



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

**Dariusz WIECZOREK**

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

**Arkusz WŁOSZCZOWA (812)**

**AKTUALIZACJA**

z wykorzystaniem  
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Włoszczowa  
J. Szajna (1980)



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



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

WARSZAWA 2023

Opracował: Dariusz WIECZOREK<sup>1</sup> – 2022  
z wykorzystaniem  
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Włoszczowa J. Szajna (1980)

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski,  
ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI  
Koordynator rejonu Gór Świętokrzyskich i regionu łódzkiego: Dariusz WIECZOREK

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS

ISBN 978-83-68112-18-4

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp .....	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu .....	11
III. Budowa geologiczna .....	22
A. Stratygrafia .....	22
1. Proterozoik–kambry .....	22
a. Neoproterozoik–kambry dolny .....	22
2. Ordowik .....	24
3. Sylur .....	25
a. Landower .....	25
4. Devon .....	26
a. Devon dolny .....	26
Ems .....	26
b. Devon środkowy .....	28
Eifel .....	28
Żywet .....	29
c. Devon górny .....	30
5. Karbon .....	31
a. Karbon dolny .....	31
Wizen .....	31
6. Perm .....	32
a. Perm górny .....	32
Cechsztyń .....	32
7. Trias .....	34
a. Trias dolny .....	34
Pstry piaskowiec .....	34
Pstry piaskowiec dolny + środkowy .....	34
b. Trias środkowy .....	36
Pstry piaskowiec .....	37
Pstry piaskowiec górny (ret) .....	37
Wapień muszlowy .....	39
c. Trias górny .....	42
Kajper .....	43

8. Jura	45
a. Jura dolna	45
b. Jura środkowa	48
Bajos–kelowej	48
c. Jura górna	49
Oksford–kimeryd	50
Oskford–kimeryd dolny	50
Kimeryd	52
Kimeryd dolny	52
Kimeryd dolny–górny	53
9. Kreda	55
a. Kreda dolna	55
Alb	55
Alb środkowy + górny	55
b. Kreda górna	57
Cenoman	57
Cenoman–turon	57
Turon	58
Koniak	59
Santon	60
Kampan	61
Mastrycht	64
Mastrycht dolny	64
10. Paleogen + neogen	68
11. Neogen	69
12. Czwartorzęd	69
a. Plejstocen	70
Złodowacenia południowopolskie	73
Złodowacenie Sanu 1	73
Złodowacenia Sanu 2	74
Interglacjał wielki	77
Interglacjał mazowiecki	77
Złodowacenia środkowopolskie	79
Złodowacenie Odry	79
Złodowacenia północnopolskie	88
Złodowacenie Wisły	88
b. Czwartorzęd nierozdzielony	90
c. Holocen	94

B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu .....	96
C. Rozwój budowy geologicznej .....	103
IV. Podsumowanie .....	117
Literatura .....	119

## **SPIS TABLIC**

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty z elementami tektoniki w skali 1:75 000

Tablica III — Szczegółowa metryczka głębokiego otworu wiertniczego zamieszczonego na mapie geologicznej

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

Tablica V — Zestawienie profili wybranych otworów archiwalnych

Tablica VI — Zestawienie profili wybranych punktów dokumentacyjnych (odslonić)



## I. WSTĘP

Arkusz Włoszczowa (812) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) obejmuje obszar, którego granice wyznaczają współrzędne: 19°45' i 20°00' długości geograficznej wschodniej oraz 50°50' i 51°00' szerokości geograficznej północnej. Teren ten, o powierzchni około 325,4 km<sup>2</sup>, położony jest w ponad 90% w obrębie Niecki Włoszczowskiej, stanowiącej jeden z mezoregionów Wyżyny Przedborskiej. Jedynie niewielkie fragmenty w jego północno-wschodniej części należą do Pasma Przedborsko-Małogoskiego – również mezoregionu Wyżyny Przedborskiej (Kondracki, 2009). Teren arkusza znajduje się w obrębie wału metakarpackiego (Tokarski, 1958). Pod względem administracyjnym obszar niniejszego opracowania leży na pograniczu województw: świętokrzyskiego (gminy: Kluczewsko, Włoszczowa, Krasocin i Secemin, w powiecie włoszczowskim), łódzkiego (gminy: Wielgomłyny, Żytno i Przedbórz, w powiecie radomszczańskim) i śląskiego (gmina Koniecpol, w powiecie częstochowskim).

Obszar arkusza Włoszczowa ma charakter rolniczy (z licznymi kompleksami leśnymi na słabszych glebach). W jedynym ośrodku miejskim – Włoszczowie – znajdują się: ZPUE S.A. – Koronea group, OSM Włoszczowa, szpital powiatowy, Strunobet Migacz Sp. z o.o. i Effector S.A.

Pierwsza wersja arkusza Włoszczowa została opublikowana w 1980 r. (Szajn, 1980a, b). Pracami i badaniami geologicznymi wykonanymi na potrzeby tego arkusza, w latach 1976–1978, kierował J. Szajn z Zakładu Projektów i Dokumentacji Geologicznych Kombinatu Geologicznego – Południe. Zarejestrowano wówczas ponad 3500 punktów dokumentacyjnych. Wykonano przede wszystkim sondy ręczne, a także sondy mechaniczne i wkopy. Opisano odsłonięcia i odkrywki. Ponadto przeprowadzono tzw. wywiady studzienne oraz pomiary w ponad 560 studniach kopanych, a także obserwacje źródeł i wysięków. Zagęszczenie marszrut terenowych wyniosło około 5–6 km/km<sup>2</sup> (Szajn, 1980a). Na potrzeby arkusza wykonano 12 otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych) o łącznej długości 343,5 m. W dziewięciu z nich osiągnięto utwory podłoża czwartorzędu (mastrychtu dolnego).

W celu określenia miąższości i litologii utworów czwartorzędowych oraz ukształtowania stropu podłoża czwartorzędu, wzdłuż wybranych linii przekrojów przeprowadzono badania geofizyczne – głębokościowe sondowania elektryczne (GSE), uzupełnione pomiarami sondą elektryczną wbijaną wibromłotem i na niektórych odcinkach profilowaniem elektrooporowym (PE). Łącznie wykonano osiem badawczych ciągów geofizycznych, w tym dwie linie tylko profilowania elektrooporowego. Dokumentację sporządził Wachowicz (1978).

Na potrzeby arkusza wykonano badania laboratoryjne (mikropaleontologiczne, petrograficzne, mineralogiczne, chemiczne i surowcowe) na części z ponad 100 pobranych próbek osadów czwartorzędowych i mezozoicznych. H. Jurkiewicz (z Instytutu Geologicznego, Oddziału Świętokrzyskiego im. J. Czarnockiego, w Kielcach) i E. Biedowa (z Instytutu Geologicznego w Warszawie) przeprowadzili oznaczenia mikrofauny występującej w osadach kredy górnej, na odpowiednio: 17 i 6 próbkach. J. Czerwonka (z Zakładu Badań Geologicznych we Wrocławiu) wykonał analizy petrograficzne materiału okruchowego na ośmiu próbkach glin zwałowych i trzech próbkach żwirów lodowcowych. Z. Migaszewski (z Zakładu Badań Geologicznych w Kielcach) opisał 21 szlifów (płytek cienkich). B. Mikrut (z Instytutu Geologicznego, Oddziału Górnośląskiego, w Sosnowcu) poddał badaniom rentgenograficznym pięć próbek bentonitu i skał otaczających z odsłonięcia w Nowinach koło Komornik. W laboratorium Zakładu Badań Geologicznych w Krakowie wykonano wskaźnikowe badania glin zwałowych jako surowca ceramiki budowlanej (Szajn, 1980a).

W 1978 r. Szajn opracował zebrane dane. Poza materiałami uzyskanymi podczas prac geologiczno-zdjęciowych wykonanych na potrzeby arkusza, przeanalizował profile ponad 150 archiwalnych otworów wiertniczych, z których 46 wybrał na mapę geologiczną (łącznie, wraz z wierceniami kartograficznymi, na mapie geologicznej zamieścił 58 otworów). Wykorzystał także opracowania i dokumentacje: surowcowe, hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie, a także zdjęcia lotnicze (Szajn, 1980a). Zestawił mapę geologiczną, przekroje geologiczne, syntetyczne profile geologiczne, szkice, m.in. geomorfologiczny, geologiczny odkryty i hydrogeologiczny, profile otworów wiertniczych oraz tekst objaśniający (Szajn, 1980a, b).

Aktualizacji arkusza Włoszczowa dokonano w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym, Oddziale Świętokrzyskim, w Kielcach, w latach 2020–2022. Prace terenowe przeprowadził D. Wieczorek (w latach 2020–2021). W pracach kameralnych, wykonanych przez D. Wieczorka, wziął udział A. Stoiński.

Przyjęty zakres aktualizacji zakładał wykorzystanie (w środowisku GIS) przede wszystkim nowych archiwalnych danych geologicznych (profilu otworów wiertniczych), nowszych map topograficznych oraz danych numerycznego modelu terenu (NMT) o rozdzielczości terenowej 1,0 m

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH (ODSŁONIĘĆ)

Numer punktu dokumentacyjnego		Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna w m n.p.m.	Głębokość w m	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym				
1	Krzętów 6	Krzętów	206,5	5,0	dokumentacja utworów czwartorzędowych (wg Cabaj, 1991)
2	57/812	Komorniki	216,5	3,0	oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL
3	Maluszyn 5	Maluszyn	220,0	13,0	dokumentacja utworów czwartorzędowych (wg Cabaj, 1991)
4	70/812	Gościenin	209,5	3,0	oznaczenia wieku bezwzględnego metodą OSL

(dane z projektu ISOK), a następnie weryfikację otrzymanych wyników pracami w terenie (kartowaniem powierzchniowym). Nowy materiał faktograficzny uzyskano opisując ściany istniejących odkrywek i odsłonieć (tab. 1). Na próbkach osadów uzyskanych w dwóch miejscach wykonano oznaczenia wieku bezwzględnego metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) (Palczewski, 2021).

Na podstawie NMT wykreślono w większości formy morfologiczne, takie jak: doliny rzeczne, dolinki denudacyjne i wydmy. Korekty wyznaczonych granic geologicznych dokonano w terenie. Ujawniła się wówczas słabość podkładów topograficznych wykorzystywanych przed laty podczas kartowania terenowego, gdy stosowano tzw. powiatówki, na których celowo błędnie zaznaczane były dane topograficzne i hipsometryczne (tego typu skażenia map topograficznych przeznaczonych na potrzeby cywilne były w tamtym czasie wymogiem związanym z bezpieczeństwem kraju).

Budowa geologiczna opisywanego obszaru była przedmiotem badań wielu autorów począwszy od XIX w., przy czym najwięcej publikacji dotyczyło utworów jury górnej i kredy odsłaniających się w Pasmie Przedborsko-Małogoskim (Pusch, 1836, 1885; Zeuschner, 1864; Michalski, 1884a, b; Siemiradzki, 1889, 1893; Lewiński, 1908, 1912). W okresie międzywojennym Świdziński (1932, 1935, 1962) badał osady kimerydu w Pasmie Przedborsko-Małogoskim. Jako pierwszy opisał szczegółowo ich profil. W pracy z 1962 r. przedstawił podział stratygraficzny osadów górnourajskich w Pasmie Przedborsko-Małogoskim (Świdziński, 1962). Nowy podział utworów najwyższego oksfordu i kimerydu, oparty na faunie amonitowej i nawiązujący do obowiązujących schematów stratygrafii jury, opracowany został przez Kutka (1968). Wnioski paleogeograficzne i tektoniczne, stanowiące wyniki wieloletnich badań tego autora, przedstawione są w licznych publikacjach (Kutek, 1969; Głazek, Kutek, 1970, 1971, 1976; Kutek, Głazek, 1972). Osady jury górnej występujące na obszarach

położonych w pobliżu terenu arkusza Włoszczowa były badane również przez: Roniewicz (1960), Malinowską (1961, 1962, 1967, 1970), Jaworowskiego (1962) i Karczewskiego (1965). Ostatnio utwory systemu jurajskiego stały się przedmiotem prac Złonkiewicza (1996, 2006a, b, 2009, 2011).

Wykształcenie litologiczne i stratygrafia osadów kredy występujących w obrębie Niecki Włoszczowskiej opisywane były przez Różyckiego (1937, 1938), Pożaryskiego (1966) oraz Cieślińskiego i Pożaryskiego (1970). Obszaru arkusza Włoszczowa dotyczyły też prace Alexandrowicza i Parachoniaka (1958) oraz Błaszkiwicza (1965). Spośród późniejszych opracowań należy wymienić publikacje Chruszcz (1998a–c) i pracę magisterską Szymutko (2019). Profil utworów kredy w okolicach Dobromierza i Przedborza opublikowany został przez Cieślińskiego (1956). Utwory kredy okolic Przedborza i Radomska były badane przez Kutka (1967). Cieśliński i Pożaryski (1970) wykonali monograficzny opis utworów kredowych dla mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Piaszkowce albu i cenomanu w Pasmie Przedborsko-Małopolskim opisywane były przez Passendorfera (1923, 1927), Samsonowicza (1937) i Premika (1947).

Utwory głębszego podłoża badanego terenu poznane zostały dzięki otworom wiertniczym i wykonanym na ich podstawie pracom syntetycznym (Jurkiewicz, 1965a, b, 1972, 1975, 1976c, 1981; Jurkiewicz, Woźniński, 1965; Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, Żakowa, 1969, 1972; Żakowa, 1969a, b; Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Jurkiewicz, red., 1990, 1994; Kowalczewski, 1990), a także dzięki pracom geofizycznym (m.in. Lisowski i in., 1989). Tektonika brachyantykliny Dobromierza, wykształconej na pograniczu obszarów arkuszy Włoszczowa i Przedbórz, była przedmiotem badań Wartołowskiej-Świdrowskiej (1976). Z kolei Pożaryski (1971) i Czubla (1988) opisali tektonikę elewacji radomskiej (radomszczańskiej).

Ponadto warto przypomnieć prace: Świdzińskiego (1931), Karaszewskiego (1960, 1962), Senkiewiczowej (1961, 1970), Jurkiewiczowej, (1967), Daniec (1970), Karaszewskiego i Kopika (1970), Kopika (1970, 1973a, b), Jaskowiak-Schoeneichowej (1972), Deczkowskiego (1997), Gajewskiej (1997a, b), Krassowskiej (1997), Niemczyckiej (1997), Pokorskiego (1997), Szyperko-Teller (1997) i Wagnera (1997).

Rzeźba Pasma Przedborsko-Małopolskiego została ostatnio objaśniona przez Salę (2011).

Utwory czwartorzędowe na obszarze arkusza Włoszczowa mają dosyć ubogą literaturę. Dobrze rozpoznane zostały w jego części wschodniej, w związku z budową Centralnej Magistrali Kolejowej (Lindner i in., 1972; Różycki i in., 1973). Na obszarach sąsiednich osady czwartorzędu zostały bardziej szczegółowo opracowane w granicach terenu arkusza Czermno (Jurkiewiczowa, Mamakowa, 1960; Jurkiewicz, 1965; Jurkiewiczowa, 1968). Utwory te były też przedmiotem prac Czarnika (1966) – w pobliżu południowo-zachodniego narożnika obszaru arkusza Włoszczowa, Żołnierza

(1971, 1991) – w Pasmie Przedborsko-Małoskim i w dolinie Lipnicy, na wschód od obszaru arkusza Włoszczowa, oraz Szajna (1977a, b, 1978) – na południowy wschód od Włoszczowy.

Osady plejstocénskie rozpoznane w częściach północno-zachodniej i zachodniej regionu świętokrzyskiego opisywane były przez: Lindnera (1970a, b, 1971, 1972, 1977), Lindnera i Kowalskiego (1974), Lindnera i Ziemińską-Tworzydło (1974), Lindnera i Brykczyńską (1980), Lindnera i Grzybowski (1982), Lindnera i Rzętkowską-Orowiecką (1998), Lindnera i Mastellę (2000, 2002) oraz Bińkę (2010).

Znaczenie dla poznania zarysu czwartorzędu badanego obszaru miały też opracowania o charakterze regionalnym (Czarnocki, 1927, 1931; Łyczewska, 1959, 1971; Filonowicz, 1972; Różycki, 1972a, b), obejmujące również tereny sąsiednie (m.in.: Różycki, 1960; Jurkiewiczowa, 1961a; Nowak, 1964, 1970; Czarnik, 1966; Niklewski, 1966; Różycki, Lamparski, 1967; Baraniecka, 1971; Baraniecka, Sarnacka, 1971; Grzybowski, 1972; Cabaj, 1974, 1980, 1981, 1991, 2002; Banaśkiwicz-Cabaj, Cabaj, 2007; Wachecka-Kotkowska, 2013, 2015; Czubla, 2015), a nawet ponadregionalnym (Sawicki, 1922; Klimaszewski, 1952; Lindner, 1979, 1980, 1982, 1984c, 1988a, b, 1992, 2001; Lewandowski, 1996, 2015; Mojski, 2005; Lindner, Marks, 2012; Lindner i in., 2013).

Interesujących danych dostarczyły także materiały kartograficzne, w tym arkusz Łódź Przegładowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000 (Dylik, Jurkiewiczowa, 1951; Jurkiewiczowa i in., 1955) oraz arkusze Częstochowa i Kielce Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Biernat i in., 1980; Filonowicz, 1980a, b, 1981; Haisig, Biernat, 1980; Haisig, Wilanowski, 1980; Romanek 2008a–c; Haisig, 2011a–c). W 2013 r. dokonano reambulacji arkusza Secemin SMGP (Drozd, Trzepla, 2013; Drozd i in., 2021b, c). Pierwszą wersję tego arkusza opracował Kwapisz (1980a, b). Ostatnio zakończono aktualizację arkuszy Przedbórz i Oleszno SMGP (Wieczorek i in., 2023a, b; Sokalski, 2023b, d). Pierwsze wersje tych arkuszy opracowali odpowiednio: Kwapisz (1983a, b) i Szajn (1983, 1984). Na zachodzie obszar arkusza Włoszczowa graniczy z terenem arkusza Żytno (Hermańska, Smyka, 1990, 1991). Arkusz ten przewidziany jest do aktualizacji w dalszej kolejności.

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizycznogeograficznym obszar arkusza Włoszczowa znajduje się w granicach prowincji Wyżyny Polskie, podprowincji Wyżyna Małopolska, makroregionu Wyżyna Przedborska, mezoregionów Niecka Włoszczowska i Pasma Przedborsko-Małoskie (Kondracki, 2009). Pasma Przedborsko-Małoskie, z południową częścią brachyantykliny Dobromierza, wyróżnia się geomorfologicznie. Pozostałą część obszaru arkusza cechuje mniej urozmaicona rzeźba (fig. 1).

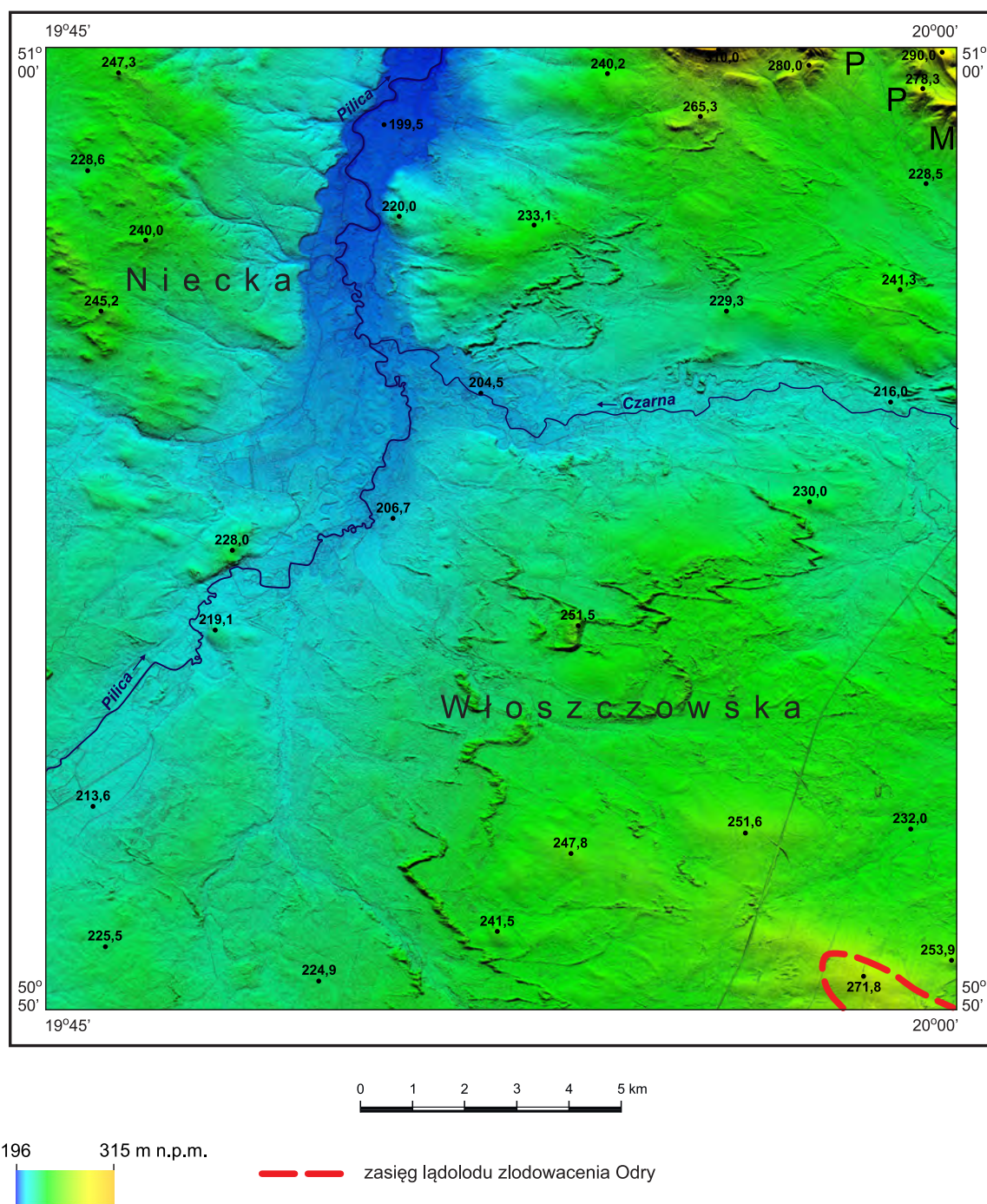


Fig. 1. Jednostki fizycznogeograficzne (Kondracki, 2009)  
z zasięgiem lądolodu zlodowacenia Odry (Szajn, 1980b; Wieczorek, Cabaj, 2020)

PPM – Pasma Przedborsko-Małogoskie

Współczesna morfologia badanego terenu jest wynikiem działalności całego szeregu procesów rzeźbotwórczych. Wykazuje silny związek zarówno z czynnikami: strukturalnymi, strukturalno-denudacyjnymi i tektoniczno-strukturalnymi utworów mezozoicznych, jak też z działalnością różnorodnych procesów w okresach: paleogenu, neogenu i czwartorzędu, głównie o charakterze denudacyjnym (Gilewska, 1972; 1991; Lewandowski, 2015). Obok siebie występują tu formy wykształcone w skałach jurajsko-kredowych i powstałe w czwartorzędzie (tabl. I).

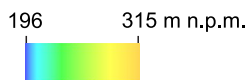
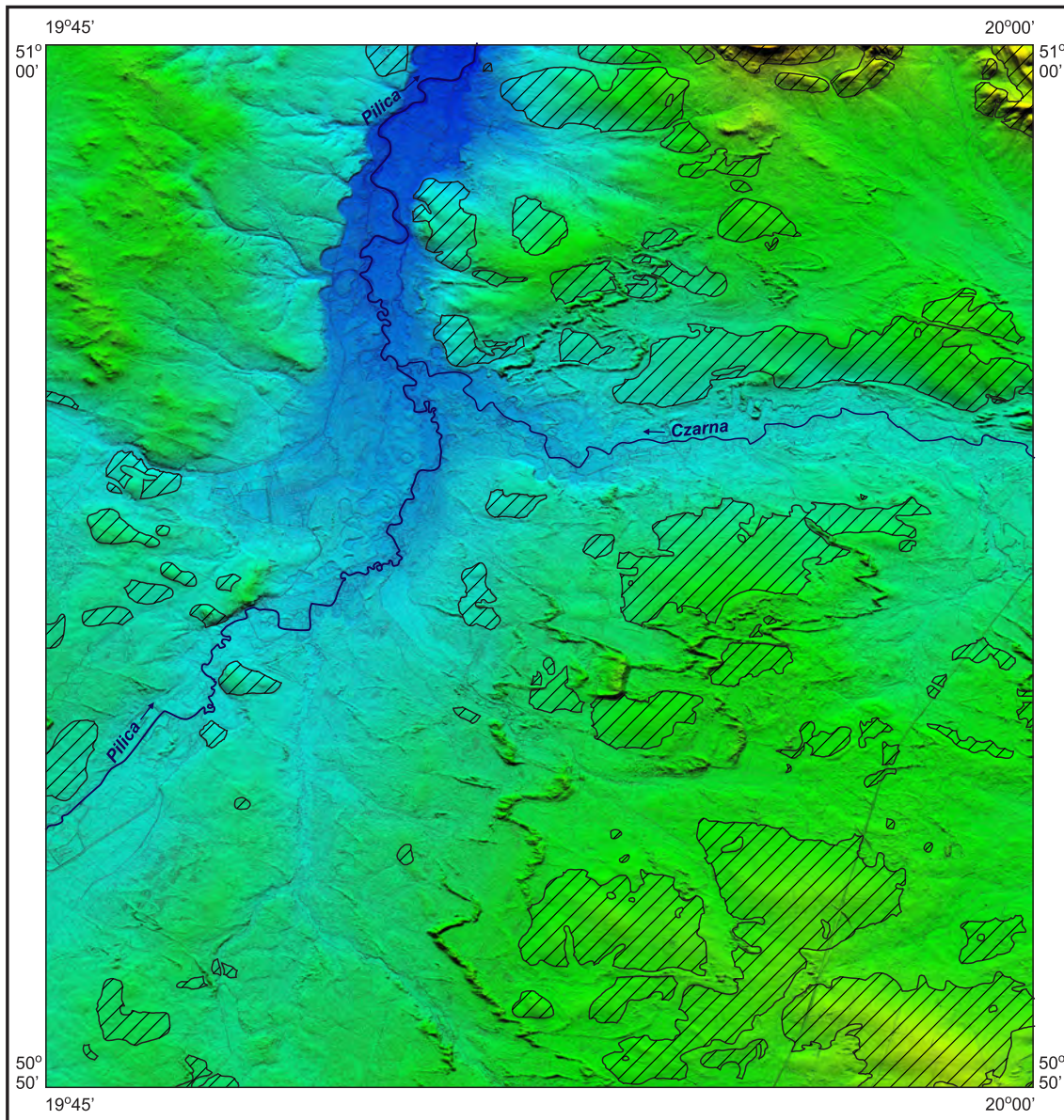
Na obszarze arkusza Włoszczowa najwyższą kulminację (około 315 m n.p.m.) stanowi góra Krzemyk, znajdująca się na północ od Jeżowca. Najniżej (około 196 m n.p.m.) położona jest powierzchnia tarasu holocenijskiego w dolinie Pilicy w rejonie Gęsiarni, na zachód od Mrowiny. Różnica wysokości między tymi punktami – oddalonymi od siebie w linii prostej o około 5 km – wynosi około 119 m. Lokalne deniwelacje w rejonie Pasma Przedborsko-Małogoskiego nie przekraczają 50,0 m, a nachylenie stoków (z wyjątkiem załomów strukturalnych i krawędzi) wynosi 5–7°. W obrębie Niecki Włoszczowskiej deniwelacje są mniejsze, np. około 20 m w rejonie Maluszyna i około 30 m w rejonie Włoszczowy.

