arkusza. Wzrost miąższości ma charakter nagły i zaznacza się wyraźnym progiem morfologicznym o przebiegu północny zachód–południowy wschód. W części południowej pokrywa lessowa nie jest ciągła i często odsłania utwory podłoża jurajskiego i kredowego. W części północnej lessy występują jedynie jako pojedyncze płyty zazębiające się facjalnie z piaskami eolicznymi czy rzeczno-peryglacjalnymi. Pod lessami najczęściej występują skały mezozoiczne, co wskazuje na intensywne procesy denudacyjne poprzedzające ich depozycję. Głównie w części północnej pod lessami miejscami zachowały się osady starszych zlodowaceń o silnie zredukowanej miąższości, a Bukowy (1968a) opisywał również sytuację, gdzie w spągu lessów pojawiały się gliny typu *terra rossa*. Wiek lessów na badanym obszarze nie jest sprawą do końca rozstrzygniętą. Wyniki badań wieku metodą OSL ośmiu próbek lessów wskazują na: fazę leszczyńsko-poznańską w punktach dokumentacyjnych 38, 50, 55, 56; fazę pomorską w punktach 25, 38 oraz najstarszy dryas w punktach 23, 55 stadiału głównego (górnego) zlodowacenia Wisły (Przegiętka, 2017). W świetle tych wyników można uznać, że większość lessów pochodzi ze zlodowaceń północnopolskich. Według Różyckiego (1960) lessy rejonu Jury Częstochowskiej występujące w spągu są starsze od zlodowaceń środkowopolskich. Ruszczyńska (1958, 1961) również uznała, że lessy są związane z recesją zlodowacenia krakowskiego. Malicki (1961) stwierdził na Wyżynie Miechowskiej lessy środkowopolskie oraz dwudzielne lessy wistuliańskie. Ku występowaniu lessów starszych przychylił się przede wszystkim Lindner (1967). Stwierdził, że są one zachowane w płatach na glinach zwałowych lub bezpośrednio na podłożu. Lessy te miały być odwapnione, zaglinione i miały zawierać pseudokonkrecje orsztynowe w stropie. Ich wystąpienia opisywane były w rejonie Swojczan, Charsznicy i Zamiechówki, gdzie osiągają miąższości 0,3–1,5 m. Powstanie lessów autor ten wiązał z przedmaksymalnym stadiem zlodowaceń środkowopolskich. Poziom szarych lessów, który oddziela lessy starsze od młodszych, przypisał interglacjalowi eemskiemu. Lessy południowopolskie są według niego dwudzielne – rozdziela je warstwa odwapniona, zagliniona i zażelaziona. Lessy dzielone są również ze względu na ich pozycję morfologiczną na: wyżynne (o strukturze masywnej), stokowe (okresowo redeponowane

przez procesy splukiwania i soliflukcji) oraz dolinne (nawiewane w obszary dolinne i redeponowane przez wezbrania powodziowe) (Lewandowski, 2015). Facje te często zazębiają się ze sobą.

Lessy piaszczyste stanowią fację przejściową pomiędzy lessami a piaskami eolicznymi. Występują również w bezpośrednim sąsiedztwie piasków rzeczno-peryglacialnych, co sugeruje, że drobniejsze frakcje były wywiewane również z nich. Tworzą rozległe płyty w północnej i północno-zachodniej części obszaru arkusza, w rejonach Łanów Małych, Koryczan i Kozłówki. W przeciwieństwie do lessów nie stanowią ciągłej pokrywy, a ich miąższość najczęściej oscyluje wokół 2 m. Miejscami jest ona znacznie mniejsza i wynosi zaledwie kilkadziesiąt centymetrów. Wówczas osady te zawierają duże ilości skał kredowych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Utworami czwartorzędowymi, których wiek nie jest ściśle ustalony, są przede wszystkim utwory deluwialne i deluwialno-rzeczne, litologicznie wykształcone jako piaski, gliny oraz lessy. Ponadto nie jest znany dokładny wiek piasków eolicznych, wydmy oraz piasków i żwirów rzecznych tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki.

Występowanie martwicy wapiennej stwierdzono w dwóch miejscach. W Wierzchowsku, około 200 m od ujścia niewielkiego cieką do Szreniawy, w prawym brzegu widoczna jest około 3-metrowa wychodnia martwicy. Jest wyraźnie warstwowana, silnie porowata i rozsypliwa. Ma biało-szaro-zielone zabarwienie i gruzelkową strukturę, z widocznymi fragmentami roślin o wrzecionowatym kształcie. Martwica, jako starsza od lessów i młodsza od doliny, powstała dopiero po usunięciu z doliny piasków wodnolodowcowych (Bukowy, 1968a). Według Przesmyckiego (1929) powstała ona w wyniku odgazowania wody z CO₂ na progu wodospadu i wytrącania się CaCO₃. Według Alexandrowicza (2013) martwica powstała wskutek zatamowania doliny Szreniawy przez bariery trawertynowe i uformowanie się niewielkich jezior zaporowych wypełnianych przez luźne odmiany martwicy z liczną malakofauną. Martwica wapienna występuje również w cieką pomiędzy Trzebienicami i Kamienicą. Ciągnie się ona wzdłuż potoku na długości kilkuset metrów. W wyższej partii potoku pojawia się na wysokości około 3–4 m nad współczesnym dnem, ale miejscami przykryta jest lessami zmywanymi ze zboczy. Niżej ukazuje się w dnie, a miejscami widać w niej wybijające źródła. Martwica w Trzebienicach prezentuje typowo wykształconą fację martwicy akumulowanej w dolinach niewielkich, wolno płynących potoków. Można w niej znaleźć skorupki ślimaków i liście buka (Bukowy, 1968a). Martwica, która tu występuje, jest gruzłowata, bulasta, rzadziej są to mułki lub trawertyny. Badania metodą radiowęglową (¹⁴C) wskazały na wiek tej martwicy od młodszego dryasu do holocenu (Alexandrowicz, 1998). Sujkowski (1926) stwierdził również obecność

martwicy w dolinie Gołczanki w Gołczy. Opisywał, że ma ona około 6 m miąższości i przeławicona jest 20-centymetrowymi wkładkami węgla brunatnego.

Piaski, żwiry i głązy rezydualne nie stanowią zwartej pokrywy. Są to luźne, rozproszone osady, a pojedyncze eratyki reprezentowane są głównie przez czerwone granitoidy. Głązy narzutowe znajdowane były w Swojczanach, Falniowie i Zamościu, gdzie ukazywały się spod wymytych lessów. Prawdopodobnie licznie występują w centralnej części obszaru arkusza pod miąższą pokrywą lessową. Z powierzchni zostały pozbierane przez lokalną ludność, co można obserwować w pobliżu zabudowań, gdzie często widać ich skupiska. Pozostałości po glinach zwałowych w postaci piasków i żwirów można obserwować na południowy wschód od Żarnowca, w okolicach Kępia, Białej Góry oraz Uniejowa-Parceli. Z reguły leżą tam bezpośrednio na utworach kredowych. Wśród żwirów dominuje kwarc oraz materiał egzotykowy. Osady rezydualne są pozostałością glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich.

Pola piasków eolicznych towarzyszą najczęściej wydmom. Są to piaski głównie kwarcowe, drobnoziarniste, o ziarnach bardzo dobrze i średnio obtoczonych, jasnożółte. Tworzą one cienką warstwę zwykle na starszych piaskach czwartorzędowych, a także na osadach kredowych. Ich miąższość nie przekracza 3 m. Występują po północnej i południowej stronie dopływu Uniejówki w okolicach Koryczan i Staszyna. Pojawiają się również w Woli Libertowskiej, gdzie ciągną się pasem o szerokości około 100 m na długości 2,5 km. Ich depozycja miała miejsce u schyłku plejstocenu i w holocenie.

Piaski eoliczne w wydmach na badanym terenie tworzą bardzo niewielkie powierzchniowo, szczątkowe formy, sporadycznie dochodzące do 2 m wysokości. Piaski wydmore są bardzo podobne do tych przewianych. Według Szczyпка (1986) główne fazy wydmotwórcze zachodziły w starszym i młodszym dryasie, ale zapewne ich formowanie trwało również w holocenie. Układ wydym wskazuje zachodni kierunek wiatrów, co oznacza, że głównym źródłem materiału dostarczanego do wydym był obszar doliny Uniejówki. Wydmy występują w okolicach Kociego Lasu, na południowy zachód od Koryczan.

Mułki, namuły pyłowate i lessy deluwialne wypełniają dolinki na obszarze występowania lessów. W wyniku intensywnych opadów deszczu oraz splezywania po stokach, lessy zajmujące wzniesienia i stoki wzdłuż potoków były sukcesywnie redeponowane do dolinek. Dolinki wypełniane materiałem pyłowym ulegały wypłycaaniu, co powodowało wygładzanie ich rzeźby. Mułki mają barwy nieco ciemniejsze od lessów, lekko brązowawe, są przemyte, znacznie mniej spoiste. W trakcie ulewnych opadów woda wydrążyła w nich kanały, które dochodzą do 2 m głębokości. Miejscami mułki i namuły zazębiają się z lessami deluwialnymi. Można w nich obserwować

niewielkie, pojedyncze fragmenty skał podłoża. W osadach deluwialnych mogą się również pojawiać cienkie poziomy gleb pogrzebanych. Ich datowania z obszaru sąsiedniego arkusza wskazały na sam schyłek plejstocenu i holocen (Rutkowski, Mądry, 1994a). Miąższość tych deluwiów jest bardzo zmienna, ale biorąc pod uwagę, że w trakcie jednego epizodu intensywnych opadów może dojść do zdeponowania nawet 20–30 cm osadów, to ich całkowita miąższość może osiągać kilka metrów.

Piaski pyłowe deluwialne występują u podnóży stoków, wzdłuż progu lessowego biegnącego od Pogwizdowa do Kleszczowej oraz w niektórych szerokich dolinach na północy omawianego obszaru. Są to osady redeponowane ze stoków. Najczęściej ich materiałem źródłowym są piaski rzeczno-peryglacjalne lub utwory eoliczne – piaski i lessy. Zdarzają się wśród nich okruchy pochodzące z materiału lokalnego. Ich miąższość nie jest duża i wynosi 2–3 m lub znacznie mniej. Miejscami materiał piaszczysto-pyłowy został całkowicie usunięty z obszaru wyżynnego i odsłoniły się skały podłoża. Jedynym śladem po jego obecności są występujące u podnóży lub w dolinkach deluwia. Taka sytuacja ma miejsce w Suchej czy w Łanach Wielkich.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki występują sporadycznie w brzeżnych strefach dolin Uniejówki i Pilicy. Pierwotnie ich wiek określany był jako maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego (Ruszczyńska, 1961). Piaski tarasów są żółtoszare, średnioziarniste i stosunkowo dobrze obtoczone. Obok piasków miejscami występują również żwiry lub okruchy lokalnych skał węglanowych. Na tarasie nadzalewowym położona jest większa część Żarnowca. Osady tego tarasu występują po obu stronach Uniejówki w okolicach Kępia i Staszyna, a także w Łanach Małych, wzdłuż zachodniego brzegu Pilicy.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,5 m n.p. rzeki wypełniają na całej szerokości doliny Żebrówki i Białej Przemszy. W dolinie Pilicy sedymentacja osadów tych tarasów została zdominowana przez frakcję pyłową, a piaszczyste osady występują głównie w okolicach Kleszczowej i na zachód od Woli Libertowskiej. Wypełniają również częściowo niewielkie dopływy głównych cieków. Ziarna piasków tarasów zalewowych są dobrze wysortowane i obtoczone. Należą do frakcji piasku średnioziarnistego i w mniejszym stopniu drobnoziarnistego. Piaski najczęściej mają szare barwy. Stopień ich obtoczenia jest zmienny, najczęściej są one średnio i dobrze obtoczone. Lokalnie (najczęściej w ich spągu) pojawiają się okruchy skał jurajskich i kredowych. Skład minerałów ciężkich zdominowany jest przez minerały kwaśnych skał magmowych. Poza powszechnymi cyrkonami, granatami i ilmenitem występują tu również: staurolit i andaluzyt (otw. 1, 4),

sillimanit i monacyt (otw. 4), epidot i rutyl (otw. 6, 8) oraz hematyt i amfibole (otw. 8) (Krzykowski, Szopa, 2016). Ich miąższość miejscami może przekraczać około 10 m.

Namuły torfiaste występują lokalnie w dolinach Pilicy, Uniejówki i Żebrówki, gdzie tworzą płyty o różnej wielkości i miąższości. Występują również w Wolbromiu, gdzie stanowią obrzeża rozległego torfowiska. Najczęściej są facją przejściową pomiędzy namułami den dolinnych a torfami. Mają ciemne, czarne barwy pochodzące od dużej ilości materii organicznej. Największy obszar zajmują na wschód od Żarnowca, nieopodal ujścia Uniejówki do Pilicy. Obecnie obszar ten został silnie zmeliorowany, co spowodowało osuszenie terenu. Miąższość namułów torfiastych sporadycznie przekracza 2 m.

Namuły i mułki den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych występują w dolinach Pilicy i Uniejówki obocznie do piasków i żwirów tarasów zalewowych, ale najczęściej całkowicie dominują w sedymentacji den dolinnych, jak ma to miejsce w przypadku Szreniawy. Ich szerokie rozprzestrzenienie na badanym obszarze i zastępowanie facji piaszczystej wynika z obecności miąższej pokrywy lessowej. Lessy są dostarczane z wyżyn do dolin zarówno w wyniku procesów stokowych (spełzywanie, soliflukcja), jak również w wyniku wymywania z bocznych dopływów w okresach wzmożonych opadów. Jak wykazały wiercenia, w spągu tych utworów występują zwykle piaski rzeczne. Mogą osiągać kilka metrów miąższości i zarówno być przewarstwione piaskami, jak i zawierać wkładki namułów torfiastych czy torfów.

Mułki, gliny i piaski (mady) rzeczne występują w dolinie Szreniawy, na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza. Ich obecność stwierdzona została podczas prac na obszarze arkusza Miechów (Rutkowski, Mądry, 1994b). Są to głównie utwory pyłowate (podrzędnie piaszczyste, choć mogą się zdarzać nawet soczewki lokalnych żwirów) o brązowo-szarym zabarwieniu. W części spągowej mogą występować mady organiczne o ciemnoszarych i prawie czarnych kolorach (Rutkowski, Mądry, 1994a). Wspomniane utwory osiągają kilka metrów miąższości.

Torfy zajmują rozległe części dolin w okolicy ujścia Uniejówki do Żarnowca oraz w Wolbromiu. Obecnie woda z obszaru ich występowania jest odprowadzana siecią bardzo licznych kanałów, co skutkuje degradacją stropowej części torfowisk. Torfy zwykle mają barwę czarnobrunatną, często pojawiają się w nich niewielkie przewarstwienia piaszczyste lub ilaste. W początkowym stadium powstawania torfowiska dominowały składniki roślinności stepowej i lasów iglastych (głównie sosny). W okresie borealnym coraz większy udział miały lasy liściaste, które w okresie subatlantyckim niemal całkowicie zdominowały skład torfów (Latałowa, 1976). Miąższość torfów w Wolbromiu miejscami dochodzi do około 6 m (Obidowicz, 1976). Według tego samego autora okres inicjacyjny torfowiska przypadł na *allerød*, a najkorzystniejsze warunki dla jego rozwoju trwały w okresie

preborealnym. Latałowa (1976) wskazała na starszy dryas jako fazę początkową tworzenia się torfowiska. Prawdopodobnie przyczyną jego powstania było wyniesienie fragmentu pierwotnej doliny rzecznej. Ukształtował się nowy dział wodny między Białą Przemszą a Szreniawą, a stagnująca na wypiętrzonej obszarze woda sprzyjała tworzeniu się torfowiska.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Wolbrom położony jest w zachodniej części niecki miechowskiej (synklinorium miechowskiego), a jego zachodni fragment – w strefie monokliny śląsko-krakowskiej. Na obszarze tym utwory mezozoiczne pocięte są gęstą siecią uskoków normalnych, dzielących cały obszar na liczne bloki, które są względem siebie poprzesuwane w pionie, a także w różnym stopniu przechyłane. Poszczególne bloki porzbijane są na mniejsze fragmenty, dodatkowo wychylone niezależnie od zasadniczego kierunku zapadania struktury nadrzędnej. Wiele uskoków jest trudnych do wykartowania, a ich istnienie mogą sugerować zmieniające się biegi i upady warstw.

Budowa tektoniczna omawianego obszaru jest dość skomplikowana, a dodatkowo utwory mezozoiczne na znacznych obszarach przykryte są miąższą i zwartą pokrywą osadów czwartorzędowych. Niemniej, na podstawie wykonanych pomiarów terenowych stwierdzono, że skały starszego podłoża zwykle zapadają pod kątem 8–13° w kierunku północno-wschodnim. Liczne uskoki tną skały mezozoiczne, wyznaczając granice zrębów i rowów tektonicznych. Długość uskoków (stref uskokowych) wynosi przeciętnie 5–6 km, przy czym te ograniczające rowy tektoniczne są znacznie dłuższe – 9–10 km i mają zbliżoną orientację (tabl. III). Charakterystyczną cechą jest tu rozszerzanie i zanikanie rowów tektonicznych w kierunku wschodnim, w stronę niecki miechowskiej (Bukowy, 1968a).

Większość uskoków wyznaczonych w trakcie prac terenowych reprezentuje zespoły o kierunkach zbliżonych do WNW–ESE oraz WSW–ENE lub W–E. Istotnie zaznacza się także zespół uskoków o kierunku NNW–SSE. Mniej wyraźne natomiast i znacznie rzadziej spotykane są uskoki o kierunkach zbliżonych do południkowych i NW–SE.

Niemal całkowity brak fałdów, obecność licznych niewielkich dyslokacji, brak śladów zgniecenia oraz stylolitów tektonicznych sugerują, że deformacje tektoniczne powstały dzięki procesom związanym z ruchami izostatycznymi i ekstensją (Bukowy, 1968a; Bednarek i in., 1978).

Dzięki temu, że utwory kredy zachowały się, wiek uskoków można określić jako młodszy od mastrychtu, prawdopodobnie mioceni. Gęsta sieć uskoków o kierunkach zbliżonych do równoleżnikowych powstała lub uległa reaktywacji w wyniku ruchów neogeńskich. Część uskoków, np. w rejonie Uniejowa-Rędzin, powstała wcześniej, niż paleogeńska wyżyna pagórkowata zdenudowana. Zgodnie z sytuacją panującą w rejonie Krakowa czy w niecce nidziańskiej, uskoki na omawianym

obszarze mogą być przedmioceńskie, mioceńskie i pomioceńskie (Rutkowski, 1986). Uskoki o azymucie NW–SE są znacznie słabiej widoczne w terenie. Są to prawdopodobnie struktury starsze, określane jako laramijskie. Te wyraźniejsze natomiast zapewne zostały odmłodzone (reaktywowane) (Bukowy, 1968a).

Charakterystyczną cechą tego regionu są rowy tektoniczne założone na uskokach biegnących równoleżnikowo. Są one zazwyczaj wąskie, jak np. rów Pilicy lub rów Rzeżuśni, a także nieco szersze, jak rów Żarnowca. Są stosunkowo głębokie, gdyż amplituda zrzutów tych uskoków może dochodzić do 100 m. Uskoki ograniczające rowy od południa najczęściej dużo bardziej stromo odcinają zręby niż uskoki po stronie północnej tych rowów. Taka sytuacja najlepiej zaznacza się po południowej stronie rowu Wolbromia.