Doliny Pilicy i Czarnej są dość szerokie, słabo wcięte, a w ich dnach często występują podmokłości. Dno doliny Pilicy opada od około 215 m n.p.m. w rejonie Pukarzowa, tj. w części południowo-zachodniej terenu arkusza, do około 196 m n.p.m. w rejonie Mrowiny, tj. w części północnej badanego obszaru. Odległość między tymi miejscami wynosi około 17,6 km, spadek doliny więc – około 1,08‰. Z kolei wysokość dna doliny Czarnej na terenie niniejszego opracowania mieści się przedziale od około 215 m n.p.m. w rejonie Komornik do około 202 m n.p.m. przy ujściu do Pilicy. Przy odległości około 11,8 km pomiędzy tymi miejscami, spadek doliny Czarnej wynosi około 1,10‰. Zarówno dolina Pilicy, jak i dolina Czarnej rozwinęły się w strefach występowania uskoków przecinających utwory górnokredowe.

Wzniesienia i stoki Pasma Przedborsko-Małogoskiego zbudowane są z utworów albu (piaskowców) i kimerydu (wapieni). W obrębie Niecki Włoszczowskiej pod osadami czwartorzędowymi występują głównie skały mastrychtu (margle i opoki), miejscami utwory: kampanu (margle i opoki), santonu, koniaku i turonu (opoki, margle i wapienie) oraz cenomanu (piaskowce i piaski) (tabl. II).

O nadrzędnej roli podłoża czwartorzędu w rzeźbie obszaru niniejszego opracowania można wnioskować, analizując zarys jego wychodni i obszarów płytkiego zalegania (na głębokości do 1,5–2,0 m) (fig. 2).

Powierzchnia utworów górnokredowych przekształcana była podczas paleogenu i neogenu. Początkowo uwarunkowana litologiczno-strukturalnie i prawdopodobnie tektonicznie, zmieniana była stopniowo w związku z czynnikami klimatycznymi (denudacja) i zapewne działalnością rzek (erozja), żeby w miocenie środkowym i późnym przejść przez etap odnowienia tektonicznego. Ostatnie duże zmiany morfogenetyczne miały miejsce w plejstocenie, w jego częściach zarówno przedglacjalnej (częste zmiany klimatu – wietrzenie fizyczne), jak i glacialnej (w tym pobyty lądolodów skandynawskich: bezpośrednie oddziaływanie lądolodu oraz przemiany w warunkach strefy peryglacjalnej – wietrzenie fizyczne). Obecny na obszarze arkusza, zachowany fragmentarycznie typ rzeźby polodowcowej zaliczany jest geomorfologicznie do tzw. strefy staroglacjalnej (Mojski, 2005;



wychodnie utworów kredowych i jurajskich i obszary płytkiego (na głębokości do 1,5–2,0 m) zalegania stropu tych skał

Fig. 2. Wychodnie utworów kredowych i jurajskich oraz obszary płytkiego zalegania tych skał

Turkowska, 2006). Mimo złożonej morfogenezy badanego terenu wzniesienia kredowe nadal mają profile stoków zgodne z ich uwarunkowaniami strukturalnymi i litologicznymi. Rozwój ukształtowania powierzchni utworów kredowych przed czwartorzędem i we wczesnym plejstocenie mógł być bardziej dynamiczny niż dotychczas przyjmowano, w większym stopniu zależny od uwarunkowań: litologicznych, strukturalnych i tektonicznych. Wzorem dla takich uwag są rozważania dotyczące Wyżyny Lubelskiej (Henkiel, 1995; Dobrowolski i in., 2014) czy Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej (Urban, 2014; Urban i in., 2015).

Na obszarze niniejszego arkusza wyróżniono szereg form morfologicznych o genezie: lodowcowej, wodnolodowcowej, eolicznej, rzecznej, denudacyjnej i różnej, utworzonych przez roślinność oraz antropogenicznych (zgodnie z wytycznymi Instrukcji do spraw opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym z 1977 r., zwanej dalej Instrukcją (1977), oraz Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r., zwanej dalej Instrukcją (2004)).

**Formy lodowcowe.** Równiny moreny dennej i wodnomorenowe (zdenudowane). Równiny te znajdują się głównie w części północnej obszaru arkusza Włoszczowa. Obecne są także w częściach środkowej i południowo-wschodniej badanego terenu. Tworzą ją izolowane płyty glin zwałowych występujące m.in. wśród utworów określonych jako piaski ze żwirami lodowcowe i wodnolodowcowe. Wznoszą się na wysokości około 210–240 m n.p.m. Jedynie w okolicach Starej Wsi i Włoszczowy ich wysokość przekracza nieco 250,0 m n.p.m. (Szajn, 1980a, b). Powierzchnie opisywanych form opadają w kierunku dolin rzecznych. Z doliną Pilicy tworzą one miejscami krawędź o nachyleniu do 10–12° i wysokości około 7–10 m (Szajn, 1980a).

Obecnie, biorąc pod uwagę wyniki analizy NMT, w obrębie badanych równin nie da się wyróżnić terenów bardziej płaskich i bardziej falistych, tak jak to przed laty zrobił Szajn (1980a), w znaczeniu wysoczyzny morenowej płaskiej i wysoczyzny morenowej falistej, znanych z obszarów niżowych.

**Moreny czołowe akumulacyjne** (zdenudowane). W części północno-zachodniej obszaru arkusza Włoszczowa, w rejonie: Myśliwczowa, Rogów i Łazowa, wyróżniono szereg pagórków i wzgórz moren czołowych (Szajn, 1980a, b). Są to formy zazwyczaj dosyć małe, poza jedną zdecydowanie większą. Stanowią część pasa morenowego położonego w strefie glacialmarginalnej zlodowacenia Odry (obecnie łączonego z MIS 6 – Marks i in., 2019), znanego m.in. z obszarów arkuszy Przedbórz (Kwapisz, 1983a, b; Wieczorek i in., 2023a, b) i Czermno (Sokalski, 2023a, c). Ich wysokość zwykle sięga kilku metrów, maksymalnie wynosi około 10 m.

**Formy wodnolodowcowe.** Równiny wodnolodowcowe i sandrowe (zdenudowane). Zdenudowane równiny wodnolodowcowe w granicach terenu arkusza Włoszczowa wyróżniono na obszarach wyniesionych. Tworzą je przede wszystkim piaski, piaski i żwiry wodnolodowcowe i lodowcowe. Zdenudowane równiny sandrowe występują w przydolinnych odcinkach: Pilicy, Zwleczy, Jeżówki, Baryczki, Czarnej i Czarnej Strugi. Są one zbudowane z piasków, miejscami piasków ze żwirami, wodnolodowcowych. W wielu miejscach formy te są zbliżone do sandrów dolinnych. Powierzchnie opisywanych równin wodnolodowcowych i sandrowych, opadające bardzo łagodnie w kierunku dolin, są dość wyrównane. Urozmaicają je wydmy i pola piasków przewianych

(Szajn, 1980a). Wysokość równin wyróżnionych w otoczeniu doliny Pilicy wynosi około 205–215 m n.p.m. w częściach północnej i środkowej obszaru arkusza oraz około 215–225 m n.p.m. w jego części południowej. Na południowy wschód od Stanowisk i Lubicza powierzchnie równin, opadające w kierunku południowo-wschodnim, znajdują się na wysokości około 225–240 m n.p.m. (Szajn, 1980a). W części południowo-wschodniej obszaru opracowania, w otoczeniu doliny Czarnej Strugi, opisywane równiny wznoszą się około 225–235 m n.p.m.

**Obszary zastoiskowe.** Osady tworzące obszary zastoiskowe na terenie arkusza Włoszczowa nie mają dużego rozprzestrzenienia. Formy te wyróżniono jedynie w kilku miejscach, w okolicach: Praczki i Maluszyna oraz Silpia Mała–Pękowiec i Oblasy–Kuźnica Grodziska.

**Formy akumulacji szczelinowej.** Na obszarze arkusza Włoszczowa wyróżniono obecnie wiele form akumulacji szczelinowej. Wcześniej Szajn (1980a) dwie z nich zaklasyfikował jako ozy. Są to formy przejściowe, powstałe między akumulacją czołowomorenową a depozycją ozów. W rejonie Silniczki osady tworzące formę akumulacji szczelinowej przykryte są rumoszem skał kredowych (okrywają nałożoną glacitektonicznie?).

**Kemy.** Za kem uznane zostało, w ślad za Szajnem (1980a, b), wyraźnie zaznaczające się na badanym obszarze wzgórze Księża Góra, położone nieco na północ od Stanowisk. Wzgórze to, o wydłużonym, ale i owalnym kształcie, węższe w części zachodniej, a rozszerzające się w kierunku wschodnim, wznosi się około 10–12 m ponad otaczający je teren.

**Tarasы kemowe.** Dwa nieduże tarasy kemowe wyróżniono koło Stanowisk, w rejonie opisanego powyżej kemu. Kolejne dwa tarasy kemowe występują w okolicach Starej Wsi, na stokach Pasma Przedborsko-Małogoskiego. W stosunku do opracowania Szajna (1980a, b) obecnie zdecydowanie zmniejszono liczbę tych form. Asumpt do tego dały wyniki analiz map topograficznych i NMT.

**Rynny (subglacialne) wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone.** W części zachodniej obszaru arkusza Włoszczowa, w okolicach: Łazowa, Silniczki i Baryczy, występują prawdopodobnie fragmenty rynien subglacialnych, nie w pełni wykształconych (m.in. w związku z płytkim zaleganiem skał kredowych i ich wychodniami). Formy te najlepiej obserwować z mostu w Baryczy oraz z garbu kredowego w Silniczce, patrząc na zachód.

**Formy eoliczne.** Wśród form eolicznych rozpoznanych na obszarze arkusza Włoszczowa najbardziej czytelne są wydmy, a następnie pola piasków przewianych. Pagóry i wały wydymowe występują bardzo licznie zarówno na badanym terenie, jak i w jego sąsiedztwie (Żołnierz, 1976; Szajn, 1977a, b, 1980a, b; Kwapisz, 1980a, b, 1983a, b; Jaśkowski, 1981, 1984, 1988, 1996; Hermańska, Smyka, 1990, 1991). Największe zespoły wydym grupują się w okolicach: Komparzowa, Brześcia, Międzylesia, Kurzelowa, Jakubowic, Komornik, Nadolnika i Jeżowic. Liczne są też formy

mniejsze, np. między Ciemiętnikami a Stanowiskami. Najwyższe wydmy osiągają wysokość do około 10–15 m. Pola piasków przewianych na obszarze niniejszego opracowania występują licznie, zarówno w otoczeniu wydm, jak i niezależnie od nich, np. na północ i północny zachód od Włoszczowy. Między wydmami i w obniżeniach stropu piasków przewianych występują zagłębienia deflacyjne. W niektórych spośród nich wytworzyły się podmokłości i bagna, a nawet jeziorka śródwydmowe.

**Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych.** Formy te na obszarze arkusza Włoszczowa wyróżniono w mniejszych dolinach rzecznych, takich jak doliny: Baryczki, Kurzelówki, Zwleczy i Jeżówki.

**Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych.** Tarasy akumulacyjne zalewowe (V i VI) na badanym terenie występują w dolinach: Pilicy, Zwleczy, Czarnej i Czarnej Strugi. Zazwyczaj jest to jeden poziom akumulacyjny (V), jedynie w dolinie Pilicy, przy korycie, pojawia się sporadycznie drugi, niższy poziom (VI). Opisywane tarasy rzeczne powstały w holocenie.

**Tarasy akumulacyjne nadzalewowe (I–IV).** Na obszarze arkusza Włoszczowa w dolinach mniejszych cieków występuje jeden taras nadzalewowy (IV), z kolei w dolinach Pilicy i Czarnej stwierdzono trzy poziomy tarasów nadzalewowych (I–III). Tarasy te powstały podczas zlodowacenia Wisły, w strefie ekstraglacialnej.

**Tarasy erozyjne i erozyjno-akumulacyjne.** Formy te wyróżniono w okolicach Silpii Dużej i Pukarzowa, gdzie doszło do przekształcenia stropu utworów mastryckich i przykrycia ich przez osady rzeczne tarasów nadzalewowych. Podobnie w rejonach Ciemiętnik i Mrowiny. Z kolei w okolicy Rzewuszyca podczas tworzenia tarasu nadzalewowego erozji uległa powierzchnia glin zwałowych zlodowacenia Odry.

**Formy denudacyjne i różnej genezy.** Powierzchnie zrównań wierzchowinowych na obszarze arkusza Włoszczowa wyróżniono obecnie zamiast opisywanych wcześniej przez Szajna (1980a) trzeciorzędowych powierzchni zrównań. Formy te predysponowane są tu uwarunkowaniami strukturalnymi i litologicznymi utworów górnokredowych. Już samo ułożenie warstw skalnych, nierzadko poziome, a najczęściej pod niewielkim kątem (rzędu kilku stopni), torowało drogę do powstania wyrównanej powierzchni mogącej nosić cechy powierzchni zrównania. Powierzchnie zrównań wierzchowinowych wyróżniono w okolicach: Łapczynej Woli, Nowin, Jakubowic i Komornik, Kluczewska i Komparzowa, Kurzelowa, Jeżowic, Dankowa Dużego i Dankowa Małego oraz Włoszczowy. Powierzchnie te tworzą widoczne spłaszczenia wznoszące się na nieco różniących się wysokościach. W rejonie Włoszczowy położone są najwyżej. W okolicach: Kurzelowa, Jeżowic oraz Dankowa Dużego i Dankowa Małego znajdują się około 20 m niżej. Na podobnym poziomie

powierzchnie zrównań wierzchowinowych wznoszą się w rejonach Łapczynej Woli i Nowin. Opisywane powierzchnie wierzchowinowe stanowią być może jedną powierzchnię strukturalną (strukturalno-denudacyjną) rozbitą uskokami i przez to zróżnicowaną hipsometrycznie. W rejonach: Łapczynej Woli, Komornik, Kurzelowa, Jeżowic, Dankowa Małego i Włoszczowy, w obrębie powierzchni zrównań wierzchowinowych wyróżniają się formy przypominające zaokrąglone grzbiety. Najczytelniejszy z nich, rozciągający się na południe od Włoszczowy, wznosi się 271,8 m n.p.m. Powierzchnie zrównań wierzchowinowych w okolicach: Dankowa Małego, Dankowa Dużego, Włoszczowy i Jeżowic stanowią północno-zachodnie zakończenie garbu węgleszyńskiego (Cabaj, Nowak, 1986).

Równiny denudacyjne stanowią jeden z bardziej dominujących elementów morfologicznych na obszarze arkusza Włoszczowa. Wytworzyły się w obrębie odsłoniętego podłoża górnokredowego, względnie przykrytego resztkami utworów czwartorzędowych (Szajn, 1980a). Stanowią rozległe powierzchnie o bardzo małym nachyleniu (do  $2^\circ$ ), wznoszące się na różnych poziomach, od około 210 m n.p.m. do około 250 m n.p.m. (Szajn, 1980a). Powstawaniu opisywanych równin sprzyjały uwarunkowania utworów górnokredowych zarówno litologiczne (skały miękkie – margle i opoki), jak i strukturalne (w tej części niecki miechowskiej upady warstw kredowych są rzędu kilku stopni, można więc przyjąć, że utwory te zalegają niemal horyzontalnie).

Powierzchnie soliflukcyjne, złaziskowe. Na stokach zbudowanych z utworów albskich i w ich sąsiedztwie występują pokrywy stokowe, zwietrzelinowe, przemieszczane soliflukcyjnie.

Ostańce. Są to pagóry zbudowane z utworów kredowych, nieduże, ale wyróżniające się w swoim otoczeniu, o kilkusetmetrowej rozciągłości i kilkumetrowej wysokości (Szajn, 1980a). Ostańce te, występujące w okolicach: Silniczki, Maluszyna, Gościęcina i Jeżowic, związane są z pasem występowania bardziej odpornych opok piaszczystych (Szajn, 1980a).

Dolinki denudacyjne i młode rozcięcia erozyjne występujące na stokach Pasma Przedborsko-Małogoskiego i brachyantykliny Dobromierza uwarunkowane są istnieniem w podłożu uskoków. Uskoki te powodują też przesunięcia linii grzbietowych. Opisywane dolinki i młode rozcięcia erozyjne to formy wąskie, o charakterze wciosów. W innych miejscach obszaru arkusza Włoszczowa dolinki denudacyjne i młode rozcięcia erozyjne są pozostałością po dawnych odpływach wód roztopowych (m.in. w rejonie Rogi-Wola Życińska oraz w okolicach Krzętowa i Błonia).

Stożki napływowe na obszarze arkusza Włoszczowa wyróżniono w rejonach: Krzętowa, Pęgowca i Łachowa.

**Stoki.** Na terenie niniejszego opracowania formy te wyróżniono w obrębie Pasma Przedborsko-Małoskiego i w Bobrownikach.

**Grzbiety:** wąskie i zaokrąglone, o założeniach strukturalnych. Grzbiety wyróżniono, w ślad za Szajnem (1980a), w obrębie Pasma Przedborsko-Małoskiego i brachyantykliny Dobromierza. Wyraźnie zaznaczają się one w obrębie wychodni skał albskich i kimerydzkich (Sala, 2011). Grzbiety zbudowane z piaskowców albskich na badanym terenie wznoszą się do około 270–290 m n.p.m., a nawet około 310 m n.p.m. Nieco na północ od obszaru arkusza sięgają nawet do około 330 m n.p.m. Z kolei grzbiety wykształcone w utworach kimerydu sięgają około 280–290 m n.p.m., a nawet około 310–315 m n.p.m.

Grzbiety utworzone na badanym terenie rozdzielone są przez łączące na wzgórza. Zarówno przełęcze, jak i występujące na stokach Pasma Przedborsko-Małoskiego i brachyantykliny Dobromierza wąskie dolinki denudacyjne i młode rozcięcia erozyjne (o charakterze wciosów) uwarunkowane są istnieniem w podłożu uskoków.

**Drobne zagłębienia o różnej genezie.** Formy te występują na różnych genetycznie powierzchniach. Powstały wskutek działalności różnorodnych procesów geomorfologicznych, np.: termokrasu, erozji, w tym erozji rzecznej, lub eolicznych.

**Formy utworzone przez roślinność.** Na obszarze arkusza Włoszczowa równiny torfowe występują przede wszystkim w dnach dolin rzecznych oraz w sąsiedztwie wydm. Większe, położone poza dolinami obszary równin torfowych znajdują się na południe od Komparzowa, na północny zachód (rezerwat Ługi) i południowy wschód od Jeżowic oraz w okolicach: Brześcia, Międzylesia i Motyczna, a także Pękowca. W dolinach większe równiny torfowe rozpoznano w rejonie na południe i południowy wschód od Zalesia oraz w rejonach: Łazowa, Baryczy i Kątów, Kurzelowa, Międzylesia, Łachowa i Włoszczowy.

**Formy antropogeniczne.** Kamieniołomy, piaskownie i glinianki na obszarze arkusza Włoszczowa funkcjonowały dość licznie jeszcze w czasach prac Szajna (1980a, b). Kamieniołomy („kamionki”) częste były w wychodniach skał kredy, w pobliżu większych miejscowości (Banaśkiewicz, 1971; Ameryk, 2020; Wieczorek, Cabaj, 2020). W rejonie Włoszczowy istniało też kilka niewielkich cegielni zlokalizowanych tuż obok glinianek, m.in. na północ i południowy zachód od Włoszczowy (Banaśkiewicz, 1971; Ameryk, 2020). Szajn (1980a, b) zaznaczył tylko większe wyrobiska (lub ich zespoły), bardziej zaznaczające się w morfologii terenu. W większości były to już wówczas formy nieczynne lub eksploatowane dorywczo bądź okresowo. Obecnie, ponieważ niekoncesjonowana działalność górnicza nie jest dozwolona, większych wyrobisk jest dużo mniej.

Z kolei „kamionki” zostały zarzucone z uwagi na wykorzystywanie w budownictwie innych materiałów niż opoki czy margle.

**D n a s t a w ó w .** Większe dna stawów występujących na obszarze arkusza Włoszczowa zaznaczono w rejonach Pukarzowa i Mostów w dolinie Pilicy, w okolicach Baryczy i Ciężkowiczek w dolinie Baryczki oraz Zabrodzie–Rzewuszyce w dolinie Czarnej Strugi, a także w rejonie Pilczycy w dolinie Czarnej.

**N a s y p y i w y s y p i s k a o d p a d ó w k o m u n a l n y c h .** Na obszarze arkusza Włoszczowa nieduże nasypy wyróżniono w Bobrownikach i we Włoszczowie. Na północ od Włoszczowy funkcjonuje wysypisko odpadów komunalnych Kępny Ług. Stare, nieczynne składowisko odpadów komunalnych znajduje się na zachód od Włoszczowy, w rejonie Dankowa Małego.

**G r o d z i s k a .** W rejonie Włoszczowy znajduje się pozostałość grodziska stożkowego ze średniowiecza (Hadamik, 2004; Ameryk, 2020). Stała tu wieża obronna, pełniąca jednocześnie funkcje mieszkalne. Według różnych źródeł mogła ona działać od połowy XIV w. do połowy XV w. Mieszkańcy Włoszczowy opisywane grodzisko nazywają „kopcem”. Jego lokalizacja nie była przypadkowa. Jeszcze do II wojny światowej tereny te były trudno dostępne z uwagi na występujące podmokłości i rozległe torfowiska. Podczas wojny Niemcy nakazali wykonanie prac melioracyjnych i dzięki temu stały się one przystępniejsze. „Kopiec” otacza słabo zachowane, ale jeszcze czytelne obniżenie będące pozostałością po fosie. Od około 300 lat na terenie grodziska stoi figura św. Jana Nepomucena.

\* \* \*

\*

Obszar arkusza Włoszczowa znajduje się w obrębie dorzecza Pilicy. Pilica – dość duża rzeka – przecina badany teren w jego części zachodniej, z południa na północ. Jej szeroka dolina przebiega skośnie lub poprzecznie do mezozoicznych struktur geologicznych i stref rozmieszczenia osadów czwartorzędowych (Szajn, 1980a, b). Koryto Pilicy rozcina ciąg ostańców denudacyjnych wykształconych w obrębie górnokredowych opok piaszczystych w okolicach Maluszyna i Gościęcina oraz strefę osadów morenowych i wodnolodowcowych w rejonie Ciemiętniki–Wola Życińska. Drugą ważną rzeką na obszarze niniejszego arkusza jest Czarna (Czarna Pilczycka, Czarna Włoszczowska) – prawobrzeżny dopływ Pilicy – płynąca w części środkowej badanego terenu, ze wschodu na zachód, od Komornik do Ciemiętnik, gdzie ma swoje ujście (Szajn, 1980a). Do dolin Pilicy i Czarnej kierują się mniejsze rzeki i strugi: Zwlecza z Jeżówką, Kurzelówka, Baryczka i Czarna Struga (Feliksówka) oraz szereg bezimiennych cieków, tworząc sieć rzeczną o charakterze pierzastym

(Szajn, 1980a). Układ tych cieków może być pozostałością po lobie lądolodu zlodowacenia Odry. Opisywane rzeki mają charakter nizinny. Meandrują w dolinach wypełnionych aluwiami. Ich koryta cechuje mały spadek. Jedynie niewielki dopływ Czarnej (Rybnica – Szajn, 1980a) przepływający w części północno-wschodniej badanego terenu, wzdłuż zboczy Pasma Przedborsko-Małogoskiego, ma inny charakter. Cechują go prostolinijny przebieg i większy spadek podłużny (Szajn, 1980a).

Kurzelówka, struga o niewielkiej długości, już w rejonie Kurzelowa prowadzi znaczną ilość wód. Jest to wynik zasilania przez wody podziemne pochodzące z utworów kredowych (co zaobserwowano w 2020 r. w okolicy Międzylesia i jego przysiółka Mchowia, gdy po „czyszczeniu” koryta Kurzelówki w okolicy Międzylesia było ono „suche”, a w rejonie Mchowia niosło już sporo wód). W Kurzelowie przy korycie Kurzelówki występują ponadto źródła. Ich wodami pojono bydło. Część z tych źródeł rozkopano, tworząc niewielkie stawy, część ocembrowano. Kurzelówka jest też o tyle specyficzna, że na większej długości ma koryto o prostym przebiegu. Obecnie prace melioracyjne można łatwo wykonać. Niewykluczone jednak, że prosty przebieg koryta strugi ma swoje źródła jeszcze w średniowieczu, gdy Kurzelów przez kilka stuleci był małym ośrodkiem miejskim (prawa miejskie otrzymał w 1285 r.) z młynami, browarami i stawami. Istnienie takich obiektów mogło wymuszać prostowanie koryta strugi. Koryto Kurzelówki ma bardziej naturalny charakter dopiero poniżej Kurzelowa, między uroczyskami Zwierzyniec i Piskorzyniec, gdzie przecina wydmy i pola piasków przewianych.

Dosyć wyrównana powierzchnia terenu na północ od Włoszczowy była do niedawna trudno dostępna z uwagi na obecność podmokłości i torfowisk (Ameryk, 2020). Drenuje ją niewielki ciek uchodzący do Czarnej Strugi w rejonie uroczyska Chruściel (na obszarze arkusza Oleszno). Ciek ten, obecnie zmeliorowany i skanalizowany, wcześniej o krętym i meandrującym przebiegu koryta (co jest widoczne na NMT), zasilany był kilkoma źródłami, m.in. w rejonach dzisiejszej ulicy Młynarskiej i Księżego Stawu (Ameryk, 2020). Źródła te miały zasilanie z utworów kredowych. Występowanie podmokłości na opisywanym obszarze wiąże się z obecnością w odległości około 1 km na południe od Włoszczowy wyraźnego garbu zbudowanego ze skał kredy, wznoszącego się około 20–25 m ponad miastem, podczas gdy teren Włoszczowy i obszar na północ od niego stanowią wyrównaną powierzchnię. Nieco na północ od ulicy Partyzantów natężenie przepływu wód podziemnych maleje, powodując ich względnie płytkie zaleganie na większej przestrzeni. Jak już wspomniano, podczas II wojny światowej rozpoczęto prace melioracyjne, które teren ten uczyniły bardziej dostępnym (Ameryk, 2020). Obecnie widać postępujące obniżanie się zwierciadła wód podziemnych wynikające z ich eksploatacji ujęciami miejskimi.

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### A. STRATYGRAFIA

Stratygrafię podłoża kenozoiku na obszarze arkusza Włoszczowa opisano głównie na podstawie profilu głębokiego otworu wiertniczego Włoszczowa IG-1 (Jurkiewicz, red., 1990). Posiłkowano się także profilem wiercenia Boża Wola IG-1 (Jurkiewicz, red., 1993), znajdującego się nieco na północ (około 0,7 km) od granicy badanego terenu, już na obszarze arkusza Przedbórz. W stosunkowo niewielkiej odległości od granic obszaru niniejszego opracowania zlokalizowane są otwory Pągów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976b) na obszarze arkusza Żytno i Secemin IG-1 (Jurkiewicz, red., 1994) na obszarze arkusza Secemin. Nieco dalej znajdują się otwory: Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974b), na terenie arkusza Nagłowice, Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a), na terenie arkusza Wodzisław, Biała Wielka IG-1 (Jurkiewicz, red., 1991a), na terenie arkusza Koniecpol, oraz Milianów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974a), na terenie arkusza Żytno.