Jednostki tektoniczne w zachodniej części obszaru arkusza są kontynuacją jednostek rozpoznanych na obszarze sąsiedniego arkusza Ogrodzieniec, opisanych przez Bednarka i innych (1978). Zrąb Wierzbicy jest elementem strukturalnym sąsiadującym z rowem Pilicy od południa. Szerokość zrębu wynosi około 2 km. Zrąb Wierzbicy kontynuuje się w kierunku zachodnim, na obszar arkusza Ogrodzieniec. Szerokość rowu Żebrówki zawiera się w granicach od około 150 do 700 m i jest to rów asymetryczny. Zarówno zrąb Wierzbicy, jak i rów Żebrówki zbudowane są z utworów kredy górnej – kampanu. W morfologii terenu obecność rowu zaznacza się dość płaską i jednocześnie wąską doliną wypełnioną osadami aluwialnymi. W odległości około 400 m od doliny w kierunku północno-zachodnim zaznacza się w morfologii drugi, mniej wyraźny stopień, który również związany jest z dyslokacjami wyznaczającymi rów. W północnej części obszaru arkusza znajduje się asymetryczny, dość szeroki na wschodzie (około 4 km), a zwężający się do około 500 m ku zachodowi, rów Żarnowca. Geomorfologicznie rów Żarnowca zaznacza się płaską doliną, wypełnioną niewielkiej miąższości aluwiami. Dno rowu zbudowane jest z utworów kampanu. Rów Żarnowca od wschodu ograniczony jest dyslokacjami o kierunku NNW–SSE, a w kierunku zachodnim zwęża się i przechodzi w rów Pilicy, w którego środkowej części utwory jury górnej są wyniesione tektonicznie, tworząc tu niewielki zrąb. Utwory jury górnej ograniczają również rów Pilicy od południa, gdzie tworzą rozległy zrąb Smolenia.

Nazwa zrąb Smolenia zaproponowana została przez Bukowego (1968a). Zrąb ten kontynuuje się na obszarze sąsiedniego arkusza Ogrodzieniec i obejmuje osady mezozoiku, które stanowią tu pasywną elewację pomiędzy znajdującymi się na północy rowami Żarnowca i Pilicy a rowem Wolbromia na południu. Zrąb ten jest pocięty na bloki licznymi drugorzędnymi uskokami. Szerokość zrębu wynosi około 8 km i na wschód od okolic doliny Udorki w stronę niecki miechowskiej ograniczony jest kilkoma mniejszymi strukturami.

Rów Wolbromia ma przebieg równoleżnikowy i kontynuuje się poza obszarem arkusza w kierunku zachodnim. Jest to rów asymetryczny o wyraźnie wyniesionym skrzydle południowym. Skrzydło północne natomiast jest raczej łagodne, mniej wypiętrzone i składa się z kilku mniejszych bloków o charakterze schodkowym. W najszerszym miejscu szerokość rowu Wolbromia wynosi około 3 km. Wielkość zrzutu od strony południowej dochodzi do około 80 m, a od północy, od strony zrębu Smolenia, wynosi około 30 m (Bukowy, 1968a). W dnie rowu, częściowo pod osadami aluwialnymi, znajdują się utwory kredy górnej, a także kredy dolnej – albu. W obrębie rowu Wolbromia powstał wododział pomiędzy Szreniawą płynącą na południowy wschód i będącą lewym dopływem Wisły a dopływami Białej Przemszy płynącymi na zachód.

Zrąb Chełmu kontynuuje się na obszarze sąsiedniego arkusza Ogrodzieniec. W krajobrazie zaznacza się on bardzo wyraźnie. Tworzy wydłużoną strukturę o kierunku WNW–ESE. Od strony rowu jest wysoki i stromy i obejmuje wypiętrzone osady oksfordu górnego wykształcone w postaci wapieni płytowych tzw. wolbromskich. W południowo-zachodniej części obszaru w obrębie zrębu Chełmu zaznacza się rów tektoniczny wykorzystany przez dopływ Białej Przemszy.

Rów Rzeżuśni znajduje się w południowo-wschodniej części obszaru i ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Jest to bardzo wąski rów, jego szerokość wynosi 0,2–0,3 km. Uskoki ograniczające rów są dosyć strome, a zrzuty wynoszą do około 50 m. Rów rozszerza się w kierunku południowo-wschodnim, zanikając w osadach kredowych niecki miechowskiej. W kierunku zachodnim zwęża się i zanika wśród osadów jury górnej. W rejonie miejscowości Gołcza, na styku zrębu Chełmu i rowu Rzeżuśni, zaznacza się strefa uskokowa o osi zbliżonej do równoleżnikowej, obniżająca sukcesywnie skrzydło północne. W rejonie tym wypływa kilka źródeł.

Niecka miechowska powstała jako forma synklinalna w fazie laramijskiej, a jej założenia sięgają jury górnej (Bukowy, 1968a). W rejonie niecki miechowskiej zaznaczają się dwa zespoły uskoków. Kierunki uskoków pierwszego zespołu są zbliżone do WNW–ESE lub W–E, drugiego natomiast – do NNW–SSE. Najważniejszym uskokiem pierwszego z zespołów jest uskok znajdujący się pomiędzy Książem Wielkim a Kępiem. Zrzut skrzydła południowego wynosi tu około 150–200 m. Kolejne uskoki o podobnych kierunku i zrzucie zaznaczają się w Witowicach. Zrzucają one osady kampanu górnego o około 100 m (Rutkowski, 1971). Drugi zespół uskoków o przebiegu zbliżonym do NNW–SSE zaznacza się na linii Miechów–Charsznica–Żarnowiec, a także dalej ciągnie się w kierunku Smrokowa i Słomnik. Zrzuca on skrzydło wschodnie o około 100–160 m (Rutkowski, 1971) i powoduje sukcesywne obniżanie się utworów kredy ku wschodowi.

Wpływ tektoniki na morfologię omawianego terenu jest bardzo duży. Także rzeźba podczwartorzędowa ogólnie jest zgodna z rzeźbą współczesną. Jedynie lokalnie na obszarach dolin rzecznych

osady mezozoiczne są wymodelowane przez rzeki na głębokość nieco ponad 20 m (otw. 8). Dna niektórych dolin są wklęsłe. Stara rzeźba, w znacznej części przykryta obecnie utworami czwartorzędowymi, powstała w paleogenie i neogenie w wyniku wietrzenia i erozji w klimacie ciepłym. Wskazują na to silnie rozwinięty kras, udokumentowany m.in. w punkcie dokumentacyjnym 41, oraz występowanie niewidocznych, bo przykrytych utworami czwartorzędu, ostańców krasowych (mogotów).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi utworami stwierdzonymi na obszarze arkusza Wolbrom są wendyjskie iłowce i łupki ilaste, będące pelagicznymi osadami morskimi (tab. 2).

W otworach 5 i 26, w których nawiercono skały proterozoiku, nie udokumentowano osadów kambru. Przyczyny ich braku Kwapisz (1982a, b) upatrywał w przedordowckich procesach denudacyjnych. Sugerował również transgresję morską w ordowiku środkowym, ale zapis kopalny potwierdza tu dopiero sylurskie osady głębokomorskie – łupki ilaste i krzemionkowe wenloku i ludlowu.

Prawdopodobnie u schyłku syluru lub we wczesnym dewonie nastąpiło spłylenie zbiornika, a co bardziej prawdopodobne, całkowite wynurzenie tego obszaru. Świadczyć o tym może brak osadów dewonu dolnego i częściowo środkowego. W żywocie doszło do ponownej transgresji morskiej, tym razem nieco płytszej, po której nastąpiła sedymentacja wapieni i miejscami wapieni zlepieńcowatych.

W środkowej i północnej części obszaru arkusza brak jest osadów karbonu. W otworze 37 utwory karbonu mają co najmniej 470 m miąższości. Wykształcone są tu jako zlepieńce, dolomity i wapień, a więc utwory stosunkowo płytkiego morza z dużym zróżnicowaniem dostawy materiału terygenicznego oraz wahaniami poziomu morza. Ruchy orogeniczne zachodzące w karbonie i permie na omawianym obszarze opisywane były szeroko przez Bukowego (1964a).

Przez większość permu okolice Wolbromia były lądem. W zapisie kopalnym brak jest miąższych osadów tego wieku. Wyjątek stanowi warstwa zlepieńców, iłowców, wapieni i dolomitów o miąższości 10,3 m w otworze 37 oraz 37,5 m w otworze 5. Sedymentacja odbywała się wówczas jedynie w płytkich obniżeniach śródlądowych oraz w rowie przedgórskim u podnóża grzbietu ciągnącego się od okolic Lublińca.

Na początku wczesnego triasu miała miejsce sedymentacja czerwonych iłów w płytkich zbiornikach śródlądowych, a ponowna transgresja morska nastąpiła dopiero u schyłku triasu dolnego (pstry piaskowiec). Jej kopalnym zapisem są dolomity, iłowce i margle. W środkowym triasie trwała sedymentacja wapieni, margli i dolomitów (wapień muszlowy). W kajprze doszło do wynurzenia, o czym świadczy zastąpienie wapieni i dolomitów przez iłowce i mułowce deponowane w podobnych warunkach, jak w pstry piaskowcu.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy — ${}_t Q_h$	Akumulacja organiczna	
				Mułki, gliny i piaski (mady) rzeczne — ${}^f_{ma} Q_h$	Akumulacja rzeczna	
					Namuly i mułki den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych — ${}^f_n Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna
					Namuly torfiaste — ${}_{nt} Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna w obrębie podmokłych zagłębień bezodpływowych
					Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,5 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz} Q_h^{(I)}$	Akumulacja rzeczna
					Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki — ${}^f_{pz} Q^{(II)}$	Akumulacja rzeczna
					Piaski pyłowate deluwialne — ${}^d_{ppy} Q$	Akumulacja na stokach
					Mułki, namuly pyłowate i lessy deluwialne — ${}^d_m Q$	Procesy stokowe i akumulacja w obniżeniach, okresowo akumulacja rzeczna
					Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e_p Q^{(W)}$	Akumulacja eoliczna
					Piaski eoliczne — ${}^e_p Q$	Deflacja i akumulacja eoliczna
				Piaski, żwiry i głązy rezydualne — ${}^r_{pz} Q$	Denudacja	
				Martwica wapienna — ${}_{mt} Q$	Wytrącanie węglanu wapnia z wód źródłanych	
P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły		Lessy piaszczyste — ${}_{lp} Q_{p^4}^B$	Deflacja i akumulacja eoliczna	
				Lessy — ${}_1 Q_{p^4}^B$	Akumulacja eoliczna pyłów	
	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu I		Piaski i żwiry rzeczno-peryglacialne — ${}^{f-pg}_{pz} Q_{p^4}^B$	Akumulacja w strefie peryglacialnej	
				Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki — ${}^f_p Q_{p^4}^{B(I)}$	Akumulacja rzeczna	
Plejstocen dolny				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz} Q_{p^2}^S$	Akumulacja wodnolodowcowa	
				Piaski i żwiry lodowcowe — ${}^g_{pz} Q_{p^2}^S$	Akumulacja lodowcowa	
				Gliny zwałowe — ${}^{gzw} Q_{p^2}^S$	Transport eoliczny pyłów i sedimentacja w środowisku wodnym	
				Mułki lessopodobne — ${}_{ml} Q_{p^2}^S$		
				Żwiry rzeczne — ${}^f_z Q_{p^0}$	Akumulacja rzeczna	

Paleogen- czwartorzęd				Gliny zwietrzelinowe (regolity) z okruchami skał kredowych — _{gr} Pg–Q	Intensywne wietrzenie chemiczne w gorącym klimacie
Neogen		Pliocen			Erozja rzeczna, wcinanie się dolin
					Ruchy orogeniczne Powstanie sieci uskoków, procesy krasowe
Paleogen- neogen				Brekcje i gliny — _{bcg} Pg–Ng	Erozja, procesy krasowe
Paleogen					Erozja, wietrzenie chemiczne Intensywne ruchy orogeniczne fazy laramijskiej
K r e d a	K r e d a g ó r n a	Mastricht	Mastricht dolny	Gezy wapniste z przerostami wapieni piaszczystych i marglistych — _{gew} Cr _{m1} Opoki i margle z wkładkami gez — _{ome} Cr _{m1}	Sedymentacja morska, powolne wypływanie zbiornika Sedymentacja głębokomorska, działalność prądów morskich
			Kampan	Kampan górny	Opoki i margle — _{ome} Cr _{cp3}
		Kampan dolny-górny		Margle, opoki z czertami i opoki margliste — _{meo} Cr _{cp1-3}	Sedymentacja głębokomorska, wzmożona działalność prądów morskich Erozja podmorska
		Kampan dolny		Wapienie margliste i opoki z czertami — _{wme} Cr _{cp1} Margle ilaste — _{mei} Cr _{cp1}	Sedymentacja w głębokim zbiorniku morskim z krótkimi okresami wypłyceń Sedymentacja w głębokim zbiorniku morskim
		Santon	Santon górny	Wapienie margliste i margle z glaukonitem — _{wme} Cr _{st3}	Sedymentacja w pogłębiającym się zbiorniku morskim
		Koniak	Koniak dolny	Wapienie organodetrytyczne — _{wor} Cr _{cn1}	Sedymentacja płytkomorska z okresowymi wynurzeniami
		Turon		Wapienie organodetrytyczne i wapienie piaszczyste — _{wor} Cr _t	Sedymentacja płytkomorska
		Cenoman		Piaski i piaskowce glaukonitowe — _p Cr _c	Sedymentacja morska Regionalna transgresja morska
		Kreda dolna	Alb		Piaski i piaskowce — _{ppc} Cr _{al}

Jura	Jura górna	Oksford	Oksford górny	Wapienie skaliste — $_{wsk}J_{03}$ Wapienie płytowe (wapienie wolbromskie) — $_{wpl}J_{03}$ Wapienie kredowate — $_{wk}J_{03}$	Sedymentacja morska w biohermach węglanowych Sedymentacja przyrafowa w morzu płytkim i ciepłym
	Jura dolna + środkowa				Procesy denudacyjne
				Wapienie — $_wJ$	Płytkowodna sedymentacja morska z niewielkimi wahaniami głębokości
Trias	Trias górny	Kajper		Łowce i mułowce — $_{ic}T_k$	Sedymentacja w płytkich zbiornikach śródlądowych
	Trias dolny + środkowy	Wapień muszlowy		Wapienie z wkładkami margli i dolomity — $_wT_w$	Sedymentacja w płytkim zbiorniku morskim
	Trias dolny	Pstry piaskowiec		Dolomity, łowce i margle — $_{do}T_p$	Transgresja morska i sedymentacja głębokomorska Sedymentacja w płytkich zbiornikach śródlądowych
Perm				Zlepieńce, łowce, wapienie i dolomity — $_{zc}P$	Erozja, lokalnie sedymentacja w płytkich zbiornikach śródlądowych Ruchy orogeniczne
Karbon	Karbon dolny			Zlepieńce, dolomity i wapienie — $_{zc}C_1$	Ruchy orogeniczne Sedymentacja morska w zbiorniku płytkim
Dewon	Dewon górny			Wapienie, miejscami wapienie zlepieńcowate — $_wD_3$	Sedymentacja morska biohermalna z okresami spłykania i wynurzania
	Dewon środkowy	Żywet			Transgresja morska
Sylur	Wenlok + ludlow			Łupki ilaste i krzemionkowe — $_{li}S_{w+ld}$	Spłykanie morza i wynurzenie obszaru Sedymentacja głębokomorska Denudacja
Proterozoik	Neoproterozoik	Wend		Łowce i łupki ilaste — $_{ic}Pt_v$	Akumulacja osadów pelagicznych otwartego morza

Wczesna i środkowa jura to czas intensywnych procesów denudacyjnych. Z tego okresu brak jest zapisu kopalnego. Przez cały oksford górny trwała płytkowodna sedymentacja węglanowa z najbardziej rozbudowanymi facjami biohermalnymi (wapienie skaliste), sedymentacja przyrafowa wapieni kredowatych i wapieni płytowych (wolbromskich). Brak jest osadów najwyższych ogniw jury górnej, które zostały całkowicie usunięte, co potwierdza abrazyjna powierzchnia wapieni oksfordu.

Przez całą wczesną kredę aż do albu trwała erozja i niszczenie osadów jury górnej. W albie nastąpiła transgresja morska, która dotarła do okolic Wolbromia, osadzając serie piasków i piaskowców. W cenomanie transgresja dotarła nieco dalej na wschód, czego zapisem są piaski i piaskowce glaukonitowe. Ich ślady na omawianym terenie można obserwować jedynie w obniżeniach osadów jurajskich, co sugeruje, że zbiornik był bardzo płytki z licznymi wynurzonymi wyspami. Cała środkowa i wschodnia część badanego obszaru w albie i cenomanie pozostawała lądem.

W turonie linia brzegowa przesunęła się nieco dalej na wschód, dlatego w zachodniej części omawianego terenu trwała sedymentacja płytkomorskich wapieni organodetrytycznych i wapieni piaszczystych. Podobne warunki panowały we wczesnym koniakku, z tym że bardzo ograniczone występowanie wapieni organodetrytycznych tego wieku oraz twarde dna w ich spągu i stropie świadczą o okresach wynurzania tego obszaru.

W późnym santonie i wczesnym kampanie nastąpiło wyraźne pogłębienie zbiornika i osadzanie kolejno wapieni marglistych i margli z glaukonitem oraz margli ilastych. Następnie od wczesnego kampanu aż do wczesnego mastrychtu akumulowane były bardzo miększe serie wapieni i opok przeławiconych marglami. Świadczy to o bardzo jednostajnym charakterze sedymentacji w zbiorniku morskim o niewielkich zmianach eustatycznych, z okresami wzmożonej działalności prądów morskich, co sugerują liczne poziomy wzbogacone w glaukonit. Koniec wczesnego mastrychtu to jednocześnie początek wypłykania zbiornika i osadzania gez wapnistych oraz wapieni piaszczystych i marglistych.

W paleogenie omawiany obszar był częścią lądu znajdującego się między morzem karpackim a epikontynentalnym morzem środkowoeuropejskim (Bukowy, 1968a). Dochodziło wtedy do intensywnej erozji i wietrzenia chemicznego niszczących skały mezozoiku oraz ruchów górotwórczych fazy laramijskiej. Powstała wtedy niecka miechowska i monoklina śląsko-krakowska, a cały teren został nieznacznie wychylony na północny wschód (Rutkowski, Mądry, 1994a). Panował wówczas gorący klimat sprzyjający licznym procesom krasowym. Na przełomie paleogenu i neogenu osadzały się osady jaskiniowe w postaci brekcji i glin, a także gliny zwietrzelinowe (regolity). Wtedy również doszło do powstania powierzchni zrównań, które były opisywane przez Ruszczyńską (1961) i Lindnera (1967).

W neogenie obszar arkusza Wolbrom nadal pozostawał lądem, tym razem rozdzielając morze rowu przedkarpackiego i limniczne zbiorniki Polski północnej (Bukowy, 1968a). Dochodziło do kolejnych faz ruchów górotwórczych oraz powstania sieci uskoków. Na omawianym obszarze nie stwierdzono osadów miocenu, a więc albo zbiornik mioceniński tu nie wkroczył, albo jego pozostałości zostały usunięte w plejstocenie. Występowały tu również zjawiska krasowe.

Pod koniec pliocenu rozpoczęło się głębokie rozcinanie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przez rzeki płynące z północy na południe (Zuchiewicz, 2010). Podobna sytuacja miała miejsce na Wyżynie Miechowskiej (Rutkowski, Mądry, 1994a).

W plejstocenie dolnym w dnach dolin deponowane były żwiry rzeczne pochodzące z intensywnej erozji lokalnych utworów mezozoiku.

Zlodowacenie Sanu 1 było jedynym zlodowaceniem, podczas którego lądolód dotarł na omawiany obszar. Według Lewandowskiego (2011) lądolód „opłynął” Wyżynę Częstochowską, a obszar położony powyżej 400 m był wówczas nunatakami wklęsłym. W tym czasie na położonych niżej obszarach deponowane były gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe oraz wodnolodowcowe, a w północnej części obszaru arkusza osadzały się mułki lessopodobne.

Na omawianym obszarze najlepiej zachowały się utwory zlodowacenia Wisły. Eoliczny charakter osadów i dobry stopień wysortowania ziaren świadczą o stosunkowo dalekim transporcie i znacznej odległości od obszaru alimentacyjnego. Był to okres depozycji głównie lessów oraz drobnych frakcji piaszczystych. Na obszarach wyżynnych rozwinął się krajobraz stepowy, a obszary nizinne zdominowała bezleśna tundra (Lewandowski, 2015). W wyniku akumulacji rzecznej powstały widoczne w dzisiejszej rzeźbie terenu tarasy nadzalewowe o wysokości 6,0–10,0 m nad poziomem rzeki. W warunkach wieloletniej zmarzliny w przekształconych w wyniku procesów peryglacjalnych pozostałościach piasków wodnolodowcowych zlodowaceń środkowopolskich (Lewandowski, 2015) masowo zaczęły się tworzyć struktury peryglacjalne (Goździk, 1987).