Utwory podłoża kenozoiku rozpoznane w sąsiedztwie badanego terenu, zarówno bliższym, jak i dalszym, są ponadto szerzej opisane w licznych publikacjach (Passendorfer, 1939; Jurkiewicz, 1965a, 1974, 1975, 1976c, 1981, 2000; Jurkiewicz, Woźniński, 1965; Pożaryski, 1966, 1969, 1971, 1974; Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, Żakowa, 1969, 1972; Żakowa, 1969a, b, 1982; Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Stupnicka, 1972; Hakenberg i in., 1973; Wartołowska-Świdrowska, 1976; Morawska, 1978, 1979, 1986, 1992, 1996; Kowalczewski, 1981, 1990, 2000; Pieńkowski, 1983, 2004; Zawidzka, 1984; Fijałkowska, 1995; Hakenberg, Świdrowska, 1996; Kutek, 1996; Modliński, Szymański, 1996a, b, 2001a, b; Szulczewski i in., 1996; Złonkiewicz, 1996, 2006a, b, 2009, 2011; Wagner, 1997; Zbroja, Kuleta, 2001; Kuleta, Zbroja, 2006; Fijałkowska-Mader, 2013).

#### 1. Proterozoik–kambr

##### a. Neoproterozoik–kambr dolny

Nowsze dane (m.in.: Kowalczewski, 1990; Kowalczewski, Lendzion, 1996; Jurkiewicz, red., 1999) wskazują, że najstarsze znane z wierceń skały tworzące podłoże niecki miechowskiej powstały w epoce kambru dolnego, przy czym są one częścią większego kompleksu, wendyjsko-kambryjskiego (Jurkiewicz, 1975) lub wendyjsko-dolnokambryjskiego (Jurkiewicz, red., 1991b; Buła, 2000), o miąższości nawet około 3000–5000 m (Buła, 2000). Prawdopodobną granicę opisywanych utworów i występujących na północ od nich skał kambru dolnego regionu kieleckiego (kieleckiej strefy fałdów) Gór Świętokrzyskich stanowi uskok Chmielnika (Żelaźniewicz i in., 2011). Z uwagi na

niesprecyzowany przebieg tego uskoku w rejonie badań utwory wendu–kambru dolnego w niniejszym opracowaniu ujęto łącznie.

Wiek tych utworów określają znalezione w nich akritarchy i wykształcenie litologiczne (Pożaryski i in., 1981; Kowalski, 1983; Kowalczewski, 1990, 2000; Moczydłowska, 1995). Dokumentuje je także wynik oznaczenia wieku bezwzględnego metodą U-Pb ziarn cyrkonu, uzyskanych z warstwy tufitów, z wiercenia Książ Wielki IG-1, z głębokości około 1390 m (około 100 m poniżej stropu tych skał) – około 550 000 000 lat (Compston i in., 1995), tj. o około 8 000 000 lat starszy od przyjętego dla początku kambru (Wagner, red., 2008).

Łupki, mułowce, piaskowce i zlepieńce. W wierceniu Włoszczowa IG-1 (otw. 125) utworów tego wieku nie nawiercono (Jurkiewicz, red., 1990) (tabl. III). Na ich występowanie na obszarze arkusza Włoszczowa wskazują jednak dane uzyskane z otworów zlokalizowanych na terenach sąsiednich arkuszy.

W otworze Secemin IG-1, wykonanym na południe od badanego terenu, opisywane skały rozpoznano na głębokości 2252,0–2740,0 m (nie przewiercono) (Jurkiewicz, red., 1994). W części dolnej profilu (na odcinku o miąższości 370,0 m) zalegają łupki krzemionkowe, brunatnowiśniowe lub szarozielonkawe, z drobnymi przewarstwieniami mułowców krzemionkowych, piaskowców kwarcowych i kwarcytów. Stwierdzono mikroflorę: *Micrhystridium* sp., *Leiosphaeridium* sp., *Granomarginata* sp. i *Leiomarginata* sp. Ten odcinek badanego profilu można odnosić do utworów dolnokambryjsko-prekambryjskich (?) znanych z Książa Wielkiego, Białej Wielkiej i Jaronowic (Jurkiewicz, red., 1976a, 1991a, b, 1994). W wyższych partiach opisywanego profilu (o miąższości 118,0 m) występują łupki ilaste, brunatnowiśniowe, słabo zdiagenezowane, z drobnymi przewarstwieniami kwarcytów szarych lub szarozielonkawych. Nie zawierają one żadnych szczątków organicznych. Niewykluczone, że reprezentują dolne ogniwa kambru subholmiowego (Jurkiewicz, red., 1994).

Z kolei w otworze Węgleszyn IG-1, wykonanym na południowy wschód od obszaru arkusza Włoszczowa, udokumentowano brunatnowiśniowe mułowce i piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, z przewarstwieniami łupków pstrych i pakietami zlepieńców, o miąższości 221,6 m, których nie przewiercono (Jurkiewicz, red., 1974b). Zlepieńce złożone są z otoczków kwarcu, fragmentów skał magmowych, m.in. bliżej nieokreślonych, silnie przeobrażonych wulkanitów, oraz skaleni, piaskowców, mułowców i skał krzemionkowych. Spoiwo stanowi detrytus mineralny, minerały ilaste, krzemionka, tlenki żelaza i kalcyt. Skały te są wyraźnie odkształcone plastycznie; w spągu ich upady wynoszą 50–60°, a w stropie 30–40°. Pierwotnie zaliczano je do prekambru (Jurkiewicz, red., 1974b).

W otworze Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a), zlokalizowanym na południowy wschód od terenu badanego arkusza, nawiercono łupki szare, mikowe, mułowce szare i szarozielonkawe,

mikowe, użylone ankerytem, piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, miejscami łupki sphyllityzowane, łupki brunatnowiśniowe, mułowce o spoiwie węglanowo-żelazistym, które zaliczono do kambru dolnego (Kowalczewski, 1990; Kowalczewski, Lendzion, 1996), formacji z Brzegów (Kowalczewski, Lendzion, 1996). Utworów tych nie przewiercono, a ich stwierdzona miąższość wynosi 340,2 m (Jurkiewicz, red., 1976a).

W otworze Biała Wielka IG-1, znajdującym się na południowy zachód od obszaru arkusza Włoszczowa, miąższość utworów, które można odnieść do niniejszego wydzielenia, wynosi 492,4 m (Jurkiewicz, red., 1991a). Skał tych nie przewiercono. W ich profilu stwierdzono głównie łupki krzemionkowo-ilaste, brunatno-wiśniowe lub brunatno-szare, z przewarstwieniami mułowców silnie zdiagenezowanych, niewykazujących zdecydowanego metamorfizmu. W utworach tych spotykane są żyłki kwarcu, dolomitu lub ankerytu. Według Jurkiewicza (red., 1991a) reprezentują one kambr dolny lub najwyższy prekamb.

W niniejszym opracowaniu przyjęto, że na obszarze arkusza Włoszczowa miąższość skał opisanego wydzielenia prawdopodobnie przekracza 700,0 m.

## 2. Ordowik

Utworów ordowiku w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) nie stwierdzono, jednak w części innych wierceń wykonanych w granicach niecki miechowskiej zaznacza się prawidłowość: tam, gdzie występują skały sylurskie, zalegają pod nimi osady ordowickie (m.in. Jurkiewicz, red., 1976a). Pośrednio wskazują na to też dane geofizyczne i mapy strukturalne (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Jurkiewicz, 1975; Lisowski i in., 1989). Dlatego w niniejszym opracowaniu dodano wydzielenie obejmujące utwory ordowiku w ogólności.

**P i a s k o w c e , m i e j s c a m i ł u p k i .** Skały te najbliżej obszaru arkusza Włoszczowa stwierdzono w otworze Jaronowice IG-1, w którym mają miąższość 14,9 m (Jurkiewicz, red., 1976a). Przypisywano je do tremadoku–arenigu (?) (Jurkiewicz, red., 1976) lub arenigu (Modliński, Szymański, 1996a). Są to piaskowce drobnoziarniste, szarozielonawe, z glaukonitem. Miejscami występują wkładki piaskowców gruboziarnistych z otoczkami chalcedonu i dużą ilością glaukonitu oraz przekładaniec piaskowcowo-łupkowy z wkładkami brekcji złożonej z okruchów kwarcytów i warstewkami glaukonitu (Jurkiewicz, red., 1976a). Upad tych skał wynosi około 15°. Są to utwory basenu sedimentacyjnego o reżimie epikontynentalnym (Modliński, Szymański, 1996a). Utwory ordowiku na obszarze arkusza Włoszczowa mogą mieć miąższość do 10,0 m. W wierceniu Książ Wielki IG-1 natrafiono też na utwory węglanowe, tj. wapienie i dolomity (Jurkiewicz, 1975).

### 3. Sylur

Utwory systemu sylurskiego w podłożu niecki miechowskiej występują na ograniczonych przestrzeniach, tj. w obniżeniach stropu starszych od nich utworów – ordowiku lub neoproterozoiku–kambru dolnego. Leżą one na nich niezgodnie. Strop utworów syluru jest ścięty erozyjnie i przykryty utworami młodszymi – dewonu dolnego lub triasu dolnego (Modliński, Szymański, 1996b).

Skały syluru stwierdzono w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) (Jurkiewicz, red., 1990) i nieco dalej – w wierceniu Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a). Nie ma ich natomiast w otworach: Secemin IG-1, Biała Wielka IG-1 i Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974b, 1991a, 1994). Wiercenia: Boża Wola IG-1, Pągów IG-1 i Milianów IG-1 zostały zakończone w młodszym utworach (Jurkiewicz, red., 1974a, 1976b, 1993).

W części północnej obszaru arkusza Włoszczowa na obecność skał syluru (nierozdzielonego) mogą wskazywać wyniki badań geofizycznych (Lisowski i in., 1989). Opisywane utwory mogą tam osiągać miąższość ponad 200,0 m.

#### a. Landower

Łupki ilaste. Utwory te udokumentowano w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) na głębokości 2541,0–2618,6 m. Nie przewiercono ich (Jurkiewicz, red., 1990; Modliński, Szymański, 2001b). Są to łupki ilaste, ciemnoszare i czarne, silnie zdiagenezowane, spękane i użylone ankerytem i rzadziej, dolomitem. Ich upady mogą dochodzić nawet do 80–85°. W opisywanych łupkach nie znaleziono śladów makrofauny. Zawierają natomiast szczątki roślin: *Leiosphaeridium* sp., *Leiofusa* sp., *Leiomesotriletes* sp., *Baltisphaeridium* sp. i *Stenozonomesotriletes* sp. Zdaniem Jurkiewicza (1975) badane utwory reprezentują prawdopodobnie jedynie landower.

Miąższość skał landoweru na obszarze niniejszego opracowania stwierdzona w otworze 125 wynosi 77,6 m (Jurkiewicz, red., 1990). Szajn (1980a, b) oszacował ją na około 150–250 m. Według danych geofizycznych może ona dochodzić do 200,0 m (Lisowski i in., 1989).

\* \*  
\*

Łupki ilaste, iłowce, mułowce i piaskowce. Jest to wydzielenie obejmujące utwory syluru łącznie. Skały te zostały rozpoznane w wyniku badań geofizycznych wykonanych w części północnej niecki miechowskiej. Przyjęto, że ich miąższość może przekraczać 200,0 m (Lisowski i in., 1989).

Utwory syluru o miąższości około 235 m stwierdzono w otworze Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a). Zostały one podzielone przez Modlińskiego i Szymańskiego (1996b, 2001b) na trzy

oddziały: landower, wenlok i ludlow. Skały sylurskie występujące w wierceniu Jaronowice IG-1 są odpowiednikami formacji z Mrzygłodu, znanej z części zachodniej bloku małopolskiego (Buła, 2000). Maksymalna miąższość utworów tej formacji dochodzi do 1500,0 m. Górną część profilu rozpoznanego w otworze Jaronowice IG-1 (mułowcową) można częściowo utożsamiać z serią szarogłazową ludlowu Gór Świętokrzyskich (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970).

#### 4. Dewon

Rozprzestrzenienie utworów dewońskich w podłożu niecki miechowskiej jest większe od rozprzestrzenienia skał ordowiku i syluru. Dolną partię ich profilu reprezentują skały powstałe w warunkach lądowych oraz pogranicza lądu i morza, emskie. Brak jest osadów żedynu i zigenu. W eiflu nastąpiła transgresja morska, która przetrwała do końca dewonu, przy czym zalew morski początkowo nie objął wyniesienia Włoszczowy (Morawska, Stupnicka, 1985) (fig. 3) – struktury tektonicznej elewowanej, ograniczonej uskokami: Pilicy, Radzanów–Lelów i Małogoszcza (Morawska, Stupnicka, 1985; Morawska, 1986), w części południowej określanej jako blok Włoszczowy–Jędrzejowa (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970).

##### a. Dewon dolny

###### Ems

Piaskowce, łupki ilaste, piaskowce kwarcytowe i kwarcyty. Utwory te udokumentowano w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) na głębokości 2512,0–2541,0 m (Jurkiewicz, red., 1990). Stwierdzono piaskowce jasnoszare lub szaro-zielonkawe, drobnoziarniste, masywne, ale spękane, na których zalegają brunatno-wiśniowe łupki ilaste, silnie zmięte i zlustrowane. Kontakt utworów emsu ze skałami zarówno podległymi, jak i nadległymi jest tektoniczny.

Skały dewonu dolnego, o miąższości ponad 22,0 m (nie przewiercono), udokumentowano także w otworze Boża Wola IG-1 (Jurkiewicz, red., 1993). Są to piaskowce kwarcytowe i kwarcyty zlewne, szaro-niebieskawe i szaro-wiśniowe. Kwarcyty złożone są z bardzo dobrze obtoczonych ziarn kwarcu, spoiwem jest głównie przekryształizowana krzemionka, a w niewielkim stopniu także kaolin i chalcedon. Piaskowce kwarcytowe składają się z dobrze obtoczonych okruchów kwarcu, spojonych głównie grubokrystalicznym kalcytem. W piaskowcach występują też cienkie wkładki mułowców. Kwapisz (1983a, b) utwory te łączył z emsem, jednak późniejsze dane (Jurkiewicz, red., 1993) nie precyzują ich wieku tak dokładnie. Zdaniem Jurkiewicza (red., 1993) są one podobne do osadów dolnego dewonu znanych z południowej części Gór Świętokrzyskich.

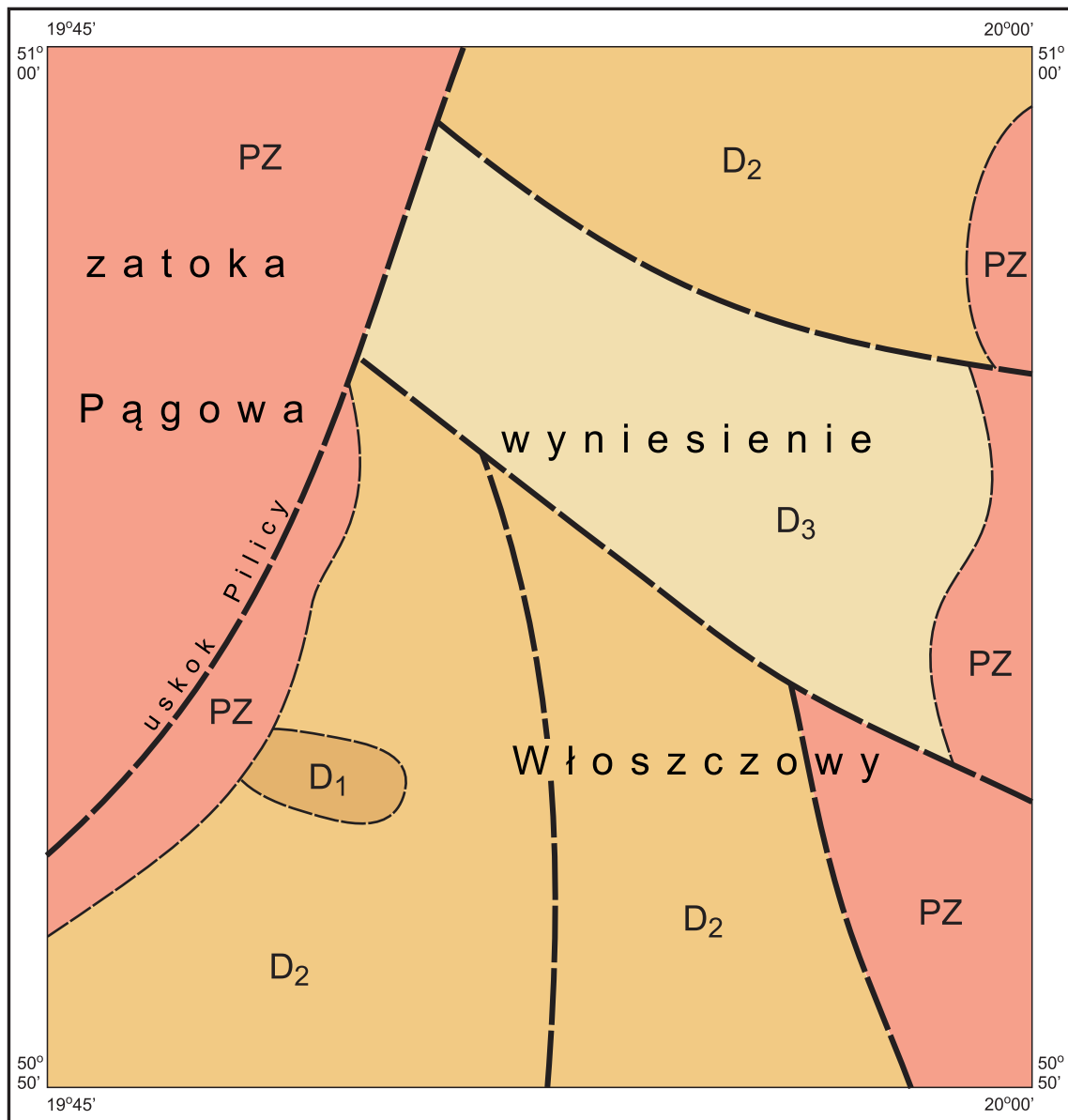


Fig. 3. Główne rysy budowy geologicznej w planie podmezozoicznym (wg Jurkiewicza, 1975; Morawskiej, 1986; zmienione)

Utworów tego wieku nie ma w wierceniach Secemin IG-1 i Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974b, 1994). Otwór Pągów IG-1 został zakończony w skałach dewonu górnego (Jurkiewicz, red., 1976b), a otwór Milianów IG-1 – w utworach karbonu (Jurkiewicz, red., 1974a).

Na południowy wschód od obszaru arkusza Włoszczowa osady dewonu dolnego o miąższości 87,5 m stwierdzono w wiercieniu Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a; Modliński, Szymański, 1996b; Szulczewski i in., 1996). Dolną część ich profilu tworzą szare piaskowce kwarcowe o spoiwie

ilasto-krzemionkowym, mułowce i szare kwarcyty (ortokwarcyty) z wkładkami szarozielonych mułowców mikowych. W części środkowej badanego profilu zarejestrowano piaskowce drobnoziarniste, szarozielonawe, nieco mikowe, o spoiwie ilasto-krzemionkowym, oraz kwarcyty jasnoszarozielonawe, a także mułowce szarozielonawe i czarne oraz tufty szarozielone z żółtym odcieniem. Górną część profilu emsu reprezentują mułowce ciemnoszare, brunatnowiśniowe i szarozielonawe, z wkładkami piaskowców kwarcowych lub zlewnych kwarcytów drobnoziarnistych (Jurkiewicz, red., 1976a).

Na południowy zachód od badanego terenu, w otworze Biała Wielka IG-1 do dewonu dolnego zaliczono iłowce brunatno-wiśniowe i szaro-zielonkawe, z przewarstwieniami mułowców kwarcowych, o miąższości 153,0 m. W części górnej opisywanego profilu wśród łupków pojawiają się brunatno-wiśniowe warstewki węglanowe (Jurkiewicz, red., 1991a).

Miąższość utworów emsu rozpoznana na obszarze arkusza Włoszczowa dochodzi do około 30 m. Można przyjąć, że wynosi ona około 30–70 m (Jurkiewicz, 1975; Szajn, 1980a, b).

## b. Dewon środkowy

### Eifel

Wapienie i dolomity. W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) utworów eiflu nie stwierdzono (Jurkiewicz, red., 1990). O występowaniu skał tego piętra na badanym terenie należy wnosić na podstawie danych uzyskanych na terenach sąsiednich (m.in.: Jurkiewicz, 1975; Jurkiewicz, red., 1976a, 1993, 1994).

W wierceni Boża Wola IG-1 utwory eiflu osiągnęły miąższość 40,7 m. Są to dolomity szare i dolomity margliste, wiśniowe, z wkładkami wiśniowych iłowców i margli dolomitycznych. Odnotowano także laminy o charakterze brekcji sedymentacyjnej. Wśród skamieniałości stwierdzono: *Amphipora* sp., *Tentaculites* sp. i *Spirifer?* sp. (Jurkiewicz, red., 1993). Brak fauny koralowcowej stanowi wynik częstych zmian rytmu sedymentacji. Opisany profil jest zredukowany tektonicznie.

W otworze Secemin IG-1 udokumentowano skały eiflu o miąższości 132,0 m. Dolną część ich profilu (o miąższości około 23 m) tworzą wapienie brunatno-wiśniowe, szaro-różowe i szare, z przewarstwieniami łupków brunatno-wiśniowych. W partiach środkowej i górnej badanego profilu (o miąższości około 109 m) występują wapienie szaro-różowe lub brunatno-wiśniowe, drobnokrystaliczne, spękane, z żyłami różowego kalcytu. W ich obrębie obecne są nieregularne przewarstwienia brunatno-wiśniowych, zlustrowanych łupków ilastych. Wapienie tworzące część stropową profilu wykazują nieznaczną dolomityczność. Stwierdzono w nich fragmenty: stromatopor, muszli ramienionogów i ślimaków (Jurkiewicz, red., 1994).

Na południowy wschód od obszaru arkusza Włoszczowa utwory eiflu udokumentowano w wierceniu Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a), ale brak ich w otworze Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974b). W wierceniu Jaronowice IG-1 osiągają one miąższość 124,0 m. W dolnej części ich profilu stwierdzono wapienie ciemnoszare, drobnokrystaliczne lub średniokrystaliczne, z wkładkami margli ciemnoszarych lub wapieni marglistych, z fauną spiriferową, oraz dolomity ciemnoszare, drobnokrystaliczne, i dolomity margliste z wkładkami mułowców ciemnoszarych. Środkową część profilu reprezentują dolomity ciemnoszare. Pojawiają się też dolomity margliste, ciemnoszare, drobnokrystaliczne. Miejscami występują mułowce ciemnoszare, mułowce wapniste, wapienie ciemnoszare, drobnokrystaliczne lub średniokrystaliczne, oraz margle szare. Obecne są fauna brachio-podowa i stromatoporoidy. W górnej części profilu rozpoznano wapienie szare, dolomity różowe, brunatnoszare, ciemnoszare i szare, skrytokrystaliczne lub drobnokrystaliczne, z niewielkimi wkładkami ilów szarozielonkawych lub brunatnowiśniowych. Partiami występują też dolomity margliste, piaszczyste, ciemnoszare, drobnokrystaliczne (Jurkiewicz, red., 1976a). Opisana sukcesja eifelska przypomina następstwo facjalne znane z Gór Świętokrzyskich (Szulczewski i in., 1996).

O obecności skał eiflu na zachód od obszaru arkusza Włoszczowa można wnosić pośrednio (Jurkiewicz, 1975). Wiercenia Pagów IG-1 i Milianów IG-1 zakończono w utworach młodszych (Jurkiewicz, red., 1974a, 1976b). Z kolei na południowy zachód od terenu niniejszego opracowania, w otworze Biała Wielka IG-1 osady eiflu nie występują (Jurkiewicz, red., 1991a).

Maksymalna miąższość utworów eiflu na obszarze arkusza Włoszczowa może dochodzić do 100,0 m (Jurkiewicz, 1975).

### Żywet

Dolomity i wapienie. Utwory żywetu rozpoznano w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125), na głębokości 2338,1–2512,0 m. Ich miąższość wynosi 173,9 m. W partii spągowej badanego profilu (o miąższości około 70 m) są to wapienie ciemnoszare, miejscami niemal czarne, z nielicznymi *Amphipora pervesiculata* Lecompte i *Bornhardtina skalensis* Biernat oraz nieoznaczonymi szczątków koralowców. Wyżej (miąższość około 100 m) występują wapienie szare, silnie spękane i użyłone kalcytem (typu różanka zelejowska). Stwierdzono w nich *Amphipora pervesiculata* Lecompte i fragmenty przekrystalizowanych *Tetracoralla* (Jurkiewicz, red., 1990).

W otworze Boża Wola IG-1 utwory żywetu osiągają miąższość 235,3 m. Są podobne do osadów tego wieku znanych z południowej części Gór Świętokrzyskich. Są to dolomity szare i brunatnoszare, dolomity margliste, wapienie dolomityczne i wapienie brunatnowiśniowe lub szare z czerwonymi plamami. Wapienie są grubokrystaliczne, miejscami pelityczne, wzbogacone w substancję ilastą.

Dolomity w wielu miejscach profilu są laminowane; grubsze laminy zbudowane są z materiału skrytokrystalicznego, a drobniejsze – krystalicznego. W dolnej części badanego profilu spotykane są także dolomity z niewielką domieszką detrytusu kwarcowego, frakcji pyłowej. W opisywanych utworach występują skamieniałości koralów: *Alveolites* sp., *Thamnopora* cf. *reticulata* (Blainville), *Thamnopora reticulata* (Blainville) i *Thamnophyllum* sp., oraz ramienionogów *Leptaena* sp. i *Stringocephalus?* sp. Dolna część profilu wskazuje na powstanie opisywanych utworów w warunkach głębszego morza (Jurkiewicz, red., 1993).

W otworze Secemin IG-1 utworów żywetu nie ma (Jurkiewicz, red., 1994). Stwierdzono je natomiast w wierceniu Biała Wielka IG-1, w którym mają miąższość 64,0 m (Jurkiewicz, red., 1991a). Reprezentowane są przez dolomity ciemnoszare, nieco bitumiczne, w kierunku stropu profilu przechodzące w dolomity szaro-różowe. Są to skały silnie spękane, zlustrowane, z żyłami białego kalcytu.

O obecności skał żywetu na zachód od obszaru arkusza Włoszczowa można wnosić pośrednio (Jurkiewicz, 1975). Wiercenia Pagów IG-1 i Milianów IG-1 zakończono w utworach młodszych (Jurkiewicz, red., 1974a, 1976b).

Zdaniem Jurkiewicza (1975) maksymalna miąższość utworów żywetu na obszarze arkusza Włoszczowa może dochodzić do 200,0 m, według Lisowskiego i innych (1989) – do około 400 m.

### c. Dewon górny

Utwory dewonu górnego mogą znajdować się na zachodnim skrzydle wyniesienia Włoszczowy (Jurkiewicz, 1975). Granicą ich występowania jest prawdopodobnie uskoki Pilicy. Nie stwierdzono ich w otworach: Włoszczowa IG-1 (otw. 125), Boża Wola IG-1, Secemin IG-1, Wegleszyn IG-1 i Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974b, 1976a, 1990, 1993, 1994). Znane są one natomiast z wiercenia Pagów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976b). Z kolei otwór Milianów IG-1 zakończony został w utworach młodszych (Jurkiewicz, red., 1974a). Według Jurkiewicza (1975) opisywane skały mogą występować w części środkowej obszaru arkusza Włoszczowa (fig. 3).

Wapienie z marglami. Ponieważ nie wiadomo czy na obszarze arkusza Włoszczowa występują utwory franu i famenu, czy jedynie skały famenu, utwory dewonu górnego przedstawiono łącznie.