Od schyłku plejstocenu i w holocenie w wyniku uwolnienia wody gruntowej uwięzionej przez wieloletnią zmarzlinę doszło do uruchomienia procesów stokowych i gromadzenia się deluwiów u podnóży stoków. Na równinach denudacyjnych powstawały wydmy i pola piasków przewianych. Po tym, jak poziom wody opadł, rzeki zaczęły się wcinać głębiej w doliny. W dolinach rzecznych osadziły się piaski i żwiry tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki. Lokalnie w obszarach źródłiskowych dochodziło do wytrącania martwicy wapiennej.

W holocenie w płaskich i rozległych dolinach zaczęły tworzyć się torfowiska. W obniżeniach i dolinach trwała akumulacja osadów mineralno-organicznych. Osady rzeczne utworzyły najmłodsze tarasy zalewowe.

IV. PODSUMOWANIE

Efektom prac geologiczno-kartograficznych przeprowadzonych w ramach reambulacji arkusza Wolbrom było szczegółowe rozdzielenie i scharakteryzowanie osadów powierzchniowych. W stosunku do pierwszej wersji arkusza (Bukowy, 1968a, b) największym zmianom poddano zasięgi poszczególnych utworów oraz ich przynależność wiekową. Zweryfikowano, uszczegółowiono i zaktualizowano stratygrafię osadów czwartorzędowych zgodnie z obowiązującą Instrukcją opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Zasięg lessów, zwłaszcza od strony północnej, nie jest tak obszerny, jak wskazywał na to Bukowy (1968b). Jako że lądolód zlodowaceń środkowopolskich nie dotarł do granic dokumentowanego terenu, gliny zwałowe i piaski lodowcowe zostały włączone do zlodowaceń południowopolskich. Wyniki badań wszystkich próbek lessów wskazały na przynależność tych osadów do stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Największe wątpliwości budzą osady rzeczno-peryglacjalne w północnej części obszaru. Pozostaje nierozstrzygnięty ich wiek, choć ze względu na ich zły stan zachowania, drobnoziarnistość frakcji oraz małą miąższość, autorzy skłaniają się ku tezie, że przynajmniej w części są to piaski ze zlodowaceń środkowopolskich przetworzone w warunkach peryglacjalnych podczas ostatniego zlodowacenia.

Dzięki przeprowadzonym pracom terenowym uszczegółowione zostały zasięgi wychodni utworów jury i kredy, co spowodowało znaczne zmiany zwłaszcza w południowo-zachodniej i północno-wschodniej części obszaru. Dzięki oznaczeniom nanoplanktonu i mikrofauny oraz archiwalnym opracowaniom opartym na biostratygrafii inoceramów (Jurkowska i in., 2015) udało się znacznie dokładniej rozdzielić osady kampanu. Szczegółowe badania przeprowadzone w kamieniołomie w Wielkanocy wykazały obecność cienkiej warstwy utworów koniaku dolnego (Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz, 2013). Wśród skał jurajskich nie potwierdzono występowania osadów kimerydu. Utwory jurajskie ze względu na dużą różnorodność facjalną, przykrycie osadami czwartorzędowymi oraz silne stektonizowanie wymagają na tym obszarze dalszych badań. Uszczegółowieniu poddano obraz tektoniki ze znacznie bardziej rozwiniętą siecią uskoku oraz zrębów i rowów.

Na obszarze arkusza Wolbrom wykonano sześć otworów (w tym trzy badawcze), w których przewiercono osady jurajskie. W ich profilach widoczne są bardzo duże różnice w wykształceniu starszego podłoża między strefami północną i południową. Na północy stosunkowo płytko występują skały proterozoiku, z kolei brak jest utworów karbonu, które na południu osiagają duże miąższości. Bardzo duże różnice występują również w miąższości osadów triasu. Wszystkie te przesłanki wskazują na konieczność wykonania kolejnych głębokich odwiertów oraz pogłębionych badań skupiających się na utworach starszego mezozoiku oraz paleozoiku, które pozwoliłyby na wyjaśnienie procesów zachodzących na tym obszarze.

Utwory jurajskie odznaczają się dużą zmiennością facjalną (tak oboczną, jak i wertykalną), co w połączeniu ze znaczną ilością deformacji tektonicznych o charakterze nieciągłym bardzo utrudnia wyjaśnienie relacji pomiędzy poszczególnymi wydzieleniami litostratygraficznymi. Zważywszy na to, że północno-zachodni fragment obszaru arkusza Wolbrom jest brzeżną strefą Jury Krakowsko-Częstochowskiej, bardzo gwałtownie maleje tu miąższość wapieni skalistych. Ze względu na niewystarczający stopień rozpoznania wierceniami tej części opisywanego obszaru (zarówno ubogie opisy litologiczne profili utworów, jak i charakter większości wierceń wykonanych na potrzeby dokumentacji hydrogeologicznych, tj. brak rdzeni) wydzielenie konkretnych jednostek litostratygraficznych w niższej części profilu jest w zasadzie niemożliwe. Wykonanie pełnordzeniowanych otworów połączone z badaniami litologicznymi i biostratygraficznymi dałoby możliwość wyjaśnienia warunków sedymentacji w środkowej jurze i na początku późnej jury.

Zagadnienia dotyczące osadów czwartorzędowych na omawianym obszarze przynajmniej w kilku kwestiach nadal pozostają nierozstrzygnięte. Największe wątpliwości budzą geneza i wiek osadów rzeczno-peryglacialnych występujących głównie w północnej części obszaru arkusza. Ze względu na bardzo małe miąższości, jak również przypuszczalne redepozycje tych osadów, ich datowanie jest bardzo trudne. Rodzą się również pytania o występowanie na przedmiotowym obszarze osadów starszych zlodowaceń, które mogły się zachować głównie w środkowej części, pod miąższym przykryciem lessów. Pomimo że datowania lessów metodą OSL potwierdziły ich wistuliański wiek, to aktualne pozostaje pytanie, czy ich najbardziej spągowa część nie pochodzi z wcześniejszych zlodowaceń. Nierozstrzygnięty pozostaje również wiek tarasów nadzalewowych 2,0–5,0 m n.p. rzeki, który przez część badaczy traktowany jest jako plejstoceniowski, przez innych zaś jako holoceniowski.

Sosnowiec, 2017 r.

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., 1958 — Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.*, 2, 1: 58–81.
- Alexandrowicz S.W., 1962 — Poziomy mikrofaunistyczne dolnego tortonu w okolicach Miechowa i Działoszyc. *Spraw. z Posiedz. Komis. PAN Oddz. w Krakowie*, 5, 2: 446–448.
- Alexandrowicz S.W., 1998 — Malakofauna martwic wapiennych w Trzebieńicach koło Wolbromia. W: *Mat. symp.: 14. Krajowe Seminarium Malakologiczne*: 39–41.
- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz Z., 2003 — Pattern of karst landscape of the Cracow Upland (South Poland). *Acta Carsol.*, 32: 39–56.

- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz Z., 2004 — Ewolucja rzeźby i środowiska Płaskowyżu Ojcowskiego. W: Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (J. Partyka, red.). *Przyroda*, **1**: 47–54.
- Alexandrowicz S.W., Domański W., 1991 — Malakofauna martwic holocenijskich z okolic Wolbromia. *Spraw. z Posiedz. Komis. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, **32**, 1: 221–222.
- Alexandrowicz W.P., 2013 — Holocenijska martwica w Sulisławicach koło Wolbromia. *Pr. Komis. Paleogeogr. Czwartorzędu*, 10: 63–73.
- Baran U., 1969a — Dokumentacja wynikowa otworu geologicznego Uniejów 1 (miejsowość Tunel). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Baran U., 1969b — Dokumentacja wynikowa otworu parametrycznego Wola Libertowska 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bednarek J., Haisig J., Wilanowski T., 1985a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Pradła (880). Inst. Geol., Warszawa.
- Bednarek J., Haisig J., Wilanowski T., Żurek W., 1985b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Pradła (880). Inst. Geol., Warszawa.
- Bednarek J., Kaziuk H., Zapaśnik T., 1978 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ogrodzieniec (913). Inst. Geol., Warszawa.
- Bojkowski K., Bukowy S., 1966 — Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.*, **16**, 2.
- Boratyn J., Brud S., 2001 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Słomniki (947). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Boratyn J., Brud S., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Słomniki (947). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Bukowy S., 1957 — Nowe dane o kimerydzie okolic Krakowa. *Prz. Geol.*, **5**, 2.
- Bukowy S., 1960 — Uwagi o sedymentacji i diagenzie albu okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 152.
- Bukowy S., 1964a — Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184.
- Bukowy S., 1964b — Opracowanie wiercenia Łobzów IG 1 w Szreniawie koło Wolbromia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bukowy S., 1968a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wolbrom (914). Inst. Geol., Warszawa.
- Bukowy S., 1968b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wolbrom (914). Inst. Geol., Warszawa.
- Bukowy S., 1972 — Zagadnienie budowy geologicznej paleozoiku północnego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Nauk. UŚl, Geologia*, 1.
- Bukowy S., 1974 — Monoklina śląsko-krakowska i zapadlisko górnośląskie. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski (W. Pożaryski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Bukowy S., 1978 — Tektonika utworów paleozoicznych. *Pr. Inst. Geol.*, **83**.
- Bukowy S., 1982 — Problemy paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego. W: Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec. Wyd. Geol., Warszawa: 7–25.
- Bukowy S., 1984 — Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego. *Pr. Nauk. UŚl*, 691.
- Bukowy S., Jachowicz A., 1964 — Nowe dane o karbonie górnym niecki miechowskiej. Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 184.

- Bukowy S., Siewniak A., 1963 — Profil jury i kredy w Wierbce koło Pilicy. *Kwart. Geol.*, **7**, 4.
- Buła Z., 1994 — Problemy stratygrafii i wykształcenia osadów starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec. *Pr. Nauk. UŚł*, 1431.
- Buła Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **171**.
- Burzewski W., 1969 — Strukturalne warunki jury olkusko-wolbromskiej jako brzegowe dla hydrodynamiki złóż naftowych Niecki Nidziańskiej. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 61: 1–91.
- Daniec L., Deczkowski Z., 1978 — Jura obszaru śląsko-krakowskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **33**.
- Doktorowicz-Hrebniński S., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kraków, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Dunham R.J., 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. W: Classification of Carbonate Rocks (W.E. Ham, red.). *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 1.
- Dynowska I., 1963 — Stosunki hydrograficzne oraz zagadnienia ochrony wód zachodniej części Wyżyny Miechowskiej. *Ochr. Przyr.*, 29.
- Dżułyński S., 1951 — Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **21**, 2.
- Ekiert F., 1971 — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **66**.
- Ekiert F., 1978 — Stratygrafia prekambriu i starszego paleozoiku w północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **83**.
- Gilewska S., 1972 — Wyżyny śląsko-małopolskie. W: Geomorfologia Polski. 1. Góry i wyżyny (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.
- Gilewska S., Klimek K., 1967 — Czwartorzęd Wyżyny Śląskiej. W: Czwartorzęd Polski (R. Galon, J. Dylik, red.). PWN, Warszawa: 498–527.
- Głazek J., Szyrkiewicz A., 1980 — Kras między Pilicą a Wartą i jego praktyczne znaczenie. W: Przew. 52 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Bełchatów. Wyd. Geol., Warszawa: 84–99.
- Głazek J., Wierzbowski A., 1972 — W sprawie rzekomej transgresji kimerydu na Wyżynie Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 1.
- Goc E., 1964 — Charakterystyka hydrogeologiczna jury rejonu Wolbrom–Kraków i możliwości wykorzystania wód podziemnych. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Górnośląski, Sosnowiec*.
- Goździk J., 1987 — Osady i struktury peryglacialne w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski. *Kwart. Geol.*, **31**, 1: 175–184.
- Hakenberg M., 1978 — Paleotektonika i paleogeografia północnej części niecki miechowskiej w albie i cenomanie. *Stud. Geol. Pol.*, **58**.
- Hakenberg M., 1986a — Alb i cenoman w niecce miechowskiej. *Stud. Geol. Pol.*, **86**.
- Hakenberg M., 1986b — Paleogeografia i paleotektonika niecki miechowskiej w permie i mezozoiku (wybrane zagadnienia). *Stud. Geol. Pol.*, **86**.
- Hakenberg M., Jurkiewicz H., Woźniński J., 1973 — Profile kredy środkowej w północnej części niecki miechowskiej. *Kwart. Geol.*, **17**, 4: 763–786.
- Harańczyk C., 1982a — Krakowidy jako górotwór kaledoński. *Prz. Geol.*, **30**, 11.
- Harańczyk C., 1982b — Nowe dane do poznania kaledońskiego górotworu Krakowidów. Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec. Wyd. Geol., Warszawa.
- Harańczyk C., 1994 — Kaledońskie krakowidy jako górotwór transpresyjny. *Prz. Geol.*, **42**, 11.

- Heliasz Z., 1990 — Sedymentacja wapieni górnej jury w regionie częstochowskim Jury Polskiej. *Pr. Nauk. UŚI, Geologia*, **10–11**.
- Heliasz Z., Lewandowski J., Liszkowski J., Wielgomas L., 1994 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Źarki (879). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Heliasz Z., Lewandowski J., Liszkowski J., 2015 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Źarki (879). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Jugowiec-Nazarkiewicz M., 2017 — Oznaczenia wieku próbek na podstawie nanoplanktonu wapiennego dla arkusza Wolbrom Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Jura D., 2001 — Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UŚI, Katowice.
- Jurkiewicz H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 283.
- Jurkowska A., 2014 — Stratygrafia inoceramowa i architektura depozycji wyższej kredy górnej niecki miechowskiej (praca doktorska). Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków.
- Jurkowska A., 2016 — Inoceramid stratigraphy and depositional architecture of the Campanian and Maastrichtian of the Miechów Synclinorium (southern Poland). *Acta Geol. Pol.*, **66**: 59–84.
- Jurkowska A., Uchman A., 2013 — The trace fossil *Lepidenteron lewesiensis* (Mantell, 1822) from the Upper Cretaceous of southern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **63**: 611–623.
- Jurkowska A., Świerczewska-Gładysz E., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., 2015 — *Porosphaera globularis* (Phillips, 1829) (Porifera, Calcarea) in the Campanian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland. *Acta Geol. Pol.*, **65**: 121–139.
- Kaziuk H., 1980 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kraków, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Kaziuk H., Bednarek J., Zapaśnik T., 1978 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ogrodzieniec (913). Inst. Geol., Warszawa.
- Kaziuk H., Lewandowski J., 1980a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kraków, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Kaziuk H., Lewandowski J., 1980b — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Kraków. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kleczkowski A.S., 1986 — Wody podziemne Niecki Nidziańskiej. *Stud. Ośrod. Dok. Fizjogr. PAN Oddz. w Krakowie*, **14**.
- Kondracki J., 2011 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kotlicki S., 1971 — Chemizm wód podziemnych południowo-zachodniej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 249: 65–134.
- Kowalczewski Z., 1990 — Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski (litostratygrafia, tektonika, paleogeografia). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **131**: 1–82.
- Krach W., 1947 — Miocen okolic Miechowa. Stratygrafia i paleontologia. *Biul. Inst. Geol.*, 43.
- Krauss E., Rutkowski J., 1962 — Bentonity senonu okolic Miechowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**, 3.
- Krzykawski T., Szopa K., 2016 — Analiza minerałów ciężkich oraz analiza petrograficzna wybranych próbek skał osadowych dla arkusza Wolbrom Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Kurek S., Preidl M., 1992 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Olkusz (945). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

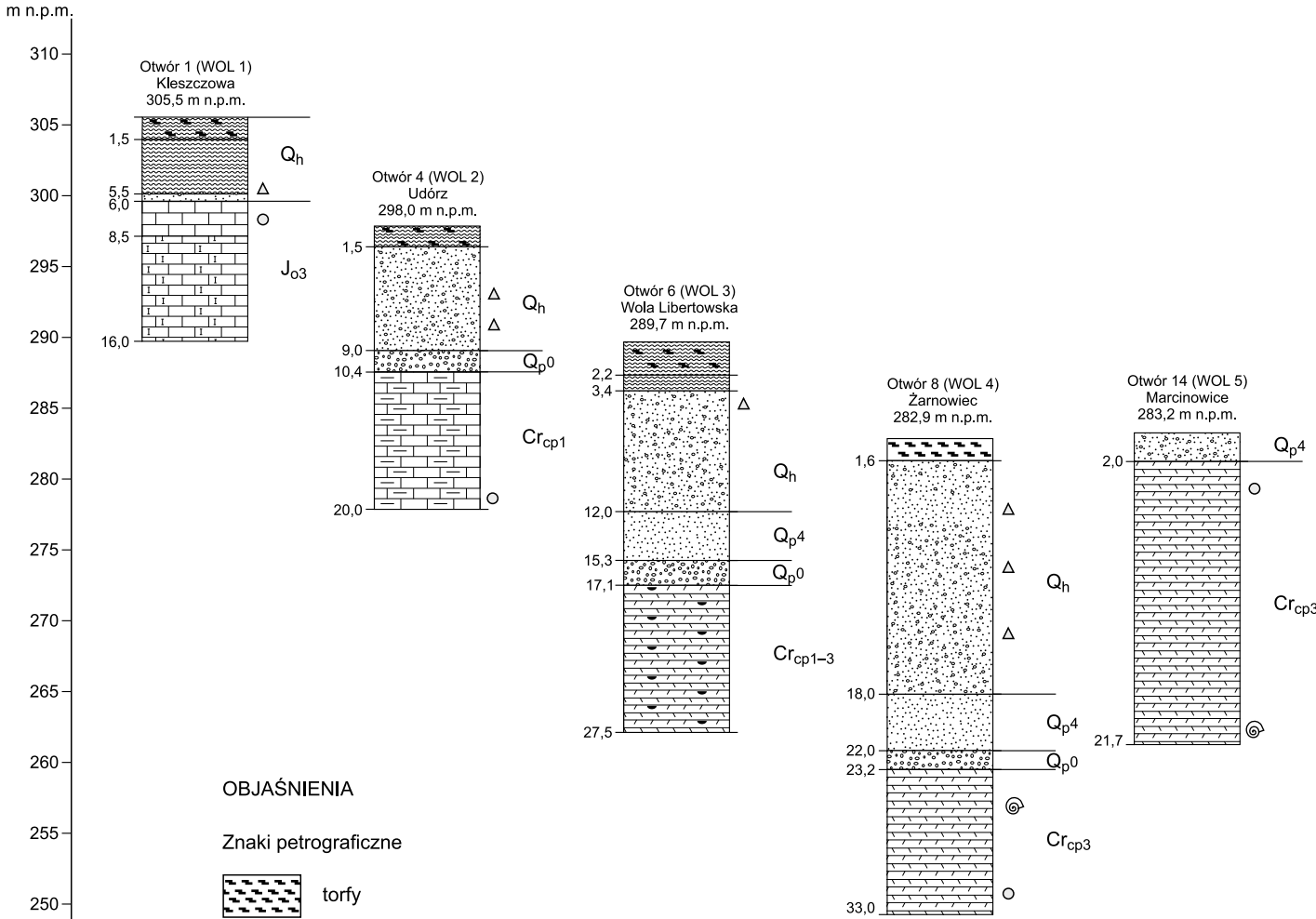
- Kurek S., Preidl M., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Olkusz (945). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1977 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wodzisław (882). Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1978 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wodzisław (882). Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1982a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczekociny (881). Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1982b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczekociny (881). Inst. Geol., Warszawa.
- Latałowa M., 1976 — Diagram pyłkowy osadów późnoglacialnych i holocenijskich z torfowiska w Wolbromiu. *Acta Paleobot.*, **17**, 1: 55–80.
- Lencewicz S., 1911 — Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych okolic Miechowa. *Spraw. z Posiedz. Tow. Nauk. Warsz.*, **4**, 7.
- Lewandowski J., 1982 — Zasięg lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 337.
- Lewandowski J., 1987 — Zlodowacenie Odry na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 31: 247–312.
- Lewandowski J., 1993 — Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. *Fol. Quatern.*, 64: 101–121.
- Lewandowski J., 1994 — Pokrywy fluwioperylacjalne Wyżyny Częstochowskiej. *Prz. Geol.*, **42**, 12.
- Lewandowski J., 1996 — Główne czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 131–146.
- Lewandowski J., 2009 — Cenozoic development of the Częstochowa Upland – disputable problems. W: Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes: paleoenvironments and protection (K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha). *Stud. of the Faculty of Earth Sci.*, 56: 57–67.
- Lewandowski J., 2011 — „Jurajska Oaza Śródlodowa” w świetle badań ostatniego półwiecza. *Prz. Geol.*, **59**, 11: 732–738.
- Lewandowski J., 2015 — Kenozoik regionu śląsko-krakowskiego. Wyd. UŚI, Katowice.
- Lewandowski J., Kaziuk H., 1982 — Ewolucja kopalnej sieci rzecznej regionu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.*, **26**, 1: 177–189.
- Lindner L., 1967 — Lessy dorzecza Uniejówki. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3: 463–494.
- Lindner L., 1988 — Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geol. Pol.*, **38**, 1–4: 63–83.
- Malicki A., 1961 — The loess of the Miechów Upland. 6th INQUA Congress Guidebook. From the Baltic to the Tatras. 3. South Poland. PWN, Łódź.
- Marcinowski R., 1974 — The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1.
- Masłowska M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 10: 920–926.
- Matyszkiewicz J., 1996 — The significance of Saccocoma – calciturbidites for the analysis of the Polish Epicontinental Late Jurassic Basin: an example from the Southern Cracow–Wieluń Upland (Poland). *Facies*, 34: 23–40.