W otworze Pagów IG-1, zlokalizowanym na zachód od obszaru arkusza Włoszczowa, stwierdzono skały dewonu górnego: franu (o miąższości 128,5 m, nieprzewiercone) i famenu (o miąższości 110,8 m). Są to głównie wapienie skrytokrystaliczne, szare, wapienie drobnokrystaliczne lub skrytokrystaliczne, prawie czarne, mocno spękane, użyłone kalcytem, a w stropie z wkładkami ciemnoszarych margli. Ich upad wynosi 40°. W utworach franu fauna jest reprezentowana jedynie

przez koralowce (tabulaty gałązkowe i masywne oraz koralowce czteropromienne) i ułamki liliowców, natomiast w skałach famenu występują małże *Posidonia (Karadjalia) venustiformis* Sadikov (Jurkiewicz, red., 1976b).

Zdaniem Szajna (1980a, b) maksymalna miąższość utworów dewonu górnego na obszarze arkusza Włoszczowa może dochodzić do 100,0–150,0 m, według Lisickiego i innych (1989) może ona sięgać około 300 m.

## 5. Karbon

### a. Karbon dolny

W rejonie obszaru arkusza Włoszczowa utwory karbonu dolnego znajdują się na zachodnim skrzydle wyniesienia Włoszczowy (Jurkiewicz, 1975). Granicę ich zasięgu stanowi zapewne uskok Pilicy. Występują one też najprawdopodobniej w części północno-wschodniej obszaru niniejszego opracowania (Jurkiewicz, 1975, 2000). Nie stwierdzono ich w otworach: Włoszczowa IG-1 (otw. 125), Boża Wola IG-1 i Secemin IG-1 (Jurkiewicz, red., 1990, 1993, 1994). Znane są natomiast z wiercenia Pągów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976b; Jurkiewicz, 2000). Skały dolnokarbońskie występują również na wschód od wyniesienia Włoszczowy, już poza granicami badanego terenu (Jurkiewicz, 1975, 2000). Poza profilami otworów wiertniczych danych dotyczących możliwości występowania utworów karbonu dolnego na obszarze arkusza Włoszczowa dostarczają mapy strukturalne podłoża (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Jurkiewicz, 1975, 2000).

### Wizen

Mułowce i piaskowce. Utwory te stwierdzono w otworze Pągów IG-1, w którym osiąga miąższość 301,2 m (Jurkiewicz, red., 1976b). Tworzą serię klastyczną, mułowcowo-piaskowcowo-iłowcową. Jurkiewicz (2000) przypisał im rangę nieformalnej formacji mułowcowo-ilasto-piaszczystej z Milianowa. Rozpoznane mułowce są muskowitzowe, ciemnoszare i zielonkawe. Zalegają naprzemianległe z piaskowcami muskowitzowymi, drobnoziarnistymi, zbitymi, szaro-zielonkawymi, o spoiwie ilasto-wapiennym lub ilasto-krzemionkowym, oraz z przewarstwieniami iłowców i tufitów (Kwapisz, 1983a; Hermańska, Smyka, 1991). Upady opisywanych skał wynoszą 10–25°. W całej serii spotykane są trudno oznaczalne szczątki flory (Szajn, 1980a). Żakowa (1969a) w badanych otworach udokumentowała goniatyty *Sudetieras* sp. (cf. *wilczeki-hoeferi* Patteisky), których obecność wskazuje na wizen górny (poziom *Goniatites granosus*). Występują w nich ponadto ramienionogi (*Orbiculoides* sp.), łodzиковate, konikonchy (*Hyolithes* sp.) i małże (*Posidonia* cf. *becheri* Bronn).

W wierceniu Milianów IG-1, zlokalizowanym na południowy zachód od otworu Pągów IG-1, wyróżniono skały karbonu dolnego (wizenu) i być może górnego (namuru?) o miąższości 1288,2 m. Nie przewiercono ich (Jurkiewicz, red., 1974a). Zdaniem Jurkiewicza (2000) utwory te reprezentują nieformalną formację mułowcowo-ilasto-piaszczystą z Milianowa. Ich strop jest erozyjny, przykrywają je skały permu (Jurkiewicz, 2000).

W synklinie piekoszowskiej (na wschód od wyniesienia Włoszczowy) utwory karbonu dolnego stwierdzono w otworach: Radwanów IG-1, Łopuszno-Eustachów IG-1 i Radoszyce 3, w których nie zostały przewiercone (ich miąższość przekracza odpowiednio: 908,4, 303,0 i 866,6 m) (Żakowa, 1982). W Radwanowie partie spągowe opisywanego profilu tworzą mułowce i ilowce. Wyżej występują piaskowce drobnoziarniste, szarogłazowe, prawie czarne, na ogół o bezładnej teksturze, oraz mułowce i ilowce o laminacji równoległej lub falistej (Żakowa, 1982). W skałach tych odnotowano detrytus roślinny oraz fragmenty skrzypów i widłaków. Wśród makrofauny zarejestrowano małże i goniatyty (w tym *Goniatites granosus* Portlock, wskazujący na wizen górny) oraz ułamki liliowców.

Na obszarze arkusza Włoszczowa maksymalna miąższość utworów wizenu wynosi prawdopodobnie około 100 m (Jurkiewicz, 1975). Szajn (1980a, b) szacował ją nawet na 300,0 m (raczej zawyżył).

## 6. Perm

### a. Perm górny

#### Cechsztyń

Utwory cechsztyńskie nie występują w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) (Jurkiewicz, red., 1990). Nie stwierdzono ich również w wierceniach Boża Wola IG-1 (Jurkiewicz, red., 1993) i Jarosław IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a). Skały tego wieku udokumentowano w otworach: Pągów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976b), Milianów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974a), Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974b) i Secemin IG-1 (Jurkiewicz, red., 1994). Rozpoznano je także w wierceniach: Radwanów IG-1, Łopuszno-Eustachów IG-1 i Radoszyce 3 (Morawska, 1986; Otwory wiertnicze. Łopuszno-Eustachów IG-1; Otwory wiertnicze. Radoszyce 3; Otwory wiertnicze. Radwanów IG-1). Występowanie opisywanych utworów w rejonie Włoszczowy determinowane jest więc istnieniem wyniesienia Włoszczowy (fig. 3). W cechsztyńskim wyniesieniu to było, od zachodu i wschodu, a nawet od północy, otoczone szeregiem zatok morskich (Jurkiewicz, 1975; Jurkiewicz, red., 1976b; Morawska, 1986, 1992; Kuleta, Zbroja, 2006). Na zachodzie były to otwarte w kierunku północno-zachodnim zatoki Pągowska i Milianowska, rozdzielone wałem Gidli (Morawska, 1986). Zatoka na wschodzie

funkcjonowała w strefie dyslokacji Małogoszcza, której część stanowiła bruzda Brzegów (Morawska, 1986; Kuleta, Zbroja, 2006).

Wapienie, dolomity, anhydryty, mułowce i piaskowce. W otworze Pagów IG-1 utwory cechsztynu mają miąższość 188,0 m. Reprezentują cztery cyklotemy (Jurkiewicz, red., 1976b). Cyklotem Z1 (Werra) tworzą, w spągu, ciemnoszare wapienie skrytokrystaliczne, z rozproszonym anhydrytem, a następnie szare dolomity średnioławicowe, twarde i masywne, z gipsem. Wyżej zalegają anhydryty nieco ilaste, szare, przechodzące w łupki ilasto-żelaziste, brunatno-wiśniowe, z przeławiczeniami anhydrytowymi, przykryte warstwą masywnych soli kamiennych, a następnie anhydrytami (Szajn, 1980a; Kwapisz, 1983a; Morawska, 1986; Hermańska, Smyka, 1991). Do cyklotemu Z2 (Stassfurt) zaliczono mułowce ilaste, z siarczanami, przykryte anhydrytami (Szajn, 1980a; Kwapisz, 1983a; Hermańska, Smyka, 1991) (zdaniem Morawskiej (1986) w niniejszym otworze nie występują osady tego cyklotemu, a utwory opisane powyżej reprezentują cyklotemy Z3 i Z4). Cyklotemy Z3 (Leine) i Z4 (Aller) wykształcone są w postaci mułowców wapienno-kwarcowych oraz piaskowców, iłowców i łupków ilastych (Szajn, 1980a; Kwapisz, 1983a; Morawska, 1986; Hermańska, Smyka, 1991). Upady opisanych skał wynoszą 10–15°.

Z kolei w wierceniu Milianów IG-1 miąższość utworów cechsztynu wynosi 108,2 m (Jurkiewicz, red., 1974a). Są one wykształcone inaczej niż w otworze Pagów IG-1 (Morawska, 1986). Dolną część ich profilu tworzą wapienie ciemnoszare, na których zalegają wapienie białe, przeławicone brunatno-wiśniowymi dolomitami i mułowcami z przerostami anhydrytu. Wyżej występują szare wapienie drobnokrystaliczne, a następnie zlepieńce złożone z okruchów piaskowców, wapieni i dolomitów, o spoiwie wapnisto-anhydrytowym (Morawska, 1986; Hermańska, Smyka, 1991). Zdaniem Morawskiej (1986) w profilu tym największą miąższość mają utwory cyklotemu Z1.

W otworze Węgleszyn IG-1 utwory cechsztynu mają miąższość 48,0 m. Są to skały węglanowe – dolomity i margle dolomityczne – oraz iłowce wapniste. W spągu występują iłowce margliste, laminowane mułowcami, a wyżej dolomity (mikrokrystaliczne lub kryptokrystaliczne) z nieregularnymi przewarstwieniami substancji ilastej barwy czerwonej, zanieczyszczonej drobnym pelitem kwarcowo-skaleniovym i węglanami. Dolomity zawierają domieszkę substancji detrytycznej. Spotykana jest w nich też substancja ilasta lub marglista, a miejscami szczątki organiczne silnie przekrystalizowane i sporadycznie wypełnione pirytem (Jurkiewicz, red., 1974b). Według Morawskiej (1986) opisane utwory należy łączyć z podpiętami Z3 (Leine) i Z4 (Aller), a więc z młodszą częścią cechsztynu. Kuleta i Zbroja (2006) uznali badany profil za złożony z serii recesywnej w obrębie cyklotemu PZ1, na którą nałożona jest stropowa seria terygeniczna PZt. W tym ujęciu miałby on więc dużą lukę stratygraficzną.

W wierceniach Secemin IG-1 utwory zaliczone do cechsztynu mają miąższość 58,0 m. Są to zlepienie złożone z dolomitów ciemnoszarych z amfiporami, wapieni organogenicznych, wapieni szarych oraz margli dolomitycznych o gruzełkowej strukturze. Okruchy skał węglanowych są dobrze obtoczone i spojone czerwoną substancją ilasto-mułowcową z domieszką węglanów oraz żyłowym kalcytem i dolomitom (Jurkiewicz, red., 1994). Zdaniem Jurkiewicza (red., 1994) opisywane zlepienie można korelować ze zlepieniem zygmuntofskim.

W otworach: Radwanów IG-1, Łopuszno-Eustachów IG-1 i Radoszyce 3 utwory permu górnego mają miąższość odpowiednio: 307,9, 254,6 i 229,3 m (Otwory wiertnicze. Łopuszno-Eustachów IG-1; Otwory wiertnicze. Radoszyce 3; Otwory wiertnicze. Radwanów IG-1) bądź odpowiednio: 263,0, 230,0 i 221,8 m (Kuleta, Zbroja, 2006). Są to skały cyklotemów: Z1 (o największej miąższości), Z2, Z3 i Z4 (Morawska, 1986).

Zdaniem Jurkiewicza (1975) i Morawskiej (1986) miąższość utworów cechsztynu w części zachodniej obszaru arkusza Włoszczowa może dochodzić do 50,0–75,0 m. W części wschodniej badanego terenu jest ona podobna (Jurkiewicz, 1975; Morawska, 1986; Kuleta, Zbroja, 2006). Szajn (1980a) maksymalną miąższość tych skał oszacował na nawet 200,0 m.

## 7. Trias

### a. Trias dolny

#### Pstry piaskowiec

##### Pstry piaskowiec dolny + środkowy

O występowaniu utworów triasu dolnego na obszarze arkusza Włoszczowa można wnioskować na podstawie opracowań regionalnych (Jurkiewicz, 1974; Morawska, 1986; Kuleta, Zbroja, 2006). W tym czasie prawdopodobnie funkcjonowało jeszcze wyniesienie Włoszczowy (fig. 3), rzutujące na warunki sedymentacji (Morawska, Stupnicka, 1985; Morawska, 1986). Jego powierzchnia była zróżnicowana morfologicznie, częściowo zapewne w związku z uwarunkowaniami tektonicznymi.

**P i a s k o w c e , m u ł o w c e i i ł o w c e .** Utwory te odpowiadają listostratygraficznie pstromu piaskowcowi dolnemu i pstromu piaskowcowi środkowemu. Stwierdzono je w otworach: Boża Wola IG-1 (Jurkiewicz, red., 1993), Pągów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976b), Milianów IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974a), Secemin IG-1 (Jurkiewicz, red., 1994) i Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974b). Nie ma ich natomiast w wierceniach Włoszczowa IG-1 (otw. 125), w którym na skałach żywetu zalegają osady pstrego piaskowca górnego (retu) (Jurkiewicz, red., 1990), i Jaronowice IG-1, w którym utwory eiflu przykryte są osadami wapienia muszlowego (Jurkiewicz, red., 1976a). Otwory Włoszczowa IG-1 i Jaronowice IG-1 zlokalizowane są niemal w osi wyniesienia Włoszczowy.

W wierceni Boża Wola IG-1 zarejestrowano jedynie utwory pstrego piaskowca środkowego. Występują na głębokości 1995,4–2115,7 m, bezpośrednio na wapieniach żywetu (Jurkiewicz, red., 1993). Ich profil jest prawdopodobnie zredukowany (Kwapisz, 1983a). Jego dolną część tworzą piaskowce drobnoziarniste z muskowitem, laminowane mułkami, w spągu ze żwirami. W części górnej występują mułowce pstre, z drobnymi wkładkami łożupków i piaskowców drobnoziarnistych, zwięzłych, jasnoszarych lub zielonkawych. Spoiwo piaskowców jest ilasto-węglanowe, a ziarna stanowią kwarc, rozłożone plagioklasy, skalenie potasowe i cyrkon. W utworach tych spotykane są jedynie pojedyncze okazy otwornic rurkowatych i małżoraczków, bez znaczenia stratygraficznego (Jurkiewicz, red., 1993).

W otworze Pałów IG-1 skały pstrego piaskowca dolnego i pstrego piaskowca środkowego mają miąższość 214,0 m. Zdaniem Hermańskiej i Smyka (1991) ich profil tworzy pięć kompleksów, z których trzy dolne (piaskowce drobnoziarniste, mikowe, z wkładkami mułowców, piaskowce średnioziarniste lub gruboziarniste, z wkładkami mułowców mikowych, oraz piaskowce drobnoziarniste i różnoziarniste, z przewarstwieniami mułowców mikowych) zaliczono do pstrego piaskowca dolnego, a dwa górne (piaskowce drobnoziarniste lub średnioziarniste, z wkładkami mułowców, oraz piaskowce i mułowce tworzące naprzemienne wkładki) – do pstrego piaskowca środkowego (Jurkiewicz, red., 1976b).

W wierceni Milianów IG-1 utwory pstrego piaskowca dolnego i pstrego piaskowca środkowego, o miąższości około 222 m, reprezentują cztery kompleksy litologiczno-facjalne. Najniższy kompleks tworzą piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste, muskowitowe, o spoiwie ilasto-żelazistym. Obecne są też piaskowce gruboziarniste i mułowce o spoiwie żelazisto-wapnistym. W kolejnym kompleksie stwierdzono piaskowce drobnoziarniste, z wkładkami mułowców mikowych, o spoiwie ilasto-żelazistym. Występują w nim też piaskowce średnioziarniste, o spoiwie żelazisto-ilastym. Opisane kompleksy odpowiadają prawdopodobnie pstremu piaskowcowi dolnemu. Następny kompleks zbudowany jest z piaskowców drobnoziarnistych i średnioziarnistych, brunatno-wiśniowych, miejscami wapnistych, z wkładkami mułowców mikowych. Kompleks najwyższy tworzą głównie piaskowce drobnoziarniste, brunatno-wiśniowe i szaro-zielonkawe, nieco wapniste, rzadziej piaskowce średnioziarniste, odbarwione i bezwapniste. Dwa górne kompleksy odpowiadają prawdopodobnie pstremu piaskowcowi środkowemu (Jurkiewicz, red., 1974a).

W wierceni Secemin IG-1 utwory pstrego piaskowca dolnego i pstrego piaskowca środkowego mają miąższość 74,8 m (Jurkiewicz, red., 1994). Spągową część ich profilu tworzą piaskowce brunatno-szare, słabo wapniste, z muskowitem. W dolnych partiach piaskowców występują niewielkie wkładki mułowców brunatno-wiśniowych, z obfitym muskowitem. Mułowce te wykazują

oddzielność grubopłytkową. W górnej części badanego profilu odnotowano piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste, brunatno-wisniowe i szaro-zielonkawe, z przewarstwieniami mułowców. Piaskowce te są polimiktyczne, źle wysortowane. W mułowcach, w wyższej części profilu, widoczne są powierzchnie wysychania, co wskazuje na spłylenie zbiornika. Profil tych utworów jest najprawdopodobniej niepełny (Jurkiewicz, red., 1994).

Na wschód od wyniesienia Włoszczowy utwory pstrego piaskowca dolnego znane są m.in. z otworów: Radwanów IG-1 (miąższość około 348 m), Łopuszno-Eustachów IG-1 (miąższość około 320 m) i Radoszyce 3 (miąższość 428,6 m). Są to prawdopodobnie skały formacji: ze Szczukowic, z Siodeł, z Opoczna i z Zagnańska (Kuleta, Zbroja, 2006). Im bliżej wyniesienia Włoszczowy, tym profil tych utworów jest mniej kompletny, zawiera więcej hiatusów. Skały pstrego piaskowca środkowego w wierceniach: Radwanów IG-1, Eustachów IG-1 i Radoszyce 3 mają miąższość odpowiednio: 458,0, 200,2 i 495,0 m. Reprezentują formacje: z Goleniaw, ze Stachury i z Samsonowa (Kuleta, Zbroja, 2006).

Według Szajna (1980a, b) przypuszczalna miąższość utworów pstrego piaskowca dolnego i pstrego piaskowca środkowego na obszarze arkusza Włoszczowa wynosi około 0–200 m. Podobnie uważali Jurkiewicz (1974) oraz Kuleta i Zbroja (2006).

#### b. Trias środkowy

Na obszarze arkusza Włoszczowa z triasem środkowym związane są dwie serie litostratigraficzne: pstrego piaskowca górnego (retu) i wapienia muszlowego.

W rejonie obszaru niniejszego opracowania utwory pstrego piaskowca górnego (retu) stwierdzono w otworach: Włoszczowa IG-1 (otw. 125), Boża Wola IG-1, Secemin IG-1, Pągów IG-1, Milianów IG-1, Biała Wielka IG-1 i Węgleszyn IG-1 (Jurkiewicz, red., 1974a, b, 1976b, 1990, 1991a, 1993, 1994). Nie występują w wierceniach Jaronowice IG-1 (Jurkiewicz, red., 1976a). Ponieważ część z tych otworów jest zlokalizowana na wyniesieniu Włoszczowy, należy założyć, że uległo ono względnemu obniżeniu, np. nachyleniu w kierunku północnym, lub też utraciło swój zwarty charakter. Morze retu mogło powiększyć swój zasięg (Jurkiewicz, 1974; Zbroja, Kuleta, 2001).

Utwory wapienia muszlowego, wykształcone bardzo podobnie (wapienie i wapienie z wkładkami margli, a miejscami czarnych iłów, szarych mułowców lub dolomitów), znane są z większego obszaru (Jurkiewicz, 1974; Zawidzka, 1984). Są to osady zbiornika morskiego. Leżą, z zachowaniem ciągłości sedymentacji, na skałach retu. Jurkiewicz (1974) w obrębie centralnej części niecki miechowskiej wyróżnił wapień muszłowy: dolny, środkowy i górny. Jego zdaniem wapień muszłowy dolny reprezentowany jest przez wapienie faliste i margle, miejscami wapienie organodetrytyczne,

które można łączyć z poziomami wyróżnianymi w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, takimi jak warstwy: wolickie, faliste, łukowskie i z *Lima striata*. Wapień muszlowy środkowy tworzą oolitowe wapienie gąbczaste i wapienie organodetrytyczne, a wapień muszlowy górny – wapienie gruzłowe, z nieregularnymi wkładkami margli, oraz wapienie organodetrytyczne. Opisane poziomy cechuje zróżnicowanie miąższości (Jurkiewicz, 1974; Zawadzka, 1984) wynikające zapewne z warunków tektonicznych i sedymentacyjnych lub denudacji. Fijałkowska (1995) potwierdziła występowanie trzech poziomów wapienia muszlowego.

### Pstry piaskowiec

#### Pstry piaskowiec górny (ret)

Margle, wapienie, piaskowce, mułowce i zlepieńce. Utwory te odpowiadają litostratygraficznie pstromu piaskowcowi górnemu (retowi). Na obszarze niniejszego opracowania rozpoznano je w wierceniu Włoszczowa IG-1 (otw. 125), na głębokości 2280,0–2338,1 m (Jurkiewicz, red., 1990). Ich profil jest niepełny. Zaczyna się osadami transgresywnymi – w spągu występuje zlepieniec podstawowy złożony z okruchów dolomitów ciemnoszarych i mułowców szaro-zielonkawych, spojonych materiałem ilastym z dużym udziałem kryształów gipsu. Wyżej (miąższość około 25 m) zalegają margle dolomityczne, jasnoszare, porowate, z rozproszonymi kryształkami gipsu lub laminami anhydrytu. W górnej części badanego profilu (o miąższości około 30 m) występują wapienie szare, skrytokrystaliczne, z wkładkami margli szarych lub szaro-zielonkawych oraz anhydrytów. W tej partii badanych osadów odnotowano znaleziska fauny kopalnej: *Costatoria costata* (Zenker), *Velopecten* sp., *Lingula* sp., *Lingula* cf. *tenuissima* Bronn i *Gervilleia* sp. (Jurkiewicz, red., 1990).

Utwory retu stwierdzone w otworze Secemin IG-1 mają miąższość 91,2 m. W dolnej części profilu (o miąższości 22,5 m) odnotowano mułowce i łupki ilaste, brunatno-wisniowe, z nieregularnymi przewarstwieniami wapieni szaro-brunatnych, o gruzełkowej teksturze, oraz piaskowców drobnoziarnistych. W spoiwie piaskowców sporadycznie występują kryształki gipsu. Utwory te mogą odpowiadać warstwom z Radoszyc lub warstwom gipsowym I. Wyżej (miąższość 43,3 m) zalegają margle ciemnoszare, nieco dolomityczne, które szybko przechodzą w miąższą serię anhydrytowo-dolomityczną. Anhydryty są szare, drobnokrystaliczne, zwarte, z przewarstwieniami margli dolomitycznych i dolomitów szarych. Seria ta może odpowiadać warstwom międzygipsowym i warstwom gipsowym II. Górną część profilu (o miąższości 25,4 m) tworzą wapienie i wapienie dolomityczne, szare, drobnokrystaliczne i kryptokrystaliczne, z wkładkami margli ciemnoszarych, a także rozproszonymi kryształkami gipsu. Utwory te mogą odpowiadać warstwom z Wilczkowic (Jurkiewicz, red., 1994).

W wierceni Biała Wielka IG-1 opisywane skały mają miąższość 100,0 m. W spągu ich profilu (miąższość około 20 m) występują mułowce ilaste, brunatno-wiśniowe. Wyżej (miąższość około 70 m) zalegają margle dolomityczne z wkładkami krystalicznego anhydrytu i rozproszonymi kryształkami gipsu. Najwyższą część profilu retu (o miąższości około 10 m) tworzą wapienie margliste, szare, laminowane lub przewarstwiane ciemniejszymi wapieniami dolomitycznymi z fauną: *Pecten* cf. *tennistriatus*, *Velopecten alberti* (Goldfus) i *Costatoria costata* (Zenker) (Jurkiewicz, red., 1991a).

W otworze Pağów IG-1 utwory pstrego piaskowca górnego (retu) mają miąższość 120,0 m. Spągową partię ich profilu tworzą piaskowce przewarstwiane pstryimi łupkami ilastymi i mułowcami. Wyżej pojawiają się osady marglisto-dolomityczne z drobnymi wkładkami gipsów i anhydrytów oraz skamieniałościami: *Myophoria costata* Zenker, *Neritaria* sp. i *Lingula tenuissima* Bronn. Badany profil kończą osady marglisto-wapienne (Jurkiewicz, red., 1976b).

W wierceni Milianów IG-1 badane skały mają miąższość 116,0 m. Są to zlepieńce, złożone z białych i różowych kwarców, toczeńców łupków i okruchów piaskowców, na których zalegają pstre ily i margle dolomityczne z wkładkami anhydrytów i dolomitów. W górnej części opisywanego profilu występują wapienie krynoidowe, jasnoszare, z przewarstwieniami ciemnych margli ze szczątkami ryb (Jurkiewicz, red., 1974a).

W otworze Boża Wola IG-1 utwory retu mają miąższość 161,7 m. Reprezentują warstwy: z Radoszyc, gipsowe I, międzygipsowe, gipsowe II i z Wilczkowic. Występujące w spągu profilu (miąższość 45,4 m) warstwy z Radoszyc to piaskowce nieco wapniste, drobnoziarniste i różnoziarniste, z wkładkami piaskowców zlepieńcowatych oraz mułowców pstrych i wiśniowych. W ich obrębie stwierdzono drobną wkładkę dolomitów. W warstwach z Radoszyc występują pojedyncze małżoraczki *Bairdia* sp., otwornice rurkowate *Rhabdammina* sp., szczątki roślinne i oogonia z grupy Charles wskazujące na przybrzeżne środowisko sedymentacji utworów. Osady te przykryte są przez skały warstw gipsowych I o miąższości 35,0 m – szare i ciemnoszare margle dolomityczne, z przewarstwieniami: dolomitów, anhydrytów i wapieni drobnokrystalicznych, laminowanych anhydrytem. W badanych utworach odnotowano szczątki kości żarłaczy. Wyżejlegle warstwy międzygipsowe reprezentowane są przez 15,0-metrowej miąższości ciemnoszare margle przechodzące w wapienie szare. Kolejny poziom w profilu – warstwy gipsowe II – ma miąższość 30,0 m. Są to mułowce brunatno-wiśniowe, z drobnymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych i wapieni szarych, drobnokrystalicznych, oraz margle szare, dolomityczne, z wkładkami anhydrytów grubokrystalicznych i gipsów. Profil retu w niniejszym wierceni zamykają skały warstw z Wilczkowic – 41,7-metrowej miąższości morskie wapienie szare, cienkoławicowe i średnioławicowe, z wkładkami szarych łupków i mułowców oraz margli i wapieni. Skały te zawierają skamieniałości: *Costatoria costata* (Zenker), łuski ryb

*Colobodus* sp., otwornice *Nadosinella* sp. oraz małżoraczki *Cythera* sp. i *Bairdia* sp. (Jurkiewicz, red., 1993).

W wierceniu Węgleszyn IG-1, na głębokości 2371,0–2467,0 m odnotowano skały, które na podstawie obecnej makrofauny i wykształcenia litologicznego zaliczono do retu. W spągu serii (miąższość 31,0 m) występują pstre mułowce z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych. Wyżej, w części środkowej badanego profilu (o miąższości 45,0 m) zalegają dolomity i wapienie dolomityczne, z druzami gipsów i anhydrytów, wapienie drobnokrystaliczne przeławicone marglami oraz dolomity płytkowe z druzami gipsów i, z rzadka, drobnymi laminami anhydrytów. W dolomitach stwierdzono faunę *Myophoria costata* Zenker i *Lamellibranchiata* indet. Górną część profilu (o miąższości 20,0 m) tworzą wapienie z przewarstwieniami margli i dolomitów oraz drobnymi wkładkami gipsów i anhydrytów. Osady występujące w częściach środkowej i górnej opisywanej serii reprezentują jednolity cykl sedymentacyjny, przy czym serie węglanowe i węglanowo-siarczanowe są wyraźnie zredukowane (Jurkiewicz, red., 1974b).