- Matyszkiewicz J., 1999 — Sea-bottom relief versus differential compaction in ancient platform carbonates: a critical reassessment of an example from Upper Jurassic of the Cracow–Wieluń Upland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **69**: 63–79.
- Matyszkiewicz J., Gadomska A., Porębska E., 2001 — Górnourajskie budowle węglanowe rejonu Ogrodzieńca. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, **27**: 219–241.
- Mączyńska S., 1958 — Jeżowce rodzaju *Discoidea* z cenomanu i turonu okolic Krakowa, Miechowa i Wolbromia. *Pr. Muz. Ziemi*, **2**.
- Mączyńska S., 1968 — Echinoids of the genus *Micraster* L. Agassiz from the Upper Cretaceous of Cracow–Miechów area. *Pr. Muz. Ziemi*, **12**: 87–168.
- Michalski A., 1885 — Formacja jurajska w Polsce. *Pam. Fizjogr.*, **5**.
- Myszka J. (red.), 1990 — Koncepcja szczegółowa ochrony wód podziemnych dla wydzielenia regionów hydrogeologicznych. Niecka Miechowska. Część południowa – zlewnia Szreniawy i Dłubni. Arch. Przeds. Geol., Kraków.
- Niedzielski H., 1967 — Hydrogeologia Wyżyny Miechowskiej (praca doktorska). Biblioteka AGH, Kraków.
- Niedzielski H., 1971 — Warunki występowania wód w górnej kredzie Wyżyny Miechowskiej. *Prz. Geogr.*, **43**, 1–2.
- Niedzielski H., 1972 — Hydrochemizm strefy hipergenicznej na Wyżynie Miechowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Obidowicz A., 1976 — Geneza i rozwój torfowiska w Wolbromiu. *Acta Paleobot.*, **17**, 1: 45–54.
- Olszewska-Nejbert D., 2004 — Development of the Turonian/Coniacan hardground Boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc Quarry, southern Poland). *Geol. Quart.*, **48**, 2: 159–168.
- Olszewska-Nejbert D., 2005 — Development of the Turonian Conulus Lagerstätte in the Wielkanoc quarry, Miechów Upland (south Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **75**, 3: 199–210.
- Olszewska-Nejbert D., Świerczewska-Gładysz E., 2007 — Gąbki z utworów kantońskich w kamieniołomie Wielkanoc (Wyżyna Miechowska) – wstępne badania paleontologiczne, sedimentologiczne i petrograficzne. W: Mat. 20. Konf. Nauk. Paleobiologów i Biostratygrafów Pol. Tow. Geol., św. Katarzyna pod Łysicą, 10–13 września, Warszawa.
- Olszewska-Nejbert D., Świerczewska-Gładysz E., 2009 — The phosphatized sponges from the Santonian (Upper Cretaceous) of the Wielkanoc Quarry (southern Poland) as a tool in stratigraphical and environmental studies. *Acta Geol. Pol.*, **59**, 4: 483–504.
- Olszewska-Nejbert D., Świerczewska-Gładysz E., 2013 — Facies and sedimentation of Coniacian deposits of the Kraków Swell in the Wielkanoc area (southern Poland). *Geol. Quart.*, **57**, 1: 1–16.
- Pacanowski G., Czerniak P., 2015 — Przekrój geoelektryczno-geologiczny dla arkusza Wolbrom (914) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Paszewski A., 1927 — Przyczynek do znajomości fauny w kredzie okolic Miechowa, *Kosmos*, 51.
- Pawełczyk W., 2016 — Badania litologiczne próbek dla arkusza Wolbrom (914) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Płonczyński J., 2000 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skała (946). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Płonczyński J., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skała (946) Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pokorny J., 1963 — The development of mogotes in the southern part of the Cracow Upland. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Geol.-Geogr.*, **11**, 3.

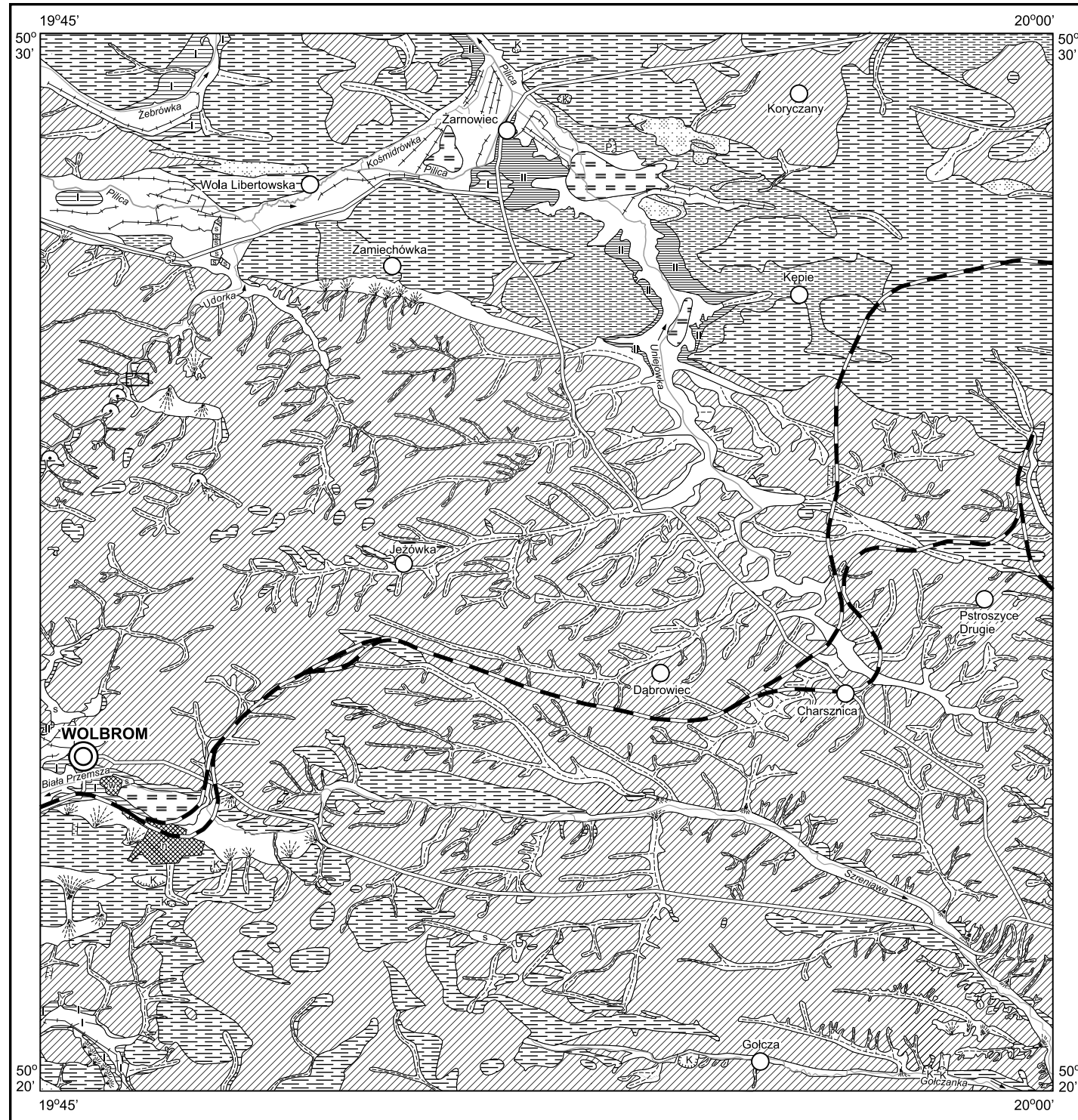
- Polichtówna J., 1962 — Ostańce Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, ich geneza i znaczenie w krajobrazie. *Ochr. Przyr.*, 28: 255–284.
- Popiel-Barczyk E., 1962 — Jeżowce rodzaju *Conulus* z turonu okolic Krakowa, Miechowa, Wolbromia. *Pr. Muz. Ziemi*, 2.
- Przeiętka K., 2017 — Oznaczenie wieku lessów metodą OSL dla arkusza Wolbrom Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Przesmycki P., 1929 — Źródła rzek Przemszy Białej i Szreniawy. *Prz. Górn.-Hut.*, 13.
- Radwański A., 1968 — Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Niecki Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, 18, 2.
- Różycki S., 1953 — Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 17.
- Różycki S., 1960 — Czwartorzęd regionu Jury Krakowsko-Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Prz. Geol.*, 8, 8.
- Różycki S., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Różycki S., Doktorowicz-Hrebnicki S., 1949 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kraków, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszczyńska H., 1958 — Przedplejstocenijskie powierzchnie i czwartorzędowy rozwój rzeźby w okolicach Białej Góry. *Prz. Geol.*, 6, 11.
- Ruszczyńska H., 1961 — Przedplejstocenijskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia osadów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki. W: *Prace o plejstocenie Polski Środkowej*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rutkowski J., 1960 — O utworach piaszczystych w mastryche okolic Miechowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30, 3.
- Rutkowski J., 1961 — Wykształcenie litologiczne części mastrychtu okolic Miechowa. *Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, lipiec–grudzień (bez numeru).
- Rutkowski J., 1965 — Senon okolic Miechowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 35, 1.
- Rutkowski J., 1971 — Osady senonu zachodniego obrzeżenia synklinorium nidziańskiego. *Przew. 43 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 12–14 września, Kraków. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rutkowski J., 1986 — O trzeciorzędowej tektonice uskokowej okolic Krakowa. *Prz. Geol.*, 34, 10: 587–590.
- Rutkowski J., 1987 — O występowaniu utworów paleogenu w rejonie Miechowa. *Spraw. z Posiedz. Komis. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, 28.
- Rutkowski J., Mądry S., 1994a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Miechów (915). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rutkowski J., Mądry S., 1994b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Miechów (915). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Siedlecka A., 1964 — Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnśląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34.
- Siemiradzki J., 1903 — Geologia ziem Polskich. 1. Formacje starsze do jurajskich włącznie. Muzeum Dzieduszyckich, Lwów.
- Sujkowski Z., 1925 — Stratygrafia i tektonika jury i kredy okolic Wolbromia. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 13.
- Sujkowski Z., 1926 — O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 3, 3–4: 382–434.
- Sujkowski Z., 1928 — Uwagi o piaskach i lessach w Olkuskiem i ich wzajemnym stosunku. *Spraw. z Posiedz. Tow. Nauk. Warsz.*, 21.