Miąższość utworów retu regionalnie zmienia się od 58,1 do 167,1 m. Według Szajna (1980a, b) na obszarze arkusza Włoszczowa wynosi ona 60,0–120,0 m. Podobnego zdania był Jurkiewicz (1974). W niniejszym opracowaniu miąższość skał pstrego piaskowca górnego określono na około 60–140 m.

#### Wapień muszlowy

Wapienie, miejscami margle i dolomity. Utwory te odpowiadają litostratygraficznie wapieniowi muszlowemu. Deponowane były w zbiorniku morskim tworzącym się w recie. W wapieniu muszlowym zbiornik ten ustabilizował się, a warunki sedymentacji uległy wyrównaniu.

W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) utwory wapienia muszlowego stwierdzono na głębokości 2174,5–2280,0 m. Dolną część badanego profilu (o miąższości około 48 m) tworzą wapienie drobnokrystaliczne, szare, o teksturze falistej, podkreślonej laminami lub drobnymi warstewkami szarych margli. Stwierdzono w nich kości i łuski ryb. Osady te reprezentują zapewne wapień muszlowy dolny. W części środkowej (o miąższości około 37 m) występują wapienie krystaliczne, szare, z przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych. Zawierają znaleziska fauny: *Myophoria* cf. *germanica* Ibrahim, *Coenothyris vulgaris* Schlotheim i *Lima* sp., które mogą wskazywać na wapień muszlowy środkowy. Górna partia opisywanego profilu (o miąższości około 20 m) wykształcona jest w postaci wapieni drobnokrystalicznych, zwięzłych, z nieregularnymi przewarstwieniami szaro-zielonkawych margli. Stwierdzono w nich fragmenty *Terebratula* sp. Ten fragment profilu odpowiada zapewne wapieniowi muszlowemu górnemu (Jurkiewicz, red., 1990).

W wierceniach Pagów IG-1 utwory wapienia muszlowego mają miąższość 132,5 m. Dolną część ich profilu tworzą wapienie szare, o teksturze falistej, z drobnymi laminami, rzadko z przewarstwieniami margli, zawierającymi *Gervillia* sp. Wyżej występują wapienie jasnoszare, drobnokrystaliczne, z wkładkami wapieni organodetrtycznych z *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim), *Spiriferina hirsuta* Alberti i *Gervillia myiloides* Schlotheim, a następnie wapienie drobnokrystaliczne z wkładkami margli i fauną *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) i *Velopecten albertii* (Goldfuss) (Jurkiewicz, red., 1976b).

W otworze Milianów IG-1 utwory wapienia muszlowego mają miąższość 119,5 m. Na podstawie zróżnicowania litologicznego i rozpoznanych zespołów fauny stwierdzono, że skały te reprezentują: wapień muszlowy dolny (wapienie szare, drobnokrystaliczne, z przewarstwieniami margli) z *Lima striata*, wapień muszlowy środkowy (wapienie szare i wapienie gąbczaste) z fauną terebratulowo-myoforiową oraz wapień muszlowy górny (wapienie szare, krystaliczne) z zespołem Terebratula i *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) (Jurkiewicz, red., 1974a).

Utwory wapienia muszlowego w wierceniach Boża Wola IG-1 reprezentują: wapień muszlowy dolny, na głębokości 1753,7–1828,3 m, wapień muszlowy środkowy, na głębokości 1638,7–1753,7 i 1427,2–1547,6 m, i wapień muszlowy górny, na głębokości 1602,7–1638,7 i 1399,0–1427,2 m. Dwukrotna obecność skał wapienia muszlowego środkowego i wapienia muszlowego górnego w badanym profilu związane jest z obecnością uskoku Dobromierza. Skały rozdzielone są utworami kajpru, w obrębie których nastąpiło odkłucie. Profil wapienia muszlowego dolnego rozpoczynają wapienie szare, średniokrystaliczne lub grubokrystaliczne, z wkładkami ciemnoszarych łupków marglistych. Wyżej zalegają wapienie grubokrystaliczne o teksturze falistej, na płaszczyznach uławiczeń podkreślonej ciemnymi ilarami. W górnej partii wapieni (krystalicznych, skalistych) występują przewarstwienia ciemnoszarych margli i szarych wapieni marglistych, miejscami pasiastych. Obecne są też zlepieńce śródformacyjne. Fauna w badanym profilu jest uboga, odnotowano: *Gervillia* sp., *Pecten* sp., *Lima* ex. gr. *striata* (Schlotheim), *Myophoria* sp., *Lingula* sp., *Pleuromya* sp. i *Colobodu* sp. oraz fragmenty liliowców. Uwzględniając litologię oraz faunę, opisane utwory wapienia muszlowego dolnego można podzielić na: warstwy z *Lima striata* oraz warstwy łukowskie i warstwy faliste. Prawdopodobnie brak jest warstw wolickich. Spągowe partie profilu wapienia muszlowego środkowego, o miąższości 50,7 m, tworzą wapienie jasnoszare, średniokrystaliczne lub drobnokrystaliczne, o teksturze falistej lub gruzełkowate. Fauny w nich nie znaleziono. Mogą one odpowiadać poziomowi poddolomitowemu, według podziału Senkowiczowej (1970). Wyżej występują dolomity szare lub ciemnoszare, z wkładkami margli dolomitycznych i wapieni szarych, drobnokrystalicznych lub skrytokrystalicznych z licznymi laminami anhydrytów lub gipsów. Stwierdzono w nich nieliczne

*Myophoria* sp. i *Pecten* sp. Miąższość tych skał wynosi 49,1 m. Można je korelować z warstwami dolomitowymi (Senkowiczowa, 1970). W partii stropowej badanego profilu (o miąższości 15,2 m) zalegają wapienie margliste, szare, miejscami o oddzielności płytkowej, oraz wapienie krystaliczne z wkładkami margli. Nie znaleziono w nich fauny. Skały te mogą reprezentować warstwy naddolomitowe, znane z zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Senkowiczowa, 1970). Utwory wapienia muszlowego środkowego występujące powyżej dyslokacji są wykształcone analogicznie. W ich profilu brak jest części lub całości warstw poddolomitowych, zredukowanych tektonicznie. Wapień muszlowy górny w niniejszym wierceniu tworzą wapienie szare, średniokrystaliczne i grubokrystaliczne, miejscami detrytyczne, przechodzące w osady margliste i ilaste, z laminami piaskowców drobnoziarnistych i wkładkami zlepów muszlowych. Utwory rozpoznane poniżej dyslokacji reprezentują warstwy z *Pecten discites* (na głębokości 1621,8–1638,7 m) i warstwy ceratytowe (na głębokości 1602,7–1621,8 m). Warstwy z *Pecten discites* wykształcone są w postaci wapieni szarych, gruzłowych, z wkładkami margli. Zawierają łuski ryb *Saurichtys* sp. i *Polyacrodus polyscyphus* Agassiz. Warstwy ceratytowe stanowią wapienie organogeniczne, zlepy muszlowe, mułowce i łupki ciemnoszare z przewarstwieniami wapieni szarych, drobnokrystalicznych. Odnotowano w nich liczne okazy: *Cenothyris vulgaris* (Schlotheim), *Cenothyris* sp. i *Myophoriopsis* cf. *plana* Hohstet. Powyżej dyslokacji również zarejestrowano warstwy z *Pecten discites* (na głębokości 1411,2–1427,2 m) i warstwy ceratytowe (na głębokości 1399,0–1411,2 m). Warstwy z *Pecten discites* reprezentowane są przez wapienie drobnokrystaliczne z przewarstwieniami margli, a warstwy ceratytowe przez wapienie szare i zlepy muszlowe z przewarstwieniami ciemnoszarych margli i iłowców. W warstwach z *Pecten discites* odnotowano liczne konodonty, w warstwach ceratytowych – łuski i zęby ryb oraz konodonty (Jurkiewicz, red., 1993).

W otworze Secemin IG-1 utwory wapienia muszlowego mają miąższość 103,5 m. Dolną część ich profilu (o miąższości około 50 m) tworzy wapień muszlowy dolny wykształcony w postaci wapieni szarych, drobnokrystalicznych lub średniokrystalicznych, z przewarstwieniami prawie czarnych margli i wapieni organogenicznych z krynoidami oraz *Velopecten albertii* (Goldfuss), *Gervilleia mytiloides* Schlotheim i *Pecten* sp. Część środkowa (o miąższości około 35 m) – wapień muszlowy środkowy – reprezentowana jest przez wapienie, szare, drobnokrystaliczne i skrytokrystaliczne, z nieregularnymi przewarstwieniami lub laminami ciemnych margli i iłów marglistych, oraz warstewki wapieni organodetrytycznych. W skałach tych występuje nieliczna fauna: *Spiriferina* sp. i *Velopecten albertii* (Goldfuss). W górnej części opisywanego profilu (o miąższości około 20 m), w obrębie wapienia muszlowego górnego, zalegają ciemnoszare margle i wapienie krystaliczne z fragmentami fauny (Jurkiewicz, red., 1994).

W wierceni Biała Wielka IG-1 skały wapienia muszlowego mają miąższość 48,0 m. Badany profil tworzą: wapienie szare, średniokrystaliczne, wapienie organodetrytyczne, wapienie drobnokrystaliczne i wkładki margli (Jurkiewicz, red., 1991a).

W otworze Węgleszyn IG-1 opisywane utwory mają miąższość 81,0 m. W spągu (miąższość 17,3 m) są to wapienie skrytokrystaliczne i drobnokrystaliczne o teksturze falistej lub gruboławicowe, w dolnej partii z przeławieniami margli ciemnoszarych. Rozpoznano w nich makrofaunę: *Spiriferina fragilis* (Schlotheim), *Lima* sp., *Modiola* sp. i *Mysidioptera* sp., oraz fragmenty ramienionogów i małży. Zespół fauny oraz wykształcenie litologiczne tych utworów pozwalają łączyć je z wapieniem muszlowym dolnym. W części środkowej analizowanego profilu (o miąższości 43,6 m) występują wapienie drobnokrystaliczne lub skrytokrystaliczne, szare. W stropowej partii serii (o miąższości 20,1 m) zalegają wapienie średniokrystaliczne, szare, w górnej części z wkładkami margli, oraz wapienie organodetrytyczne z nieregularnymi przewarstwieniami ciemnoszarych iłów. Makrofauna jest tutaj nieliczna i słabo zachowana – oznaczono: *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim), *Encrinurus lilliformis* (Schlotheim), fragmenty terebratul i *Lamellibranchiata* indet. Stropowe wapienie mogą odpowiadać wapieniowi muszlowemu górnemu (Jurkiewicz, red., 1974b).

W wierceni Jaronowice IG-1 osady wapienia muszlowego mają miąższość 84,4 m. W spągu ich profilu występują wapienie szare, drobnokrystaliczne i średniokrystaliczne, z wkładkami wapieni organodetrytycznych (z fauną: *Terebratula* sp., *Velopecten albertii* (Goldfuss), *Velopecten* cf. *morrisi* Giebel, *Lima* e.g. *striata* Schlotheim, *Gervillia* sp. i *Spiriferina* sp.; miejscami z licznymi zębami i łuskami ryb). W części środkowej opisywanego profilu stwierdzono wapienie, wapienie gruboławicowe, skrytokrystaliczne, często o teksturze falistej, a w stropie – wapienie szare, krystaliczne (Jurkiewicz, red., 1976a).

Miąższość utworów wapienia muszlowego regionalnie zmienia się od kilkudziesięciu metrów do ponad 100,0 m. W pierwszej wersji arkusza Włoszczowa (Szajn, 1980a, b) określono ją jako mieszczącą się w przedziale 100,0–800,0 m (wartość 800,0 m została prawdopodobnie użyta omyłkowo). Obecnie, na podstawie danych uzyskanych z wierceń oraz pracy Jurkiewicza (1974), można przyjąć, że wynosi ona około 80–140 m.

### c. Trias górny

Pojęcie kajper ma zastosowanie zarówno chronostratygraficzne, tj. jako piętro kajper (Instrukcja, 2004), jak i litostratygraficzne, zgodnie z którym, jako „kajper”, obejmuje niższą część profilu triasu górnego. Podobnie retyk, który w ujęciu litostratygraficznym („retyk”) obejmuje wyższą część profilu triasu górnego. W niniejszym opracowaniu piętro kajper przedstawiono w ujęciu najczęściej spotykanym w polskiej literaturze, tj. dla basenu polskiego.

## Kajper

Mułowce, piaskowce, iłowce, anhydryty, margle, dolomity i wapienie. Wydzieleniem tym objęto utwory „kajpru” (w znaczeniu litostratygraficznym). Rozpoznano je w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125), na głębokości 1995,0–2174,5 m. Najniższą część profilu (o miąższości 3,7 m) tworzą piaskowce drobnoziarniste, szaro-zielonkawe, z przeławiczeniami ciemniejszych mułowców. Przykrywają je utwory serii anhydrytowo-dolomityczno-wapiennej o miąższości 40,3 m. Wyżej występują mułowce piaszczyste, ciemnobrunatno-wiśniowe, z wkładkami łupków ilastych oraz margli dolomitycznych z grudkami anhydrytów (o miąższości 25,9 m) oraz mułowce brunatno-wiśniowe, miejscami wyraźnie piaszczyste (o miąższości 51,6 m). W górnej części badanego profilu (o miąższości 58,0 m) zalegają utwory mułowcowo-piaszczyste z przewarstwieniami ilastymi oraz drobnymi okruchami gipsów. Seria mułowców piaszczystych oraz wyżejjęte mułowce miejscami wyraźnie piaszczyste stanowią prawdopodobnie odpowiednik poziomu piaskowca trzcinowego (Jurkiewicz, red., 1990).

W wierceniu Pągów IG-1 skały „kajpru” mają miąższość 165,0 m. Dolna, około 6-metrowej miąższości partia ich profilu zbudowana jest z mułowców i piaskowców szaro-zielonawych, z wkładkami margli dolomitycznych. Występujący powyżej kompleks anhydrytowo-dolomityczno-marglisty ma miąższość około 34 m. Zalega na nim gruba (o miąższości około 80 m) seria mułowców brunatno-wiśniowych, z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, oraz łupków ilastych szaro-zielonkawych i czarnych, z uwęgloną florą. W utworach tych odnotowano rzadko występujące drobne przewarstwienia wapieni oraz grudki gipsów lub anhydrytów. Partie stropowe opisywanego profilu (miąższość około 45 m) tworzą naprzemianległe mułowce i iłowce brunatnowiśniowe, z nieregularnymi przerostami dolomitów brunatno-szarych, w których stwierdzono oogonie z rzędu Charales oraz małżoraczki z rodziny Darwinulinidae. Profil „kajpru” w niniejszym otworze jest najprawdopodobniej niepełny (Jurkiewicz, red., 1976b).

W otworze Secemin IG-1 utwory „kajpru” mają miąższość 124,5 m. W partiach spągowych profilu (o miąższości około 37 m) występują margle dolomityczne, szare, z wkładkami wapieni pelitycznych, laminowanych anhydrytem. Wyżej (miąższość około 15 m) zalegają łupki ilaste, brunatnowiśniowe i szare, z wkładkami łupków ilastych, prawie czarnych, z uwęgloną florą. Jeszcze wyżej w profilu (miąższość około 30 m) występują mułowce szarozielonkawe, dolomityczne, laminowane jaśniejszymi łupkami ilastymi, z drobnymi wtrąceniami anhydrytu lub gipsu (odpowiednik piaskowca trzcinowego (?)). Najwyższą część opisywanego profilu (o miąższości około 40 m) tworzą iłowce brunatnowiśniowe, bezwapniste, o oddzielności sferycznej. W analizowanym wierceniu nie stwierdzono niższej części profilu „kajpru”, tj. utworów piaszczysto-mułowcowych (Jurkiewicz, red., 1994).

W ujęciu regionalnym utwory „kajpru” mają miąższość od 26,1 m do około 242 m (Jurkiewicz, 1974; Jurkiewicz, red., 1974a, b, 1976a, b, 1990, 1991a, 1993, 1994). Szajn (1980a, b) określił miąższość tych utworów na 150,0–250,0 m. W niniejszym opracowaniu przyjęto, że miąższość skał „kajpru” wynosi około 100–240 m.

Mułowce, piaskowce, iłowce i zlepieńce. Wydzieleniem tym objęto utwory „retyku” w znaczeniu litostratygraficznym. W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) zalegają one na głębokości 1703,0–1995,0 m. Partie spągowe badanego profilu „retyku” (o miąższości około 90 m) tworzą warstwy piaszczysto-mułowcowe, z niewielkimi przewarstwieniami iłowców i zlepieńców śródformacyjnych. Wyżej zalegają iłowce brunatno-wiśniowe, z drobnymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych (o miąższości około 55 m) oraz mułowce brunatno-wiśniowe, z licznymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych (o miąższości około 65 m). Najmłodsze skały „retyku” w niniejszym wierceniu to iłowce brunatno-wiśniowe, z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców. W dolnej części badanego profilu występują oogonie (z rzędu Charales), małżoraczki, rurkowate otwornice i megaspory (z rodzaju *Triletes*) (Jurkiewicz, red., 1990).

W otworze Boża Wola IG-1 utwory „retyku” stwierdzono na głębokości 852,5–1157,0 m. W dolnej części ich profilu (o miąższości około 132 m) stwierdzono iłowce brudnowiśniowe, z wkładkami zlepieńców śródformacyjnych i piaskowców drobnoziarnistych o warstwowaniu przekątnym, a wyżej mułowce, z wkładkami zlepieńców, oraz mułowce i iłowce pstre, z cienkimi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i sporadycznie zlepieńców śródformacyjnych (złożonych z toczeńców łupków zielonych i wiśniowych, okruchów wapieni skrytokrystalicznych i syderytów, spójnych głównie kalcytem). Znalezione tu nieliczne małżoraczki (*Darwinula* sp.) i otwornice (Jurkiewicz, red., 1993). W partii środkowej badanego profilu (o miąższości około 93 m) występują mułowce i iłowce pstre z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych oraz zlepieńców śródformacyjnych. Część górną profilu „retyku” (o miąższości około 79 m) tworzą zlepieńce (złożone z otoczków kwarcu, piaskowców, toczeńców iłowców i sporadycznie wapieni) o spoiwie wapienno-ilastym i występujące na nich piaskowce drobnoziarniste, szarozielonkawe i jasnoszare, z przewarstwieniami wiśniowych mułowców, oraz pstre mułowce z iłolupkami. Wśród piaskowców występują przewarstwienia żwirowców (Jurkiewicz, red., 1993).

W wierceniu Secemin IG-1 skały zaliczone do „retyku” mają miąższość 273,0 m. Dolną partię ich profilu (o miąższości około 90 m) tworzą mułowce brunatno-wiśniowe, piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste, szarozółte i brunatno-wiśniowe, oraz szaro-zielonkawe zlepieńce śródformacyjne. W części środkowej opisywanego profilu (o miąższości około 75 m) zalegają mułowce brunatno-wiśniowe, z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, zbitych, oraz iłowców i łupków ilastych

brunatno-wiśniowych. Górna część profilu (o miąższości około 105 m) jest reprezentowana przez mułowce brunatno-wiśniowe i szaro-zielonkawe, z pojedynczymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, brunatno-szarych, oraz mułowców pstrych, dolomitycznych. W zarejestrowanych utworach „retyku” znaleziono pojedyncze okazy małżoraczków (*Darwinula* sp.), oogonie z rzędu Charales, a także megaspory z rodzaju *Triletes* (Jurkiewicz, red., 1994).

W otworze Pągów IG-1 opisywane utwory mają miąższość 294,7 m. Profil „retyku” w dolnej części (o miąższości około 140 m) reprezentowany jest przez mułowce brunatno-wiśniowe, rzadko z wkładkami zlepieńców śródformacyjnych i piaskowców drobnoziarnistych. Wyżej występuje kompleks mułowcowo-piaszczysty, miejscami z przewagą utworów piaszczystych, o łącznej miąższości około 50 m. Górną część badanego profilu (o miąższości około 105 m) tworzą serie mułowcowo-ilaste, rzadko z drobnymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, szaro-zielonawych. W utworach „retyku” nie stwierdzono fauny (Jurkiewicz, red., 1976b).

W ujęciu regionalnym utwory „retyku” mają miąższość od 131,7 do 342,6 m (Jurkiewicz, 1974; Jurkiewicz red., 1974a, b, 1976a, b, 1990, 1991a, 1993, 1994). Na obszarze arkusza Włoszczowa, zdaniem Szajna (1980a, b) i Jurkiewicza (1974), mają miąższość 250,0–300,0 m. W niniejszym opracowaniu przyjęto, że miąższość opisywanych skał wynosi tu około 230–350 m.

## 8. Jura

### a. Jura dolna

Zasięg osadów jury dolnej w niecce miechowskiej jest ograniczony do jej części północnej i środkowej, mniej więcej po Wolbrom–Szczekociny–Nagłowice–Kozłów (Złonkiewicz, 2006b). Na obszarze arkusza Włoszczowa zmienność litologiczna i miąższości skał tego wieku jest dość duża, a profil zredukowany. Ujęto je w jedno wydzielenie.

Piaskowce, mułowce i łupki ilaste. Osady te, o miąższości 37,0 m, rozpoznano w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125). Opisano je na głębokości 1666,0–1703,0 m (Jurkiewicz, red., 1990), przy czym według Złonkiewicza (2006b) ich strop znajduje się na głębokości 1666,8 m. W dolnej partii badanego profilu, o miąższości około 30 m, występują piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste, z drobnymi laminami mułowców szarych, z muskowitem. Przykryte są przez około 7-metrowej miąższości łupki ilaste, szaro-zielonkawe, z laminami jaśniejszych mułowców oraz wkładkami piaskowców jasnoszarych i soczewkami syderytów ilastych. W piaskowcach nie stwierdzono ani fauny, ani mikroflory, natomiast w łupkach ilastych występują *Estheria* cf. *minuta* (Jones) i zwęglony detrytus flory (Jurkiewicz, red., 1990). Złonkiewicz (2006b) w opisywanym profilu wyróżnił: osady spągowej serii rzecznej (hetang–pliensbach (?)), starsze utwory przybrzeżne (hetang–pliensbach (?)),

utwory formacji gielniowskiej i drzewickiej (pliensbach) oraz osady formacji ciechocińskiej (toark). Jego zdaniem powstały one w środowiskach: rzeki meandrującej, delty lub bliskiego szelfu pośredniego, delty, równi deltowej, prodelty lub laguny, rzeki oraz laguny i delty.

Miąższość utworów jury dolnej w otworze Secemin IG-1 wynosi 65,7 m (Jurkiewicz, red., 1994) lub 69,7 m (Złonkiewicz, 2006b). W ich profilu wyróżniono dwa kompleksy litologiczne. Kompleks dolny, o miąższości około 21 m, złożony jest z piaskowców drobnoziarnistych i średnioziarnistych, białych lub jasnoszarych, bezwapnistych, nieco muskowitzowych, z detrytusem zwęglonej flory, przewarstwionych ciemnoszarymi mułowcami muskowitzowymi. Kompleks górny, o miąższości około 45 m, reprezentowany jest przez mułowce szarozielonkawe, zwięzłe, bezwapniste, z przewarstwieniami łupków (ilastych) zielonych, laminowanych jaśniejszymi mułowcami muskowitzowymi. Wśród mułowców dość często występują drobne wkładki jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych, z detrytusem zwęglonych roślin, a na ich płaszczyznach uławiczeń spotykana jest fauna, m.in. *Estheria* sp. (seria esteriowa). Profil skał dolnojurajskich w wierceniu Secemin IG-1 jest mocno zredukowany. Zarejestrowano brak ciągłości sedymentacyjnej między utworami triasu górnego i jury dolnej oraz pomiędzy skałami jury dolnej i jury środkowej (Jurkiewicz, red., 1994). Według Złonkiewicza (2006b) opisywany profil tworzą: starsze utwory przybrzeżne (piaskowce), które mogły powstać w hetangu (?) lub pliensbachu (?), oraz osady (wyższa seria, mułowcowa i ilasta), które mogą odpowiadać formacjom drzewickiej i ciechocińskiej, powstałe w pliensbachu i toarku. Są to utwory środowisk (od spągu): równi deltowej, prodelty lub szelfu z osadami falowania, deltowe, rzek meandrujących, deltowe i bliskiego szelfu oraz (w stropie) lagunowe.

W otworze Pagów IG-1 utwory jury dolnej mają miąższość 72,4 m (Jurkiewicz, red., 1976b; Złonkiewicz, 2006b). Dolną część ich profilu (o miąższości około 20 m) tworzą przede wszystkim jasne piaskowce. Wśród nich występują ciemniejsze mułowce węgliste. Powyżej zalegają około 25-metrowej miąższości piaskowce drobnoziarniste, biało-szare, z wkładkami łupków ilastych, ciemnoszarych, z muskowitem i zwęgloną florą. W górnej części badanego profilu (o miąższości około 25 m) obecne są głównie łupki szaro-zielonawe, z przewarstwieniami mułowców szaro-zielonawych i piaskowców. Profil liasu w otworze Pagów IG-1 jest niekompletny. Zdaniem Złonkiewicza (2006b) opisywane utwory są podobne do skał dolnojurajskich rozpoznanych w wierceniu Secemin IG-1, pod względem zarówno stratygraficznym, jak i środowisk sedymentacji.

Utwory jury dolnej przewiercone w otworze Boża Wola IG-1 mają miąższość 121,2 m (Jurkiewicz, red., 1993) lub 114,1 m (Złonkiewicz, 2006b). Powstały w hetangu–toarku. Hetang reprezentują silnie zredukowane skały formacji zagajskiej i skłobskiej, o miąższości 26,4 m. Są to piaskowce

gruboziarniste i średnioziarniste, z nielicznymi przewarstwieniami mułowców ciemnoszarych, mikowych, i z detrytusem zwęglonej flory (Jurkiewicz, red., 1993). Złonkiewicz (2006b) opisał je jako spągową serię rzeczną i w części jako starsze utwory przybrzeżne (środowiska równi deltowej i prodelty z osadami prądowymi lub środowiska o charakterze bagienny-limnicznym). Zalegające powyżej utwory synemuru, o miąższości 15,9 m, to naprzemianległe iłowce, mułowce i piaskowce drobnoziarniste, odpowiadające prawdopodobnie silnie zredukowanej dolnej części formacji ostrowieckiej (Jurkiewicz, red., 1993). Zdaniem Złonkiewicza (2006) są to starsze utwory przybrzeżne. Pliensbach reprezentują 22,7-metrowej miąższości utwory formacji gielniowskiej (prawdopodobnie o częściowo zredukowanym profilu) i drzewickiej (Jurkiewicz, red., 1993). Są to iłołupki ciemnoszare, gęsto laminowane mułowcami jasnoszarymi z muskowitem i detrytusem zwęglonej flory. Występują też przewarstwienia piaskowców drobnoziarnistych o spoiwie ilastym. Stwierdzone otwornice: *Ophtalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Dentalina matutina* d'Orbigny, *Trochammina* sp. i *Ammodiscus* sp., potwierdzają wiek opisywanych osadów (Jurkiewicz, red., 1993). Według Złonkiewicza (2006b) powstały one w środowiskach: szelfu pośredniego lub delty oraz limnicznym, bagiennym lub lagunowym. Wyżejległe utwory pochodzą z przełomu pliensbachu i toarku. Należą do formacji ciechocińskiej (Pieńkowski, 2004), w tym serii podesteriowej i esteriovej. Ich dolną partię tworzą iłowce i mułowce szaro-zielone i brunatno-szare, z soczewkami syderytu i naciekami żelazistymi (seria podestriowa). Przykrywają je mułowce szaro-zielonkawe, mikowe, przeławicone iłowcami i łupkami szaro-zielonkawymi i popielatymi, które przechodzą w piaskowce pyłowate, piaskowce drobnoziarniste, z licznym muskowitem i konkrecjami syderytu (seria estriowa). Łączna miąższość skał formacji ciechocińskiej wynosi 37,5 m (Jurkiewicz, red., 1993). Złonkiewicz (2006b) uważa, że powstały one w środowiskach: bagiennym, lagunowym, delty lub prodelty. Toark w wierceniu Boża Wola IG-1 reprezentują 18,7-metrowej miąższości mułowce ciemnoszare, piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste, kruche i rozsypliwe, laminowane szarymi mułowcami z liczną zwęgloną florą (Jurkiewicz, red., 1993). Utwory te prawdopodobnie należą do formacji borucickiej (Pieńkowski, 2004). Są one częściowo zredukowane. Zdaniem Złonkiewicza (2006b) powstały w środowisku rzeki meandrującej.

Miąższość skał jury dolnej w ujęciu regionalnym wynosi 37,0–127,7 m (Jurkiewicz, red., 1974a, 1976b, 1990, 1991a, 1993, 1994). Na południe, południowy zachód i południowy wschód od analizowanego terenu utworów tych brak (Hakenberg, Świdrowska, 1996). Szajn (1980a, b) miąższość osadów dolnojurajskich rozpoznanych na obszarze arkusza Włoszczowa określił na około 30–100 m. Biorąc pod uwagę prace Hakenberga i Świdrowskiej (1996) oraz Złonkiewicza (2006b), w niniejszym opracowaniu podtrzymano miąższość przyjętą przez Szajna.

## b. Jura środkowa

Utwory jury środkowej w niecce miechowskiej mają rozprzestrzenienie większe od skał jury dolnej (Hakenberg, Świdrowska, 1996; Złóńkiewicz, 2006b). W tym czasie rozwijała się transgresja morska. W badanej części niecki miechowskiej udokumentowano osady trzech pięter jury środkowej: bajosu, batonu i keloweju. Profil bajosu jest jednak ograniczony do jego górnej części (bajos górny), a profil keloweju – często do jego najniższej części (Złóńkiewicz, 2006b). Z uwagi na małą miąższość analizowanych osadów w niniejszym opracowaniu opisano je łącznie. Najmniejszą miąższością cechują się utwory keloweju. Łączna miąższość skał środkowojurajskich na badanym terenie wynosi około 40–120 m (Szajn, 1980a, b) lub około 50–100 m (Złóńkiewicz, 2006b). W obecnej wersji arkusza Włoszczowa przyjęto miąższość około 35–100 m.

### Bajos–kelowej

Piaskowce, mułowce, iłowce, wapienie i wapienie piaszczyste. Na obszarze arkusza Włoszczowa utwory jury środkowej – bajosu i batonu – odnotowano w wierceniu Włoszczowa IG-1 (otw. 125), na głębokości 1613,0–1666,0 m. Bajos reprezentowany jest przez około 35-metrowej miąższości piaskowce drobnoziarniste z wkładkami mułowców i toczeńców czarnych łupków. W górnej partii tych skał występują ponadto przewarstwienia wapieni organodetrytycznych, miejscami z fauną, np.: *Trigonia costata* Sowerby, *Rhynchonella* sp., *Posidonomya alpina* Grass, *Ceratomya* sp. oraz ułamkami małży z rodziny Ostreidae. Baton wykształcony jest w postaci mułowców wapnistych, prawie czarnych, mułowców jasnoszarych, łupków ilastych, czarnych, wapnistych. W utworach tych stwierdzono zwęgloną lub spirytyzowaną sieczkę roślinną oraz faunę, np.: *Posidonomya alpina* Grass, *Leda* sp., kolce jeżowców i szczątki liliowców (Jurkiewicz, red., 1990). Zdaniem Złóńkiewicza (2006b) w opisanym wierceniu poza skałami bajosu i batonu występują też utwory keloweju.

W wierceniu Pągów IG-1 utwory jury środkowej mają miąższość około 103 m. Piętro bajosu (miąższość około 73 m) reprezentują piaskowce szare i mułowce jasnoszare, z drobnymi wkładkami łupków ilastych, prawie czarnych, z uwęglonymi szczątkami roślin, na których zalegają mułowce i iłowce ciemnoszare, z syderytami i soczewkami piaskowców, oraz ciemne mułowce z laminami piaskowców kwarcowych i konkrecjami syderytów. W profilu batonu (o miąższości 23,5 m) odnotowano łupki ilaste oraz mułowce prawie czarne, a w profilu keloweju (o miąższości 6,5 m) – wapienie piaszczyste, szaro-zielonkawe, z nielicznymi przerostami mułowców marglistych i mułowców (Jurkiewicz, red., 1976b). Według Złóńkiewicza (2006b) utwory jury środkowej w wierceniu Pągów IG-1 mogą mieć nieco mniejszą miąższość, około 100 m.

W wierceniu Secemin IG-1 utwory jury środkowej mają miąższość 49,8 m. Najniżej w analizowanym profilu występują 17,0-metrowej miąższości mułowce ciemnoszare, niemal czarne, z prze-warstwieniami piaskowców drobnoziarnistych zawierających detrytus zwęglonej flory. Skały te mogą odpowiadać bajosowi górnemu. Część środkową profilu (o miąższości 29,0 m) tworzą mułowce i łupki wapniste, ciemnoszare lub prawie czarne, miejscami z ławicami piaskowców drobnoziarnistych, o teksturze gruzełkowej lub spływowej. Rozpoznano w nich faunę, m.in.: *Ostrea* sp., *Astarte* sp., *Ivanoviella* sp., *Paleoneilo phillipsi* Morris, *Nucula lacryma* Sowerby, *Posidonomya alpina* Grass i *Dentalium* sp., a także różne nieokreślone szczątki małży i amonitów oraz rurki robaków. Utwory te mogły powstać w batonie. W najwyższej części badanego profilu, o miąższości 3,0 m, odpowiadającej najniższemu kelowejowi dolnemu, stwierdzono wapienie piaszczyste, szarozielone, oraz mułowce szaro-zielonkawe i czarne (Jurkiewicz, red., 1994). Złonkiewicz (2006b) w badanym profilu jury środkowej, którego miąższość określił na około 49 m, wydzielił co najmniej dwa cykle sedymentacyjne. Jego zdaniem w pierwszym z cykli doszło do subsydencji obszaru obecnej niecki miechowskiej oraz jej rozpadu na mniejsze fragmenty, a w drugim miała miejsce synsedymenacyjna aktywność powstałych bloków.

Skały jury środkowej udokumentowane w otworze Boża Wola IG-1 mają miąższość 100,6 m. Zaliczono je do bajosu, batonu i keloweju. Bajos reprezentują piaskowce wapnisto-krzemionkowe i mułowce szare lub ciemnoszare, z wkładkami syderytów i iłów, o miąższości 72,1 m (w dolnej części profilu występują mułowce, mułowce i iłowce oraz mułowce wapniste, w górnej dominują piaskowce drobnoziarniste). Dolną partię profilu batonu tworzą wapienie organodetrytyczne z fragmentami belemnitów (m.in. *Belemnites* cf. *canaliculatus* Schlotheim). Wyżej zalegają wapienie piaszczyste z wkładkami piaskowców wapnistych, różowo-wisniowych. W partii stropowej pojawiają się wapienie piaszczyste i oolitowe. Skały batonu mają miąższość 28,1 m. Miąższość utworów keloweju jest bardzo niewielka – wynosi 0,4 m. Są to zlepieńce złożone z okruchów jasnoszarych wapieni detrytycznych oraz czarne łupki, zapiaszczone, z dużą ilością fauny (Jurkiewicz, red., 1993). Przypominają one warstwę bulastą znaną z zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Złonkiewicz (2006b) utwory środkowojurajskie występujące w niniejszym wierceniu podzielił inaczej. Jego zdaniem mają one miąższość około 105 m i obejmują najwyższą część bajosu górnego (miąższość kilka metrów), baton (miąższość około 40–45 m) oraz cały kelowej (miąższość około 25–27 m).

### c. Jura górna

Utwory kimerydu odsłaniają się na powierzchni obszaru arkusza Włoszczowa w jego części północno-wschodniej – w strefie brachyantykliny Dobromierza i Pasma Przedborsko-Małogoskiego

(Jurkiewiczowa, 1961b; Kutek, 1968; Wartołowska-Świdrowska, 1976; Szajn, 1980a, b). Zostały one dość dobrze rozpoziomowane (Kutek, 1968; Szajn, 1983a, b; Sokalski, 2023b, d). Zróżnicowanie litologiczne oraz uwarunkowania strukturalne i tektoniczne skał kimerydu (i albu) mają odzwierciedlenie w charakterystycznej rzeźbie badanego terenu (Sala, 2011).

Wyniki najnowszych badań Wierzbowskiego (2020), przeprowadzonych w rejonie Pasma Przedborsko-Małogoskiego, wskazują na to, że część utworów zaliczanych dawniej do górnej partii profilu oksfordu stratygraficznie należy odnosić do kimerydu dolnego. W niniejszym opracowaniu wiek skał dawniej odnoszonych do oksfordu opisano jako oksford–kimeryd dolny.

### Oksford–kimeryd

#### Oksford–kimeryd dolny

Wapienie, miejscami margle i mułowce. Utwory te, zaliczone do oksfordu–kimerydu dolnego, rozpoznano w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) na głębokości 1060,0–1613,0 m. W spągu ich profilu (miąższość około 14 m) występują wapienie piaszczyste, szare, z przewarstwieniami ciemnoszarych i zielonkawych margli. Wyżej zalegają wapienie szare i ciemnoszare, zwięzłe, plamiste, z belemnitami, gąbkami i fragmentami amonitów (*Perisphinctes* sp.). Ich miąższość wynosi około 164 m. Kolejne około 25 m badanego profilu stanowią wapienie margliste, szaro-białe. Nadległe wapienie szaro-białe, z ramienionogami, gąbkami oraz kolcami jeżowców, mają znaczną miąższość – 261,5 m. Przykrywają je wapienie margliste oraz margle szare (o miąższości około 29 m). Stropową część analizowanego profilu, o miąższości 59,5 m, tworzą wapienie białe, skrasowiałe, z nieliczną fauną (Jurkiewicz, red., 1990).

W wierceniu Pagów IG-1 utwory zaliczone do niniejszego wydzielenia mają miąższość 524,0 m. Partię spągową ich profilu, o miąższości około 19 m, tworzą margle ciemnoszare i wapienie. Wyżej występują wapienie szare, szaro-białe i białe, przeważnie pelityczne, o miąższości około 139 m. W osadach tych stwierdzono nieliczne gąbki. Kolejną część profilu stanowią wapienie i wapienie margliste, szare i szaro-niebieskawe, z przewarstwieniami szarych margli. W osadach tych występują: *Exogyra* sp., Pleuromyidae i Decapoda. Ich miąższość wynosi około 27 m. Przykrywają je znacznej miąższości (około 232 m) wapienie pelitowe, białe i kremowo-szare, o oddzielności płytkowej. Stropową część badanego profilu (o miąższości około 107 m) tworzą wapienie oolitowe i pelityczne oraz wapienie margliste, białe. Skały te zawierają nieliczne skorupy małży (Jurkiewicz, red., 1976b).

W otworze Secemin IG-1, na głębokości 743,0–1279,5 m rozpoznano utwory oksfordu. W spągu ich profilu (miąższość około 9,5 m) są to margle ciemnoszare i wapienie margliste, szaro-brązowe.

Zalegają na nich wapienie jasnoszare, plamiste, z fragmentami gąbek i ramienionogów z grupy Terebratulidae (o miąższości 102,6 m), wapienie szare, średniokrystaliczne i drobnokrystaliczne, z drobnymi wkładkami szarych margli (o miąższości 27,1 m) i wapienie szaro-żółte i szaro-niebieskawe, pelityczne (o miąższości 83,1 m). Wyżej występują wapienie jasnoszare, skrytokrystaliczne, miejscami o teksturze płytkowej, oraz wapienie jasnoszare z żółtawym odcieniem (o miąższości 239,9 m). Zarejestrowano w nich fragmenty liliowców. W stropowej części badanego profilu (o miąższości 74,0 m) stwierdzono wapienie szarobiałe, pelityczne, miejscami skrasowiałe (Jurkiewicz, red., 1994).

Skały oksfordu odnotowano również w wierceniu Boża Wola IG-1 (na głębokości 185,4–630,7 m). W podstawie ich profilu występują około 15-centymetrowej miąższości mułowce wapniste, laminowane szarozielonkawymi i czerwonawymi łałami marglistymi, w których tkwią konkretne syderytowo-chlorytowe. W mułowcach obecne są oolity i szczątki organiczne. Opisywane skały przykrywa nieznacznej miąższości (1,2 m) warstwa wapieni jasnoszarych i szarozielonkawych, drobnokrystalicznych, zapiaszczonych, z soczewkami mułowców zawierających glaukonit. Znaleziono w nich fragmenty amonitów, m.in. *Cardioceras* sp. Wyżej zalegają wapienie drobnokrystaliczne lub dolomityczne, w kierunku stropu profilu przechodzące w jasnoszare wapienie skrytokrystaliczne z licznymi krzemieniami i żyłami kalcytu, o łącznej miąższości 232,1 m. W wapieniach występują nieliczne małżoraczki i fragmenty łodyg liliowców. Stwierdzono w nich także źle zachowany okaz amonita *Euaspidoceras* cf. *ovale* (Neumayr). Górną partię badanego profilu (o miąższości 179,9 m) tworzą wapienie jasnoszare i żółtoszare, drobnokrystaliczne lub skrytokrystaliczne, spękane i użyłone kalcytem, z czarną substancją łąstą na płaszczyznach uławień lub spękań. W wapieniach tych zarejestrowano m.in. igły gąbek i kolce jeżowców (Jurkiewicz, red., 1993). Według Złonkiewicza (2006b) w analizowanym wierceniu, na głębokości 185,4 m, występuje powierzchnia uskokowa.

W obrębie utworów oksfordu występujących na badanym terenie Złonkiewicz (2006b) wyróżnił: margle i wapienie margliste (kompleks najstarszy), wapienie morawickie i wapienie siedleckie. Lokalnie pojawiają się także wapienie kredowate (kompleks najmłodszy). Skały kompleksu margle i wapienie margliste powstały w warunkach otwartego szelfu, na głębokości rzędu około 100–200 m i przy niewielkim zróżnicowaniu dna (Złonkiewicz, 2006b). Wapienie morawickie reprezentują osady głębokiego, otwartego szelfu węglanowego, a wapienie skaliste – osady równin pokrytych mułami węglanowymi oraz lokalnych stref wyniesionych (biohermy glonowo-gąbkowe; głębokość morza około 100–200 m) w obrębie otwartego szelfu węglanowego. Na powierzchni niniejszego opracowania nie odsłaniają się utwory reprezentujące kompleksy skalne wapienie kredowate i utwory z wapieni kredowatych (wapienie pelityczne i kredowate oraz wapienie detrytyczne i oolitowo-pelityczne) (Kutek, 1968; Szajn, 1980a, b). Stratygraficznie są one lokowane w górnej części oksfordu

górnego i w dolnej części kimerydu dolnego (Złonkiewicz, 2006b). Zawierają: koralowce, solenopory, nerynee i dicerasy (Kutek, 1968). Skały te rozpoznano m.in. na obszarach arkuszy Przedbórz (Wieczorek i in., 2023a) i Oleszno (Sokalski, 2023b).

Szajn (1980a, b) oszacował miąższość utworów oksfordu rozpoznanych na obszarze arkusza Włoszczowa na około 450–600 m. W węższym ujęciu regionalnym zmienia się ona od 445,3 do 553,0 m (Jurkiewicz, red., 1974a, b, 1976a, b, 1990, 1991a, 1993, 1994), a w szerszym od około 400 m do około 800 m (Złonkiewicz, 2006b). W niniejszym opracowaniu miąższość skał oksfordu–kimerydu dolnego określono na około 400–600 m.

## Kimeryd

Na obszarze arkusza Włoszczowa utwory kimerydu dokumentują profile otworów: 6, 8 i 125. W wierceniach 6, zlokalizowanym w Bożej Woli, od powierzchni terenu do głębokości 84,0 m zarejestrowano głównie wapień (nie przewiercono). W otworze 8, wykonanym w okolicy Starej Wsi, na głębokości 36,5–41,5 m nawiercono ropy stropowe (nie przewiercono). Cały profil kimerydu odnotowano w wierceniach Włoszczowa IG-1 (otw. 125) (Jurkiewicz, red., 1990).

### Kimeryd dolny

Wapień oolitowy, oolity, onkolity, wapień pasiaste, wapień pelityczne, wapień ławicowe i ropy (wapień kruche, kompleks oolitowo-grabowy, horyzont onkolitowy, kompleks oolitowo-płytkowy, wapień płytkowe i ropy podścielające). Utwory te wyczerpująco opisał Kutek (1968). W rejonie badań brakować może skał kompleksu znanego jako oolit dolny. Najniżej w profilu występują osady kompleksu wapień kruche (odpowiadającego kompleksowi wapień pasiaste, znanemu z obszarów Pasma Przedborsko-Małego położonych na południowy wschód od badanego terenu). Tworzą go wapień kruche, żółtawe, pękające na drobne, nieregularne okruchy. Miejscami obecne są przewarstwienia krzemieni (wapień pasiaste). Wyżej zalegają utwory kompleksu oolitowo-grabowego (odpowiadającego kompleksowi oolit górny na terenach Pasma Przedborsko-Małego rozciągających się na południowy wschód od obszaru niniejszego opracowania), wykształcone w postaci grab (wapień z mikrytową lub gruzełkowo-mikrytową masą wypełniającą, zawierające znaczne ilości detrytus muszlowego – Kutek, 1969), wapieni oolitowych, oolitów i wapieni pelitycznych. Skały horyzontu onkolitowego, choć są miejscami dobrze widoczne (także na NMT), mają jedynie kilka metrów miąższości. Powyżej w analizowanym profilu występują utwory kompleksu oolitowo-płytkowego. Są to dobrze wykształcone oolity wraz z wapieniami płytkowymi, pelitycznymi.

Kompleks wapienie płytkowe tworzą wapienie pelityczne i ławicowe, w obrębie których sporadycznie pojawiają się też drobne wtrącenia oolitów i muszlowców. Badany profil zamykają skały kompleksu ility podścielające. Są to ility szare. Na powierzchni obszaru arkusza Włoszczowa występują one na północnych stokach góry Krzemik (w rejonie Jeżowca), w obrębie brachyantykliny Dobromierza. Łączna miąższość skał opisywanego wydzielenia wynosi około 40 m.

Wapienie płytowe, wapienie pelityczne i wapienie detrytyczne z ooidami oraz ility (kompleks oolitowo-płytowy, wapienie płytkowe i ility podścielające). Utwory te wyróżniono w rejonie Starej Wsi, na północno-wschodnich stokach Pasma Przedborsko-Małogoskiego, w nawiązaniu do obszarów arkuszy Przedbórz (Wieczorek in., 2023a, b) i Oleszno (na terenie arkusza Oleszno skały kimerydu rozdzielono bardziej szczegółowo) (Sokalski, 2023b, d). W związku z obecnością uskoku Dobromierza (na obszarze arkusza Przedbórz) oraz uskoku biegnącego w okolicach Żeleźnicy (na terenie arkusza Oleszno), kontynuującego się na obszarze arkusza Włoszczowa zmienia się litologia utworów kimerydu. Przyjęto, że miąższość opisywanych skał na obszarze arkusza Włoszczowa wynosi około 25–50 m. W utworach tych notowane są znaleziska fauny kopalnej.

Wapienie muszlowe (muszlowce skorkowskie). Jest to kompleks skalny bardzo charakterystyczny, łatwy do śledzenia w terenie (Kutek, 1968; Szajn, 1980a, b). Stanowi podstawowy reper litologiczny kimerydu. W jego dolnej części występują muszlowce alektroniowe (z *Alectryonia*), w górnej – muszlowce egzogyrowe (z *Exogyra*) (Kutek, 1968). W spągu i stropie mogą być obecne także graby (gruzłowate wapienie organodetrytyczne) lub oolity. Muszlowce skorkowskie rozpoznano w brachyantyklinie Dobromierza. Tworzą m.in. górę Krzemik (w rejonie Jeżowca). Występują też w obrębie Pasma Przedborsko-Małogoskiego – w okolicach Starej Wsi. W utworach tych stwierdzono amonity: *Rasenia (Prorasenia) heeri* (Moesch), *Aspidoceras (Orthaspidoceras) uhlandi* (Oppel) i *Katroliceras* sp. (Kutek, 1968). Miąższość opisywanych osadów wynosi około 30 m.

#### Kimeryd dolny–górny

Muszlowce, wapienie i margle (muszlowce skorkowskie i górne wapienie płytowe). Ich miąższość na obszarze opracowania wynosi około 40–60 m.

Wapienie, ility i margle (górne wapienie płytowe i ility stropowe). Osady te tworzą kompleksy skalne, które w profilu kimerydu reprezentują części górną kimerydu dolnego i dolną kimerydu górnego. Zalegają powyżej skał kompleksu muszlowce skorkowskie (Kutek, 1968). Ich łączna miąższość przekracza 20,0 m. W obrębie górnych wapieni płytowych Kutek (1968) wyróżnił: pelityczne wapienie płytowe z wkładkami margli i iłów (w niewielkich ilościach

mogą występować też graby lub wkładki muszlowców egzogyrowych), w iłach stropowych – ily margliste z wkładkami: wapieni pelitycznych, margli i muszlowców egzogyrowych.

Iły margliste i margle (iły stropowe). Ich miąższość na obszarze arkusza wynosi około 10–30 m. Utwory te kończą sedimentację późnojurajską na terenie badań. Można je obserwować na obszarze arkusza Oleszno (Kutek, 1968; Sokalski, 2023b, d).

\*        \*  
\*  
\*

Na potrzeby niniejszego opracowania utworzono wydzielenie obejmujące całe piętro kimerydu. Utwory tego wydzielenia stwierdzono w otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125).

Wapienie, wapienie margliste, wapienie pelityczne, wapienie oolitowe i margle. W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) skały te mają miąższość 209,9 m. Wyróżniono je na głębokości 850,1–1060,0 m. Są to (od spągu): wapienie pelityczne (o oddzielności płytowej), biało-niebieskawe, z licznymi koralowcami, rzadziej z ramienionogami i skałotoczami, partiami skrasowiałe (o miąższości 104,5 m), wapienie szaro-niebieskawe, pelityczne, z przewarstwieniami wapieni marglistych i margli (o miąższości 11,5 m), jasnoszare i białawe wapienie oolitowe, pelityczne i organodetrytyczne z koralami (o miąższości 72,0 m), oraz szare wapienie oolitowe z onkolitami i z fauną (m.in.: *Lopha* sp., *Ostrea* sp., *Exogyra* sp., *Trichites* sp., *Camptonectes* sp. i fragmenty jeżowców), w stropie przewarstwiane margłami o pstrym zabarwieniu (o miąższości 21,9 m) (Jurkiewicz, red., 1990).

W otworze Boża Wola IG-1 utwory zaliczone do kimerydu mają miąższość 86,4 m. Rozpoznano je na głębokości 99,0–185,4 m. Ich profil tworzą wapienie margliste, żółtawe, miejscami wapienie oolitowe, białe, z żyłami białego kalcytu. W jego partii spągowej występują kawerny krasowe, wypełnione iłami i mułkami z krzemieniami i okruchami wapieni (Jurkiewicz, red., 1993).

W otworze Pagów IG-1 utwory kimerydu mają miąższość 214,2 m. Rozpoznano je na głębokości 631,8–846,0 m. W spągu ich profilu (miąższość około 24 m) występują wapienie szaro-niebieskawe i margle szare. Przykrywa je około 84-metrowej miąższości pakiet wapieni pelitycznych i wapieni marglistych z drobnymi przeławiczeniami ciemnych margli. Wyżej zalegają ciemne margle i wapienie margliste o miąższości około 26 m, a następnie szare i szaro-białawe wapienie oolitowe z onkoidami oraz szczątkami fauny, o miąższości około 77 m. Najwyższą część badanego profilu tworzy około 4-metrowej miąższości warstwa ciemnoszarych wapieni marglistych i kruchych margli. Rozpoznano w nich różnorodną faunę, m.in. *Exogyra* sp. (Jurkiewicz, red., 1976b).

W otworze Secemin IG-1 zarejestrowano utwory kimerydu o miąższości 97,7 m (na głębokości 645,3–743,0 m). W ich profilu dominują (miąższość 95,0 m) wapienie skrytokrystaliczne, szaro-

żółtawe, miejscami wapienie płytowe, z rzadka z przewarstwieniami margli oraz skupieniami oolitów. W stropie profilu (miąższość 2,7 m) występują wapienie onkolitowe, szare, laminowane lub przewarstwiane marglami (Jurkiewicz, red., 1994).

W opisywanej części niecki miechowskiej Złonkiewicz (2006b) stwierdził obecność (kompleksów): wapieni kredowatych, utworów z nad wapieni kredowatych, najniższego poziomu marglistego, oolitu dolnego, wapieni pasiastych, oolitu górnego, kompleksu płytowo-oolitowego, wapieni płytowych, muszlowców skorkowskich, górnych wapieni płytowych i muszlowców brzeskich. Nie są one jednak zachowane w pełni w poszczególnych otworach.

Miąższość utworów kimerydu w ujęciu regionalnym mieści się w przedziale 64,9–214,2 m (Jurkiewicz, red., 1974a, b, 1976a, b, 1990, 1993, 1994). W części centralnej niecki miechowskiej jest większa niż na jej skrzydłach. Na terenie arkusza Włoszczowa wynosi ona, zdaniem Szajna (1980a, b), około 250–300 m (grubość skał kimerydu występujących na powierzchni terenu – do około 100 m). W niniejszym opracowaniu miąższość badanych skał oszacowano na około 90–240 m.

## 9. Kreda

Utwory kredy rozpoznane w Pasmie Przedborsko-Małopolskim i brachynatyklinie Dobromierza zalegają na skałach kimerydu penakordantnie. Niezgodność wynosi kilka stopni (Szajn, 1980a, b). Najniższe ogniwa kredy, występujące na tym terenie, reprezentowane są przez piaskowce albu. Luka stratygraficzna obejmuje prawie cały kimeryd górny, wołg i niemal całą kredę dolną. W rejonie Woli Świdzińskiej i na południowy wschód od niej, w okolicach Gruszczyzna i Ciesiel (na obszarze arkusza Oleszno), na kontakcie skał kimerydu i albu pojawiają się miejscami soczewy glin ochrowych o miąższości do 1,5 m. Świadczą one o intensywnej działalności procesów wietrzenia we wczesnej kredzie (Fijałkowska, Fijałkowski, 1964; Szajn, 1977a, 1984).

Na terenie arkusza Włoszczowa i w jego okolicach utwory kredowe są znane od dawna (Dembowski, 1952; Cieśliński, 1956, 1959; Błaszkiwicz, 1965; Pożaryski, 1966; Cieśliński, Pożaryski, 1970; Cieśliński i in., 1973).