- Sujkowski Z., 1929 — Uwagi o pochodzeniu materiału klastycznego cenomanu Solcy i Wolbromia. *Spraw. z Posiedz. Tow. Nauk. Warsz.*, **21**.
- Sujkowski Z., 1930 — Sprawozdanie z badań nad utworami kredowymi w dorzeczu górnej Pilicy. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 28.
- Sujkowski Z., 1934 — Skały kredowe między miastami Pilica i Szczekociny. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **8**, 1: 39–75.
- Szczypek T., 1986 — Procesy wydmywające w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych. *Pr. Nauk. UŚI*, 823.
- Szydło A., 2017 — Oznaczenia wieku próbek na podstawie mikrofauny dla arkusza Wolbrom Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Trela J., 1928 — Torfowisko w Wolbromiu (wyniki analizy pyłkowej). *Acta Soc. Bot. Pol.*, 5.
- Wilanowski S., Żaba M., Piotrowski A., Gałązka D., 2013 — Projekt robót geologicznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wolbrom (914), reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Zagórska A., 2016 — Analiza petrograficzna żwirów z glin zwałowych dla arkusza Wolbrom (914) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Zapaśnik T., 1974 — Budowa geologiczna strefy wychodni górnójurajskich między Olkuszem, Wolbromiem i Głanowem. Arch. Inst. Geol. UW, Warszawa.
- Zuchiewicz W., 2010 — Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpacciego. Wyd. AGH, Kraków.

**ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP
(KARTOGRAFICZNYCH)**



Uwaga: głębokość podano w metrach






Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wolbrom (914)




SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000




Formy eoliczne

-  Wydmy
-  Równiny piasków przewianych
-  Pokrywy lessowe

Formy rzeczne

-  Dna dolin rzecznych
-  Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych:
I – 6,0–10,0 m n.p. rzeki, II – 2,0–5,0 m n.p. rzeki
-  Dolinki w ogólności

Formy denudacyjne

-  Równiny denudacyjne
-  Wyżyna pagórkowata zdenudowana
-  Stożki napływowo-usypiskowe






Formy krasowe

-  Jaskinie krasowe

Formy utworzone przez roślinność

-  Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

-  Kanały
-  Kamieniolomy (K), piaskownie (P), gliniarki (G)
-  Wcięcia dróg
-  Dna stawów
-  Nasypy (n), wysypiska odpadów komunalnych (w)
-  Grodziska

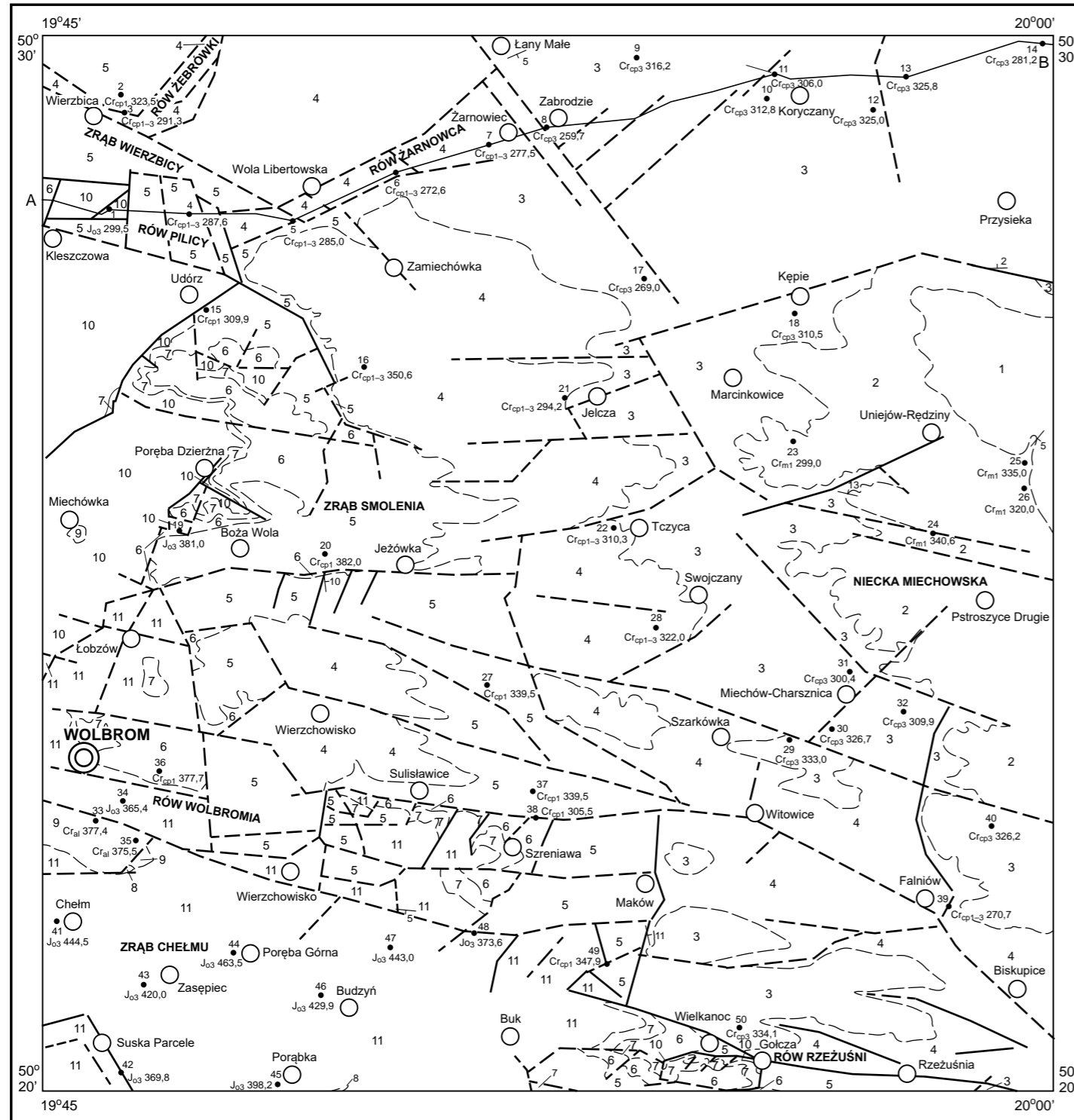
Opracował: K. GÓRKA, 2018r.



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wolbrom (914)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY Z ELEMENTAMI TEKTONIKI

Skala 1:100 000



KREDA GÓRNA	KREDA GÓRNA	1	Gezy wapienste z przerostami wapieni piaszczystych i marglistych	MASTRYCHT DOLNY	MASTRYCHT
		2	Opoki i margle z wkładkami gez		
		3	Opoki i margle	KAMPAN GÓRNY	KAMPAN DOLNY-GÓRNY
		4	Margle, opoki z czertami i opoki margliste		
		5	Wapienie margliste i opoki z czertami	KAMPAN DOLNY	KAMPAN
6	Margle ilaste				
KREDA DOLNA	KREDA DOLNA	7	Wapienie margliste i margle z glaukonitem; wapienie organodetrytyczne; wapienie organodetrytyczne i wapienie piaszczyste	TURON- SANTON GÓRNY	TURON- SANTON
		8	Piaski i piaszkowce glaukonitowe		
		9	Piaski i piaszkowce	CENOMAN	
JURA GÓRNA	JURA GÓRNA	10	Wapienie skaliste	OKSFORD GÓRNY	OKSFORD
		11	Wapienie płytowe (wapienie wolbromskie)		

- - - - - Granice geologiczne
 — a — Uskok: a. pewne, b. przypuszczalne
 — b —
 A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
 (symbol oznacza wiek: Cr_{m1} — mastrycht dolny, Cr_{cp3} — kampan górny,
 Cr_{cp1-3} — kampan dolny-górny, Cr_{cp1} — kampan dolny, Cr_{al} — alb, J₀₃ — oksford górny;
 liczba wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu w m n.p.m.)

10 — Biegi i upady warstw

Opracował: M. PASTERNAK, 2018 r.