### a. Kreda dolna

#### Alb

#### Alb środkowy + górny

Piaskowce, miejscami gezy i spongiolity. Najniższe warstwy albu rozpoznane na obszarze arkusza Włoszczowa w okolicach Bożej Woli i Starej Wsi są wykształcone w postaci piaskowców średnioziarnistych i gruboziarnistych, miejscami zlepieńcowatych, o barwie od czerwono-

-wiśniowej do jasnożółtej (Szajn, 1980a, b). Są one słabo odsłonięte. Obserwuje się je głównie w postaci rumoszu i okruchów skalnych przy granicy z utworami kimerydu. Wyżej w profilu przechodzą w piaskowce jasnożółte, drobnoziarniste, kruche, a miejscami nawet w luźne piaski. Słabo zwięzłe piaskowce i piaski odsłonięte były m.in. w niewielkiej odkrywce na południowy zachód od Bożej Woli, przy drodze do Stanowisk, a także w wielu punktach na wschód od Bożej Woli i w Starej Wsi (Szajn, 1980a). Osady te, bez glaukonitu i chalcedonu, Cieśliński i Pożaryski (1970) zaliczyli do albu środkowego. Ich miąższość w okolicach Bożej Woli i Starej Woli ocenić można na około 20–50 m. Przykrywają je piaskowce jasnożółte, zwięzłe, o spoiwie chalcedonowym, przechodzące miejscami w gezy piaszczyste z wkładkami twardych spongiolitów (Szajn, 1980a). Tworzą one warstwy odporne na wietrzenie i zaznaczają się w postaci wyraźnych kulminacji. Odpowiadają „białemu poziomowi”, który zdaniem Cieślińskiego i Pożaryskiego (1970) rozpoczyna profil albu górnego. W spongiolitach oznaczono *Neohibolibes minimus* (Miller) i *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby) (Cieśliński, Pożaryski, 1970). W najwyższej części analizowanego profilu występują piaskowce krzemionkowe, często żelaziste, z glaukonitem, barwy od żółtej do czerwonawej, o miąższości do około 50–60 m (Szajn, 1980a). W okolicy Przedborza, w piaskowcach tych Cieśliński (1956) zarejestrował *Mortoniaceras (Pervinquieria) inflatum* Sowerby, dokumentujący alb górny.

Utwory albu na obszarze niniejszego opracowania wyróżniono także w otworach: 5, 8 i 125, zlokalizowanych w okolicach odpowiednio: Jeżowca, Starej Wsi i Dankowa Małego. W wierceniu 5, na głębokości 18,5–42,0 m zarejestrowano piaskowce drobnoziarniste (nie przewiercono), a w wierceniu 8, na głębokości 5,2–36,5 m – piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste. W otworze 125 (otw. Włoszczowa IG-1) skały albu odnotowano na głębokości 844,1–850,1 m. Są to piaskowce średnioziarniste, jasnoszare, glaukonitowe, przeważnie wapniste, ilaste, i piaskowce drobnoziarniste, białe, zwięzłe, o spoiwie chalcedonowym (Jurkiewicz, red., 1990).

Zdaniem Jurkiewicza (1981) i Hakenberga (1986) utwory albu prawdopodobnie nie występują w części południowo-zachodniej obszaru niniejszego arkusza. Za to, według Szajna (1980a, b), w strefie ich wychodni w Pasmie Przedborsko-Małogoskim mogą mieć miąższość ponad 100,0 m. Na południowy wschód od badanego terenu, na obszarze arkusza Nagłowice, miąższość skał albu w rejonach ich wychodni wynosi około 50–70 m (Szajn, 1977a, b), a niewykluczone, że dochodzi do około 80–100 m (Hakenberg, 1986). W niniejszej wersji arkusza Włoszczowa przyjęto, że na jego terenie miąższość skał albu środkowego i górnego wynosi około 0–100 m. Rozprzestrzenienie utworów albu w niecce miechowskiej wskazywać może na kierunek transgresji morskiej z północnego zachodu (Hakenberg, 1969, 1986).

## b. Kreda górna

### Cenoman

Piaski glaukonitowe i piaskowce. Osady cenomanu nie zostały stwierdzone na powierzchni terenu arkusza Włoszczowa (Szajn, 1980a, b). W zachodniej części Jeżowca (na południowy zachód od szczytu góry Krzemyk), tuż przy wychodniach utworów albu odsłaniają się skały turonu (niezaznaczone na mapie ze względu na skalę), a osadów cenomanu najprawdopodobniej tu brak (Szajn, 1980a, b). Być może występuje tu kontakt tektoniczny skał albu i turonu związany z wyniesieniem brachyantykliny Dobromierza. Na wschód od tego rejonu obszary ewentualnego występowania utworów cenomanu przykryte przez są osady czwartorzędowe. W pierwszej wersji arkusza Włoszczowa utwory cenomanu Szajn (1980a) wyznaczył zgodnie z mapą Różyckiego (1961). Ich miąższość oszacował na około 0–40 m (Szajn, 1980a, b).

Na powierzchni terenu utwory cenomanu ukazują się w Pasmie Przedborsko-Małoskim na wschód od obszaru arkusza Włoszczowa, po okolice Małoszczy i dalej na południowy wschód (Premik, 1947; Hakenberg, 1962, 1969; Szajn, 1983, 1984). Są to piaski glaukonitowe, szaro-zielonkawe, przechodzące miejscami w bardzo słabo zwięzłe piaskowce. Ich miąższość jest niewielka, wynosi około 30–50 m. Na północ od obszaru arkusza Włoszczowa, w Przedborzu, na Majowej Górze, profil cenomanu opisany został przez Cieślińskiego (1956). W utworach tych stwierdzono *Inoceramus bohemicus* Leonhard. Zalegają na nich bezpośrednio skały turonu z *Inoceramus labiatus* Schlotheim.

Interesujące jest, że na zachód Zalesia utwory cenomanu nie występują, a ze skałami albu bezpośrednio graniczą utwory turonu (Różycki, 1961; Szajn, 1980a, b). Prawdopodobnie gdyby w rejonie Zalesie–Lubicz–Jeżowiec wykonano więcej wierceń, mogłoby się okazać, że należy nieco inaczej spojrzeć na obecność osadów cenomanu.

W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) skały cenomanu stwierdzono na głębokości 817,3–844,1 m. Są to piaskowce glaukonitowe, drobnoziarniste i średnioziarniste, o spoiwie wapienno-ilastym. Ich barwa zmienia się w kierunku stropu profilu od szarozółtej do brunatno-wiśniowej (Jurkiewicz, red., 1990).

### Cenoman–turon

Iły, iły z krzemieniami i iłowce. Dotychczas utworów tego wieku, przejściowego – cenoman–turonu, na obszarze arkusza Włoszczowa nie wydzielano (Szajn, 1980a, b). Asumpt do takiego wiekowego opisu skał dał profil otworu 5, zlokalizowanego w Jeżowcu, w którym na głębokości 5,1–18,5 m wyróżniono (od spągu): iły, iłowce i iły piaszczyste. W partii spągowej iłów

mogą występować krzemienie. Podobne utwory, którym przypisano taki sam wiek, znane są z rejonu Małogoszcza (Drozd i in., 2020, 2021a) oraz z obszaru arkusza Chęciny (Hakenberg, 1973, 1974; Złonkiewicz, 2021a, b).

Mięszość skał cenomanu–turonu stwierdzona na badanym terenie wynosi 13,4 m (otw. 5).

### Turon

Wapienie, wapienie piaszczyste, opoki i margle. Na powierzchni terenu arkusza Włoszczowa niewielkie wychodnie utworów turonu stwierdzono jedynie w zachodniej części Jeżowca (Szajn, 1980a, b), na południowo-zachodnim skłonie brachyantykliny Dobromierza (niezaznaczone na mapie ze względu na skalę – opisywane skały zalegają pod nieciągłą i niewielkiej miąższości pokrywą osadów plejstoceniowych). Na południowy zachód od niewysokiego grzbietu zbudowanego z piaskowców albskich, w glebie obecne są liczne okruchy wapieni jasnoszarych, zwięzłych, nieco piaszczystych, odsłoniętych w niewielkiej odkrywce przy drodze z Dobromierza do Jeżowca (Szajn, 1980a). H. Jurkiewicz w próbce uzyskanej z tych wapieni oznaczył *Rotalipora* cf. *apenninica* (Renz), *Globigerina* aff. *cretacea* d'Orbigny i ułamki Lagenidae. W szlifie mikroskopowym badane wapienie to skały przejściowe między wapieniami marglisto-piaszczystymi a marglami piaszczystymi. W tle skalnym kalcytowym z domieszką substancji ilastej tkwią detrytyczne fragmenty organiczne oraz ziarna: kalcytu, kwarcu i glaukonitu. Widoczne są też skupienia tlenków i wodorotlenków żelaza oraz drobne żyłki kalcytowo-kwarcowe (Szajn, 1980a). W opisywanym profilu skalnym powyżej wapieni piaszczystych występują jasne, twarde opoki, miejscami z czertami. Rozpoznano je na południe od drogi Dobromierz–Jeżowiec i badanej odkrywki, w glebie. Reprezentują one prawdopodobnie wyższe ogniwa turonu (Szajn, 1980a). Zdaniem Szajna (1980a) bliższe określenie pozycji stratygraficznej skał turonu występujących na powierzchni terenu w rejonie Jeżowca jest trudne. Według Makowskiego (1953b) wapienie piaszczyste z glaukonitem reprezentują poziom *Inoceramus labiatus*, a margle – *Inoceramus lamarcki* i część turonu górnego. Utwory turonu wyróżniono w otworach 7, w Zalesiu, i 125 (otw. Włoszczowa IG-1), w rejonie Dankowa Małego. W wierceniu 7, na głębokości 42,0–50,0 m zarejestrowano wapienie z przewarstwieniami iłów (nie przewiercono). W otworze 125, na głębokości 780,0–817,3 m, stwierdzono wapienie szare, piaszczyste, z przewarstwieniami szarych margli, przykryte przez wapienie margliste, miejscami piaszczyste, z przewarstwieniami ciemnoszarych margli muskowitzowych (Jurkiewicz, red., 1990).

Na terenach, na których utwory turonu są lepiej odsłonięte, m.in. na wschód od obszaru arkusza Włoszczowa, ich stratygrafię opracował Pożaryski (1966). Wyróżnił tam poziom *Inoceramus lamarcki* turonu dolnego (wapienie białe i żółtawe z krzemieniami) i turonu górnego (margle i wapienie

z glaukonitem i krzemieniami). Nie odnotował niższego poziomu dolnoturońskiego: *Inoceramus labiatus*. W okolicach Woli Świdzińskiej, na terenie arkusza Oleszno, Pożaryski (1966) oznaczył, w utworach turonu górnego, duże okazy *Inoceramus schloenbachi* Boehm.

Łączna miąższość utworów turonu na obszarze arkusza Włoszczowa może wynosić około 30–110 m. Podobną miąższość skał tego wieku stwierdzono na terenie arkusza Przedbórz (Wieczorek i in., 2023a, b). Dalej na północ wzrasta ona nawet do ponad 200,0 m (Sokalski, 2019). Z kolei w kierunkach północno-zachodnim i południowym wyraźnie maleje. Na terenie arkusza Rzejowice osady turonu mają grubość około 50 m (Wągrowski, 1986, 1987), a na obszarze arkusza Secemin łączną miąższość skał turonu i koniakku oszacowano na około 10–50 m (Lisowski i in., 1989; Jurkiewicz, red., 1994).

### Koniak

Margle i opoki. Szajn (1980a) utwory koniakku na obszarze arkusza Włoszczowa wyróżnił jedynie w rejonie Dobromierz–Jeżowiec, na południowo-zachodnim skrzydle brachyantykliny Dobromierza, gdzie zalegają pod pokrywą osadów plejstoceniowych. Nie zostały one jednak udokumentowane paleontologicznie. Granice ich występowania poprowadzono na podstawie mapy Rózyckiego (1961). Na badanym terenie brak jest odsłoneń skał koniakku. Można je obserwować jedynie w postaci okruchów w glebie – jasnoszarych margli i opok, miejscami z wyraźniejszymi skupieniami glaukonitu (Szajn, 1980a). H. Jurkiewicz w pobranych próbkach oznaczył mikrofaunę. Nie jest ona charakterystyczna. Wskazuje na wiek badanych skał w granicach koniak–kampan. Zarejestrowano m.in.: *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Robulus macrodiscus* (Reuss), *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Fissurina laevigata* Reuss, *Globimorphina trochoides* (Reuss), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Arenobulimina* sp., *Buliminella* sp. i *Anomalina* sp. (Szajn, 1980a). Skały koniakku rozpoznano w otworach 7 i 125. W wierceniu 7, na głębokości 24,0–42,0 m zarejestrowano margle z przewarstwieniami iłów. W wierceniu Włoszczowa IG-1 (otw. 125), na głębokości 726,0–780,0 m stwierdzono margle szare i ciemnoszare, z muskowitem, o grubopłytkowej oddzielności i nierównym przełamie, z drobnymi przewarstwieniami wapieni marglistych. W skałach tych udokumentowano zespół otwornic mogący wskazywać na koniak: *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, *Globotruncana lapparenti* var. *bulloides* Vögler, *Globotruncana marginata* (Reuss), *Arenobulimina* sp. div. i *Stensioeina praexsculpta* Keller (Jurkiewicz, red., 1990).

Według Szajna (1980a) miąższość utworów koniakku występujących na obszarze arkusza Włoszczowa jest nieco mniejsza od miąższości skał turonu, wynosi około 40–90 m (w niniejszym opracowaniu przyjęto około 40–110 m). Na północ i północny zachód od badanego terenu może ona

dochodzić nawet do około 150 m (Kwapisz, 1983b; Wągrowski, 1986, 1987), podczas gdy w kierunku południowym wyraźnie maleje (Kwapisz, 1980a, b; Jurkiewicz, red., 1994). W profilu otworu Pągów IG-1 utwory koniaku mają miąższość około 20–30 m (Jurkiewicz, red., 1976b). W profilach wierceń: Secemin IG-1, Węgleszyn IG-1 i Jaronowice IG-1 miąższość tych skał wynosi odpowiednio: kilka metrów oraz około 45 i 10 m (Jurkiewicz, red., 1974b, 1976a, 1994).

Dobrze odsłonięte utwory koniaku rozpoznano w rejonie Krasocina, w niewielkiej odległości na wschód od obszaru arkusza Włoszczowa (Szajn, 1980a, 1983, 1984). Są to margle szare, z licznymi, drobnymi ziarnami glaukonitu. W ich dolnej partii, w ławicach przejściowych między turonem a koniakiem licznie występują czarne krzemienie. W skałach tych Pożaryski (1966) oznaczył: *Inoceramus involutus* Sowerby, *Inoceramus percostatus* Müller i *Inoceramus cf. undabundus* Meek.

### Santon

Opoki, margle z czertami i gezy. Na obszarze arkusza Włoszczowa wychodnie utworów santonu znajdują się między Łapczyną Wolą a Dobromierzem i na północ od Stanowisk (Szajn, 1980a, b). Rozpoznano białe opoki i margle, miejscami z glaukonitem. W szlifach mikroskopowych wykonanych na uzyskanych próbkach skał Z. Migaszewski zarejestrował margle i opoki, miejscami z przejściami do gez, nieróżniące się od osadów innych pięter kredy górnej (Szajn, 1980a). W obrazie mikroskopowym dominuje substancja pelitowa, o składzie kalcytowo-ilastym, spajająca drobne fragmenty organiczne (spikule gąbek i otwornice) i w mniejszych ilościach detrytyczne ziarna kwarcu, kalcytu, łyszczyków i glaukonitu. Średnica poszczególnych składników rzadko przekracza 0,2 mm, z wyjątkiem spikul gąbek, osiągających długość 1 mm. Otwornice są na ogół kalcytowe, impregnowane często opalem, a spikule gąbek – opalowe. Stanowią one średnio kilkanaście procent objętości skały. Wśród niewęglanowego materiału detrytycznego zdecydowanie dominuje kwarc, występujący w postaci ziarn słabo obtoczonych, wykazujących proste, niekiedy prążkowe wygaszanie światła. Łyszczyki tworzą formy drobnołuseczkowe, miejscami znacznie przeobrażone w kierunku grupy hydromik. Glaukonit wykształcony jest w postaci agregatów ziarnistych, miejscami o znacznym stopniu degradacji struktury, połączonym z wytworzeniem skupień uwodnionych tlenków i wodorotlenków żelaza (Szajn, 1980a). W utworach odsłaniających się w niewielkiej, ale już prawie zasypanej odkrywcze położonej na zachód od cmentarza w Stanowiskach Makowski (1953b) opisał faunę, m.in.: *Inoceramus pinniformis* Willett, *Echinocorys pyramidatus* Portlock, *Micraster corranguinum* Lamarck, *Rhynchonella plicatilis* Sowerby, *Pleurotomaria plauensis* Geinitz i *Spondylus* sp. Niestety, mimo dwukrotnego pobierania próbek odsłoniętych opok nie udało się oznaczyć zespołu

mikrofauny. H. Jurkiewicz opisał tylko nieoznaczalne okruchy otwornic, a E. Biedowa – jedynie formy nieprzewodnie: *Ataxophragmium variabile* (d’Orbigny) i *Lenticulina* sp.

W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125) skały santonu rozpoznano na głębokości 620,0–726,0 m. Są to margle szare, z zielonkawym odcieniem, a w partiach stropowych – margle szare, plamiste. Miejscami towarzyszą im czerty oraz przewarstwienia gez (Jurkiewicz, red., 1990). W badanych skałach oznaczono faunę: *Inoceramus* cf. *potootensis* Loriol, *Inoceramus pinniformis* Willett, *Inoceramus* cf. *lingua* Goldfuss, *Inoceramus* sp., *Ostrea* cf. *incurva* Nilsson, *Ostrea* sp. i fragmenty gąbek. Obecne są zespoły otwornic z *Globotruncana lapparenti* var. *tricarinata* (Quereau), *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, *Globotruncana lapparenti bulloides* Vögler i *Stensioeina exsculpta* (Reuss), wskazujące na santonński wiek tych utworów (Jurkiewicz, red., 1990).

Według Szajna (1980a) miąższość utworów santonu na obszarze arkusza Włoszczowa, określona na podstawie szerokości wychodni i średnich upadów wynosi około 70–150 m. Spostrzeżenie to potwierdzają dane uzyskane w otworze 125, w którym skały tego wieku mają miąższość 106,0 m (Jurkiewicz, red., 1990). Na zachód od badanego terenu, w profilu wiercenia Pągów IG-1 miąższość utworów santonu wynosi 86,0 m (Jurkiewicz, red., 1976b). W otworze Secemin IG-1, zlokalizowanym nieco na południe od obszaru arkusza Włoszczowa, opisywane skały osiągają miąższość 61,0 m (Jurkiewicz, red., 1994), a dalej na południowy wschód, w wierceniach Węgleszyn IG-1 i Jaronowice IG-1, odpowiednio: 170,0 i 72,6 m (Jurkiewicz, red., 1974b, 1976a).

### Kampan

Margle i opoki z wkładkami piaskowców wapnistych i gez, miejscami wapienie margliste. Utwory kampanu występują na powierzchni terenu arkusza Włoszczowa w jego częściach północnej i wschodniej, w okolicach: Łapczynej Woli, Stanowisk oraz Nowin i Komornik (Szajn, 1980a, b). Litologicznie są one zbliżone do osadów santonu i mastrychtu. W obrębie ich wychodni miejscami spotykane są szczotki kalcytowe. Jest to być może cecha regionalna badanych skał, szczotki takie D. Wieczorek zaobserwował również na obszarze arkusza Oleszno, w rejonie miejscowości Ostrów–Ludynia.

Interesująca odkrywka utworów kampanu znajduje się w rejonie Nowin (na zachód od zabudowań), miejscowości położonej na północ od Komornik. Występują tu opoki piaszczyste, jasnoszare, dość zwarte, przechodzące miejscami w piaskowce wapniste i gezy. W zachodniej części odkrywki w utworach tych występuje warstwa bentonitu o grubości do 50 cm, opisana m.in. przez Makowskiego (1953a), Alexandrowicza i Parachoniaka (1958) oraz Biskupską (1958). Profil tej części odsłonięcia przedstawia [figura 4](#). Pod warstwą gleby znajdują się piaski eoliczne nawiane na rumosze gez

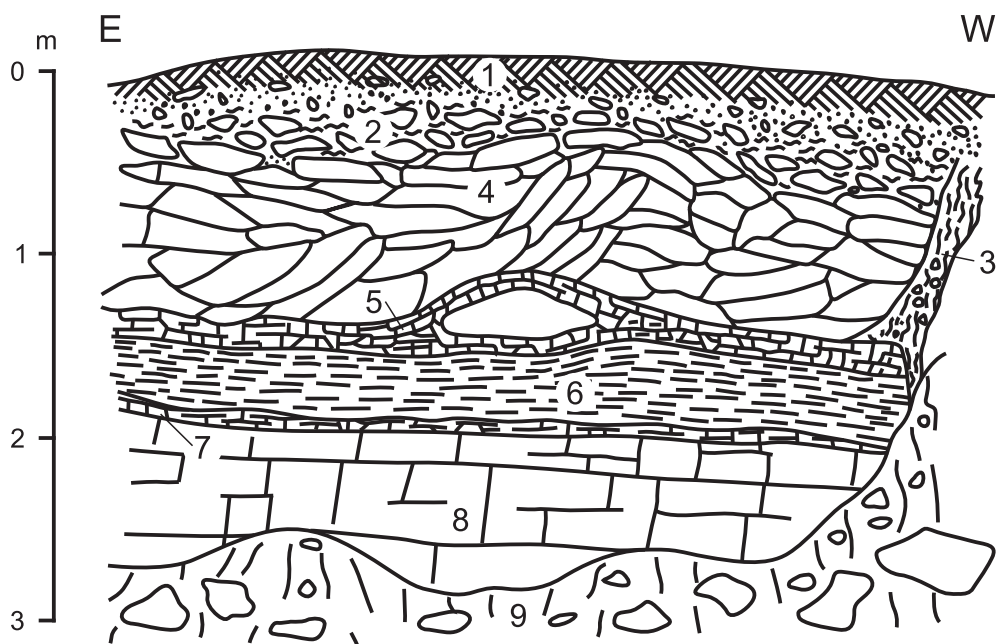


Fig. 4. Profil fragmentu odkrywki utworów kampanu (opok z bentonitem) w Nowinach koło Komornik (wg Szajna, 1980a, zmieniony)

1 – gleba, 2 – rumosze gez z glinami zwietrzelinowymi, w stopie z piaskami eolicznymi, 3 – gliny zwietrzelinowe i okruchy gez (wypełnienie szczeliny), 4 – gezy piaszczyste (druzgot), 5 – opoki piaszczyste (miejscami bloki), 6 – bentonity, 7 – opoki piaszczyste, w stopie opoki piaszczyste i bentonity, 8 – opoki, 9 – nasyp

z glinami zwietrzelinowymi. Odnotowany poniżej druzgot złożony jest z gez piaszczystych, szarych, zwięzłych, twardych i wapnistych. Przykrywa on cienką warstwę opok piaszczystych, szarych, kruchych, łatwo rozcierających się w palcach i silnie wapnistych. W środku opisywanej warstwy obecne są bloki opok piaszczystych, zwięzłych. Poniżej niej występują bentonity jasnozielonkawe (głównie masa gliniasta, w której tkwią drobne, twarde, bezwapniste okruchy), a pod nimi – 1–3-centymetrowej miąższości opoki piaszczyste, słabo zwięzłe, rozsypujące się, bardzo lekkie i wapniste. W stopie opok obecny jest poziom wietrzeniowy (?), obejmujący częściowo opoki, częściowo bentonity. Dolne partie badanego profilu tworzą opoki jasnoszare, nieco piaszczyste, zwięzłe i wapniste. Bieg i upad tych skał wynoszą około 130/12–14. Dolna część odkrywki przykryta jest częściowo nasypem. W jej górnej partii, poniżej gleby, znajduje się szczelina wypełniona glinami zwietrzelinowymi i zwietrzalymi gezami z okrucami gez zwięzłych (Szajn, 1980a). Zdaniem Szajna (1980a) gezy leżące na bentonitach nie znajdują się w pozycji *in situ*, lecz stanowią krę egzarycyjną oderwaną i przesuniętą przez łądolód po warstwie bentonitów.

W opisanym odsłonięciu znaleziono szereg pokruszonych, trudnych do oznaczenia fragmentów inoceramów i jeden lepiej zachowany okaz – prawdopodobnie *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm (Szajn, 1980a). Zdaniem Makowskiego (1953b) występują tu: *Baculites anceps* Lamarck, *Inoceramus balticus* Boehm i *Inoceramus* sp. E. Biedowa oznaczyła również mikrofaunę. W opokach piasz-

czystych zalegających pod bentonitem stwierdzono: *Stensioeina elementiana* (d'Orbigny), *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Globotruncana fornicata* Plummer i *Cibicidoides involuta* (Reuss), a w gezach: *Cibicidoides involuta* (Reuss), *Stensioeina elementiana* (d'Orbigny), *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Globotruncana contusa* (Cushman), *Gavelinulla monterelensis* (Marie), *Globotruncana arca* (Cushman), *Stensioeina exculpta* (Reuss) i inne, wskazujące ogólnie na kampan górny.

Szajn (1980a) rozpoznał także odsłonięcia utworów kampanu znajdujące się na północny wschód od Komornik oraz drobne, prawie całkowicie zasypane odkrywki w okolicach Stanowisk i Łapczynej Woli. Na północny wschód od Komornik występują białe opoki nieco margliste, z glaukonitem, w których Makowski (1953b) opisał znaleziska fauny: *Inoceramus balticus* Boehm, *Acanthoscaphites spiniger* Schlüter, *Baculites* cf. *anceps* Lamarck. H. Jurkiewicz w pobranej tam próbce oznaczył mikrofaunę wskazującą na najwyższą część kampanu i pogranicze z mastrychem: *Dentalina* cf. *nana* Reuss, *Ellipsonodosaria exilis* Cushman, *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Pullenia coryelli* White i *Glandulina laevigata* (d'Orbigny) (Szajn, 1980a). W dwóch próbkach, uzyskanych na północ od Łapczynej Woli oraz na wschód od Mrowiny, obok gatunków występujących powszechnie (rozpoznanych w próbkach pobranych w okolicach Nowin) udokumentowano: *Bolivinoidea draco miliaris* Hiltermann et Koch, *Arenobulimina presli* (Reuss) i *Trochammina boehmi* Franke (na wschód od Mrowiny) oraz *Gyroidinoides nitidus* (Reuss) i *Gyroidinoides globosus* (Hagenow) (na północ od Łapczynej Woli) (Szajn, 1980a).

W opokach z glaukonitem i czertami zaliczonych do kampanu dolnego, zarejestrowanych w okolicach Stanowisk Pożaryski (1966) znalazł: *Pachydiscus levyi* Gross, *Acanthoscaphites* aff. *roemeri* d'Orbigny i *Gibbaster* ex gr. *gibbus-festigatus* Gauthier.

W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125), na głębokości 303,6–620,0 m zarejestrowano (od spągu): margle szare i szarozielonkawe, z wkładkami wapieni marglistych, wapienie margliste biało-szare, miejscami z wkładkami margli szarych, oraz (bliżej stropu) margle jasnoszare, plamiste. Osady te zawierają faunę morską, np.: *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm, *Inoceramus* sp., *Ostrea* sp., Lamellibranchiata indet., skorupy inoceramów i fragmenty gąbek. Stwierdzony zespół mikrofauny, ze *Stensioeina exculpta* Reuss w dolnej części profilu oraz *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Globotruncana arca* Cushman i *Globotruncana fornicata* Plummer w górnej części profilu, pozwala zaliczyć badane utwory do kampanu (Jurkiewicz, red., 1990).

Mięszkość utworów kampanu zarejestrowanych w otworze 125 wynosi 316,4 m (Jurkiewicz, red., 1990). Na terenie niniejszego opracowania może ona sięgać nawet około 350 m (Szajn, 1980a). Na zachód od obszaru arkusza Włoszczowa, w wierceniu Pągów IG-1 opisywane skały mają

miąższość 219,0 m (Jurkiewicz, red., 1976b). Z kolei nieco na południe od badanego terenu, w otworze Secemin IG-1 (Jurkiewicz, red., 1994) ich miąższość wynosi 248,5 m, a dalej na południowy wschód, w wierceniach Węgleszyn IG-1 i Jaronowice IG-1 – odpowiednio: 390,6 i 254,7 m (Jurkiewicz, red., 1974b, 1976a).

## Mastrycht

### Mastrycht dolny

Margle i opoki, miejscami opoki piaszczyste, piaskowce wapniste i gezy. Utwory mastrychtu dolnego na obszarze arkusza Włoszczowa odsłaniają się w wielu miejscach, m.in. w okolicach: Łapczynej Woli, Bobrowników, Jakubowic, Silniczki, Maluszyna, Kłuczevska, Brześcia, Kurzelowa, Dankowa Dużego, Dankowa Małego i Włoszczowy. W otworze Włoszczowa IG-1 (otw. 125), zlokalizowanym w rejonie Dankowa Małego, osiągają one miąższość 301,8 m (Jurkiewicz, red., 1990). Nieco na zachód od badanego terenu, w wiercieniu Pągów IG-1 miąższość skał tego wieku wynosi 219,5 m (Jurkiewicz, red., 1976b). Z kolei nieco na południe od obszaru arkusza Włoszczowa, w otworze Secemin IG-1 utwory mastrychtu mają miąższość 225,0 m (Jurkiewicz, red., 1994). Natomiast dalej na południowy wschód, w wierceniach Węgleszyn IG-1 i Jaronowice IG-1 jest ich odpowiednio: 80,6 i 264,1 m (Jurkiewicz, red., 1974b, 1976a).

Po względem litologicznym utwory mastrychtu dolnego rozpoznane na obszarze arkusza Włoszczowa są słabo zróżnicowane i podobne do osadów kampanu (Szajn, 1980a). Dominują jasnoszare margle oraz jasne i białawe opoki lub opoki margliste, miejscami z glaukonitem. Lokalnie pewne partie margli są ilaste lub nawet mocno ilaste (np. otw.: 26, 103, 110, 123, 126, 154 i 164). Miejscami w obrębie margli i opok obecne są przeławicenia opok piaszczystych i piaskowców wapnistych oraz gez lub margli piaszczystych (np. otw. 154). Przeławicenia te występują zarówno w dolnych poziomach mastrychtu (okolice Krzętowa), jak też w wyższej części serii (okolice Gościencina). Najwyraźniej na obszarze badanego terenu śledzić można poziom opok piaszczystych przechodzących miejscami w piaskowce wapniste, tworzący ciąg wychodni, w rejonie Silniczka–Maluszyn–Gościencin–Jeżowice (Szajn, 1980a). Z opok piaszczystych, bardziej odpornych od otaczających je margli, zbudowany jest tu szereg wzniesień. Wśród dominujących margli (np. otw.: 12, 26, 53, 100, 103, 110, 115, 121, 123, 124, 126, 132, 134, 135, 140–142, 144, 146, 147, 149, 155, 164 i 166) i towarzyszących im opok (np. otw. 4 i 110) mogą występować też przewarstwienia wapieni (np. otw.: 2, 3 i 76) (tabl. V). Osady dolnomastrychckie zarejestrowane w otworze 125 (na głębokości 1,8–303,6 m) to margle jasnoszare, pasiaste, i, bliżej stropu, margle jasnoszare, zwięzłe, silnie piaszczyste (Jurkiewicz, red., 1990). Według Szajna (1980a) zapiaszczenie utworów tego wieku na obszarze arkusza

Włoszczowa jest większe w górnej części ich profilu. Jest to sytuacja inna od stwierdzonej na terenach arkuszy Nagłowice (Szajn, 1977a) i Chęciny (Hakenberg, 1974), gdzie wyodrębniająca się seria piaszczysta występuje w najniższej części profilu mastrychtu dolnego. Jeszcze dalej na południowy wschód, w rejonie Motkowic (nad Nidą), maksimum występowania wkładek piaszczystych, a nawet piaszczysto-zlepieńcowatych, przypada na profil najwyższego kampanu (Rutkowski, 1976). W osiowej strefie niecki Nidy stopień zapiaszczenia opisywanych osadów zmniejsza się więc z południowego wschodu na północny zachód, a jego maksimum przesuwa się do wyższych poziomów.

Znaleziska fauny kopalnej w utworach mastrychtu dolnego występujących na obszarze arkusza Włoszczowa znajdowane były w wielu odsłonięciach, m.in. w: Krzętowie, Bobrownikach, Silniczce, Jeżowicach i Dankowie Dużym (Szajn, 1980a). Rozpoznano tam m.in.: *Inoceramus tegulatus* Hagenow, *Belemnella lanceolata* (Schlotheim), *Acanthoscaphites tridens* Kner i *Holoscaphites constrictus* Sowerby. Na południe od Kluczewska Makowski (1953b) oznaczył m.in.: *Bellemnitella mucronata* Schlotheim var *junior* Nowak, *Baculites anceps* Lamarck, *Inoceramus balticus* Boehm, *Inoceramus regularis* d'Orbigny, *Endocosta* sp. i *Turbo* sp. Z kolei w okolicach: Dankowa Małego oraz Ropocic, Knapówki i Bebelna-Wsi (na południe od Włoszczowy, na obszarze arkusza Secemin) liczną faunę, m.in.: *Belemnella lanceolata* Schlotheim, *Hoploscaphites constrictus* Sowerby, *Placunopsis undulata* Müller, *Bostrychoceras polyplocum schloenbachi* (Favre) i *Nautilus patens* Kner, opisał Pożaryski (1966).

W okolicach: Kurzelowa, Jeżowic, Dankowa Dużego i Dankowa Małego Chruszcz (1998a–c) stwierdziła: *Spondylus dutempleanus* d'Orbigny, *Inoceramus balticus* Boehm, *Inoceramus regularis* d'Orbigny, *Inoceramus monticuli* Fugger et Kästner, *Inoceramus brancoi* Wegner, *Inoceramus goldfussianus* d'Orbigny, *Inoceramus tegulatus* Hagenow, *Inoceramus* sp., *Lima decussata* Goldfuss, *Lima* sp., *Astarte similis* Münster, *Cardium fenestratum* Kner, *Bostrychoceras* sp., *Hoploscaphites constrictus anterior* Błaszkiwicz, *Acanthoscaphites bispinosus* Nowak, *Hauerioceras sulcatum* (Kner), *Pachydiscus neubericus raricostatus* Błaszkiwicz, *Pachydiscus perfidus* Grossouvre, *Belemnella lanceolata lanceolata* Błaszkiwicz, *Belemnella* sp., *Echinocorys magnus* Nietsch, *Planolites* sp., *Spirorhappe involuta* (de Stefani), *Spirorhappe* sp. i *Heliocolithus* sp. oraz ślady żerowania *Polychaeta*. Ślady żerowania i jeżowce *Echinocorys magnus* Nietsch wskazują na dosyć płytki zbiornik morski. Zwierzęta żyły raczej w jego brzeżnej strefie (Chruszcz, 1998c).

Ostatnio badania stratygraficzne utworów kampanu górnego i mastrychtu dolnego rozpoznanych w rejonie Włoszczowy przeprowadziła Szymutko (2019). Przeanalizowała skamieniałości zebrane m.in. przez D. Wieczorka. Odnotowała: głowonogi (amonity, łodzиковate i belemnity), małże (inoceramy i małże nieinoceramidowe), ślimaki, jeżowce, ramienionogi i gąbki oraz skamieniałości

śladowe. Wśród amonitów udokumentowała m.in.: wczesnomastrichtckie *Pachydiscus* cf. *neubergicus* (Hauer), *Acanthoscaphites tridens* (Kner) i *Hauericeras pseudogardeni* Schlüter oraz późnokampańskie *Pachydiscus haldensis* (Schlüter) i *Hoploscaphites* ex gr. *nodosus* (Owen). Małże reprezentowane są przez inoceramamy: wczesnomastrichtckie *Inoceramus* aff. *redbirdensis* Walaszczyk, Cobban et Harries oraz późnokampańskie *Cataceramus* cf. *goldfussianus* (d'Orbigny) i *Inoceramus* cf. *magniumbonatus* Douglas, a także m.in. przez: wczesnomastrichtckie *Entolium membranaceum* (Nilsson), *Spondylus fimbriatus* Goldfuss i *Pycnodonte vesicularis* (Lamarck) oraz późnokampański *Spondylus fimbriatus* Goldfuss. Ślimaki z rodzajów: *Volutoderma*, *Graphidula* i *Conotomaria* dokumentują wczesny maastricht, a *Drepanocheilus* – późny kampan. Wśród jeżowców występują m.in. późnokampańskie *Echinocorys* ex gr. *conica* (Agassiz) i *Echinocorys magnus* Nietsch. Zarejestrowane ichnoskamieniałości to m.in. *Lepidenteron lewesiensis* (Mantell) i *Planolites* – z wczesnego maastrichtu, oraz *Thalassinoides* – z późnego kampanu.

Mikrofaunę oznaczoną przez H. Jurkiewicza w utworach maastrichtu dolnego reprezentują najczęściej: *Bolivina incrassata* Reuss, *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, *Bolivinoidea decorata* var. *delicatula* Cushman, *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Robulus macrodiscus* (Reuss), *Stensioeina pommerana* Brotzen. Występują również: *Globimorphina trochoides* (Reuss), *Robulus lepidus* (Reuss), *Anomalina ekblömi* (Brotzen), *Gavelinella tumida* Brotzen, *Pseudovalvulineria monterelensis* (Marie), *Ataxophragmium variable* (d'Orbigny), *Dentalina catenula* Reuss, *Pseudovalvulineria požaryskii* Witwicka (Szajn, 1980a).

W utworach maastrichtu dolnego rozpoznanych w otworze 125 stwierdzono m.in.: *Lamelli-branchiata* indet., *Spongia* indet., *Heteroceras* sp., *Hauericeras* sp.?, *Scaphites* (s.l.) sp., *Belemnitella* sp., *Baculites* sp., *Ostrea* sp., *Syncyclonema* cf. *nilssoni* (Goldfuss), łuski ryb i inoceramamy. Otwornice *Bolivinoidea decorata* (Jones) i *Bolivina incrassata* Reuss świadczą o przynależności badanych osadów do maastrichtu (Jurkiewicz, red., 1990).

W Łazowie, w otworze 25, pośród margli i margli ilastych maastrichtu dolnego nawiercono zwietrzliny gliniaste z okruchami margli, co zdaje się wskazywać na rozwijającą się miejscami działalność procesów krasowych. Procesy te mogły być indukowane przez uskok występujący w pobliżu wiercenia.

Kwapisz (1980a), na podstawie obserwacji rdzeni otworów hydrogeologicznych zlokalizowanych w okolicach: Psar, Knapówki i Czarny (na obszarze arkusza Secemin), stwierdził, że utwory maastrichtu do głębokości około 40 m są zwietrzałe i spękane, a okruchy są powleczone wodorotlenkami żelaza i tlenkami manganu. Stopień spękania skał maleje wraz ze wzrostem głębokości ich zalegania. Podobnie może być i z utworami kampanu.

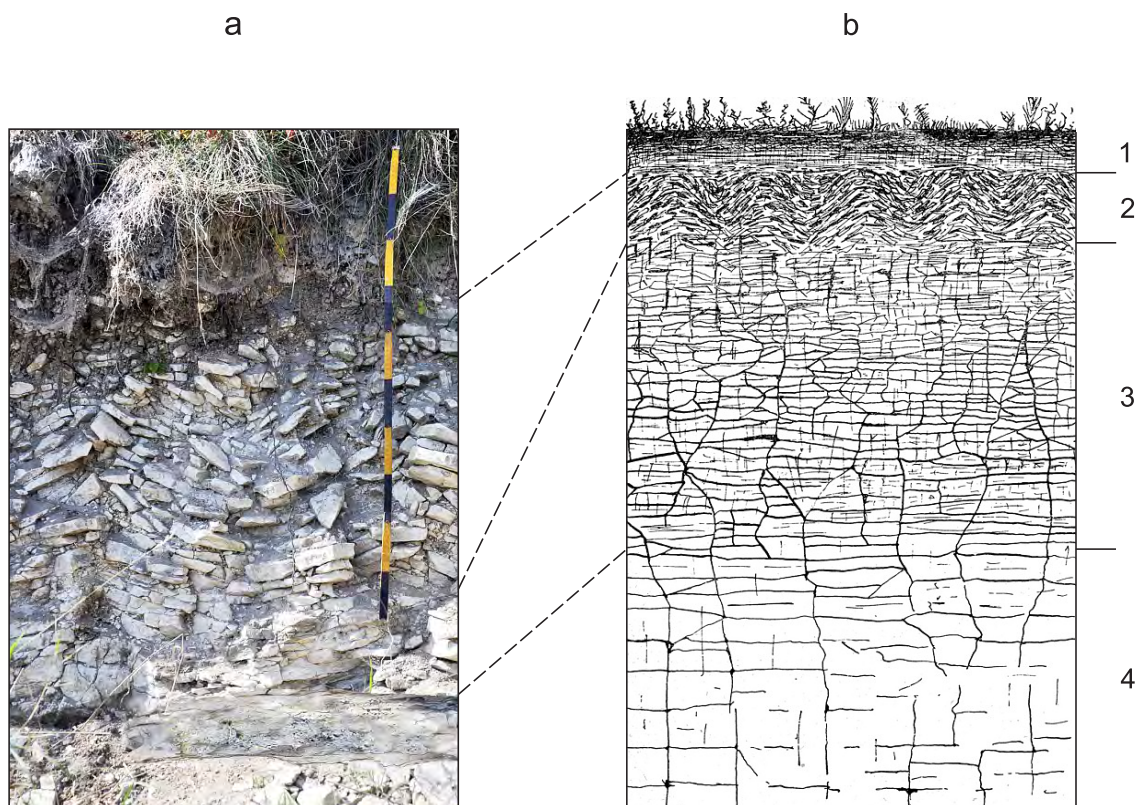


Fig. 5. Profil zwietrzałych margli kredowych: a) łom w Kurzelowie (fot. W. Cabaj),  
b) schematyczny profil wierteniowy (wg Nowaka, 1968, zmieniony)

1 – gleba, 2 – zwietrzeliny zaburzone procesami wymarzania, 3 – zwietrzeliny, 4 – lite skały

Banaśkiewicz (1971), na pograniczu Włoszczowy i Łachowa, w dostępnych do eksploracji łomikach margli i opok mastrychtu, wykorzystywanych na potrzeby lokalne, np. do budowy domów i budynków gospodarczych (Ameryk, 2020), w stropie tych utworów zarejestrowała festony gruzowe, powstałe wskutek działalności procesów mrozowych zachodzących w strefie peryglacialnej, na przedpolu lądolodu zlodowacenia Wisły. Festony takie Wieczorek i Cabaj opisali w starym wyrobisku opok i margli w rejonie Kurzelowa (fig. 5) (Wieczorek, Cabaj, 2020).

Powstanie festonów gruzowych umożliwia specyficzne zwietrzenie górnych partii margli i opok mastrychtu lub kampanu. Kwapisz (1980a) stwierdził, na podstawie obserwacji wykonanych w kamieniołomach, że gruboławicowe ułożenie utworów kredowych, zarejestrowane w dolnych partiach kamieniołomów, na głębokości około 3–4 m, w partiach stropowych przechodzi w uławicenie cienko-płytowe do luźnego. W stropie, w warstwie o miąższości około 1 m występują już tylko cienkie płytki, nierzadko wyprowadzone z położenia poziomego. Rumowiska te tkwią w masie glin zwietrzelinowych z domieszką piasków i mułków. W niniejszym opracowaniu zwietrzelin tych nie wyróżniono.

## 10. Paleogen + neogen

Gliny, mułki, ropy i rumosze skalne. Na obszarze arkusza Włoszczowa utwory zwietrzelinowe, wypełniające izolowane zagłębienia w powierzchni utworów kredy, reprezentowane są przez gliny, mułki i ropy oraz rumosze skalne (Szajn, 1980a). Rozpoznano je w wierceniach, m.in. w rejonach Bobrowskiej Woli (otw. 14 – głębokość 23,7–30,2 m) i Miedzianej Góry (otw. 17 – głębokość 10,1–15,0 m, nie przewiercono) (tabl. IV). Najprawdopodobniej stanowią one wypełnienia form krasowych. Mułki są miejscami silnie zaglinione (otw. 17). W kartach otworów opisywane są jako gliny lekkie, jasnożółte lub zielonkawe. Po wyschnięciu przybierają barwę białawą, stają się kruche i lekkie. Nie zawierają okruchów skał krystalicznych, a tworzący je materiał (pyły kwarcowe, minerały ilaste, drobne łuszczyki muskowitu i wodorotlenki żelaza) stanowi w całości produkty wietrzenia występujących w podłożu margli i opok kredowych. Odwapnienie i brak świeżych, nierozłożonych, okruchów skał wyjściowych wskazują na powstawanie badanych osadów w warunkach klimatu ciepłego, sprzyjającego wietrzeniu chemicznemu i ługowaniu węglanu wapnia (Szajn, 1980a). Przyjęto paleogeński i neogeński wiek badanej serii, choć być może jej akumulacja zachodziła również we wczesnym plejstocenie.

Obecnie, dysponując profilami wierceń wykonanych po 1978 r., badane utwory wyróżniono także w innych miejscach obszaru niniejszego opracowania. W Zalesiu, w otworze 7, na głębokości 22,0–24,0 m zarejestrowano osady zwietrzelinowe wykształcone na podłożu zbudowanym z margli koniak. W rejonie Bobrowskiej Woli utwory tego typu stwierdzono w wierceniach 20, na głębokości 6,8–10,0 m. Są to ropy szaro-żółte. Badane osady mogą występować również na północ od Włoszczowy, w rejonie składowiska odpadów Kępny Ług. W otworze 103, na głębokości 27,0–34,6 m zalegają rumosze skalny i gliny zwietrzelinowe. Wiercenie to znajduje się w strefie wyraźnego obniżenia stropu utworów kredowych. W samej Włoszczowie opisywane osady występują prawdopodobnie w profilu otworu 138 (na głębokości 3,8–6,3 m).

Utwory zwietrzelinowe na badanym terenie występują nie tylko na powierzchni skał kredy lub w lejach krasowych. Notowane są również niejako w obrębie margli lub opok kredowych, jako wypełnienie pustek krasowych, na co wskazuje profil otworu 25, zlokalizowanego w Łazowie. W wierceniach tym, na głębokości 11,0–13,0 i 16,0–20,0 m zarejestrowano zwietrzeliny gliniaste z okruchami margli. Strop margli ilastych mastychtu dolnego znajduje się w nim na głębokości 5,0 m.

Mięszkość badanej serii glin, mułków i ropy zwietrzelinowych, stwierdzona w kilku opisanych otworach zlokalizowanych na obszarze arkusza Włoszczowa, mieści się w przedziale 2,0–7,6 m. Szajn (1980a) nie wykluczał, że może sięgać nawet około 10–15 m.

Utwory zwietrzelinowe podobne do rozpoznanych na obszarze arkusza Włoszczowa były wydzielane również na terenach arkuszy Nagłowice (Szajn, 1977a, b) i Przedbórz (Kwapisz, 1983a, b).

## 11. Neogen

**P i a s k i.** W otworze 1, zlokalizowanym w Rogach, na głębokości 42,0–58,0 m stwierdzono piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami iłów, piaski drobnoziarniste, piaski różnoziarniste oraz piaski ze żwirami (nie przewiercono) (tabl. V). Na obszarze arkusza Włoszczowa piaszczyste utwory neogenu nie były dotychczas znane (Szajn, 1980a, b). Osady tego wieku opisano ostatnio na terenie arkusza Przedbórz, w okolicach Wielgomłynów i Kruszyny (Wieczorek i in., 2023a, b). Wypełniają tam prawdopodobnie rów tektoniczny (rów Wielgomłynów) rozwinięty na południowych stokach antykliny góry Chełmo. Można sądzić, że w rejonie Rogów również występuje rów tektoniczny, choć zapewne mniejszy. Piaszczyste utwory neogeńskie zarejestrowane w Kruszynie (opisano w nich nawet 0,5-metrowej grubości wkładkę lignitu) mają miąższość 23,0 m, a w Wielgomłynach (nie przewiercono) – 28,3 m.

## 12. Czwartorzęd

Początek czwartorzędu obecnie przyjmuje się około 2 600 000 lat temu (Gibbard, 2015), wcześniej przyjmowano go około 1 900 000 lat temu (Lindner, 1992). Zdecydowana część tego okresu to epoka lodowcowa (plejstocen), zakończona około 11 700 lat temu. Po niej rozpoczął się holocen. W Polsce główną, pod względem czasu trwania (do momentu pierwszego nasunięcia lądolodu na dany obszar), część plejstocenu stanowi tzw. plejstocen przedglacjalny (preglacjał). W rejonie Włoszczowy obejmował on niemal 1 800 000–2 000 000 lat.

Utwory czwartorzędowe na obszarze arkusza Włoszczowa mają dość duże rozprzestrzenienie, ale ich profil jest niepełny (Różycki, 1972a, b; Cabaj, 1980, 1981; Szajn, 1980a, b; Cabaj, Nowak, 1986). Najlepiej zachowane są osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe powstałe podczas zlodowacenia Odry. Słabiej zachowane są utwory starszych zlodowaceń, tj. zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2.

Zmiany klimatyczne epoki plejstocenijskiej obecnie łączy się głównie z morskimi piętrami izotopowymi (MIS)<sup>1</sup>. W użyciu najczęściej pozostaje krzywa LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005). Doczekała się ona dokładniejszego podziału dla ostatniego miliona lat (Railsback i in., 2015) (fig. 6).

---

<sup>1</sup> MIS (Marine Isotope Stages) – ciepłe i chłodne piętra w podziale klimatostratygraficznym w okresie około 5 300 000 lat wstecz, wydzielone na podstawie zawartości izotopów tlenu w skamieniałościach planktonicznych z osadów oceanicznych (Lisiecki, Raymo, 2005; Railsback i in., 2015)

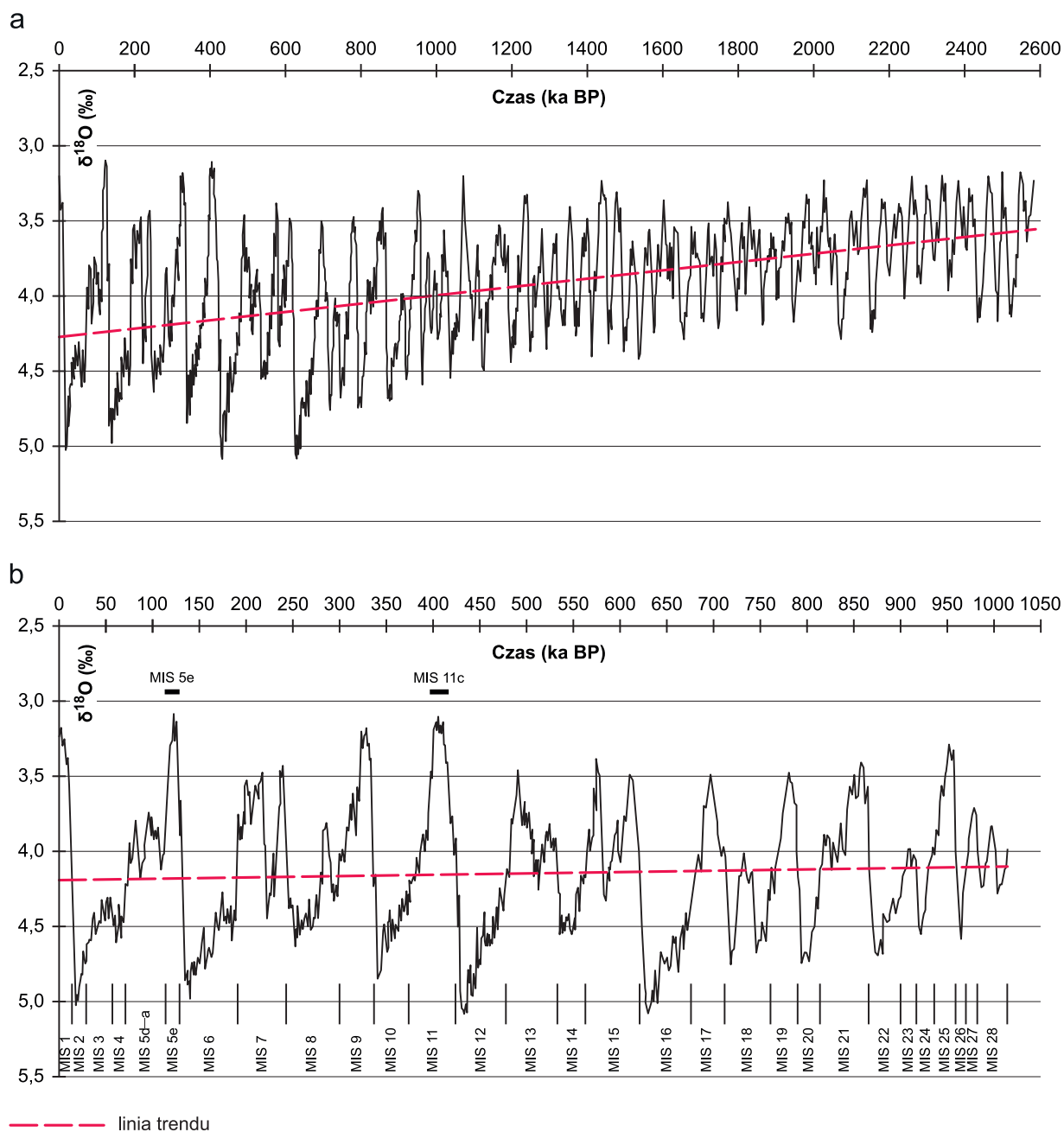


Fig. 6. Przebieg krzywej LR04 dla czwartorzędzu (a) i ostatniego miliona lat (b) (wg Lisieckiego, Raymo, 2005; Railsbacka i in., 2015, zmieniony)

Część zagadnień czwartorzędowych dotyczących badanego obszaru przedyskutowano z L. Wachecką-Kotkowską, profesorką z Uniwersytetu Łódzkiego, oraz z W. Cabajem, emerytowanym profesorem Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie.

#### a. Plejstocen

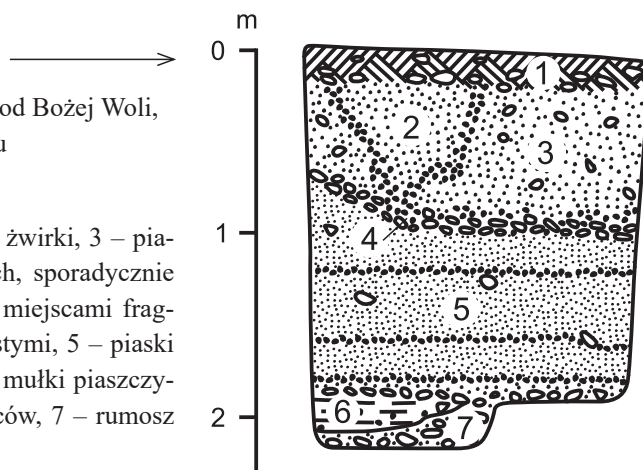
Piaski, gliny, mułki i okruchy skalne zwietrzelinowe i peryglacjalne. Są to osady dwóch wydzieleni wprowadzonych przez Szajna (1980a, b) w pierwszej wersji arkusza Włoszczowa – piasków z rumoszem piaskowców kredowych oraz glin deluwialnych i zwietrzelinowych z okruchami skał miejscowych. Piaski z rumoszem piaskowców zarejestrowano w części

północno-wschodniej badanego terenu. Zalegają pod utworami młodszego czwartorzędu, na skałach albu. Są to piaski drobnoziarniste, żółte, pomarańczowe lub ceglasto-rdzawe. Miejscami wykazują przejście do mułków piaszczystych. Zawierają zazwyczaj ostrokrawędziste okruchy piaskowców, a w górnej partii płaskie fragmenty, o długości i szerokości do około 30–40 cm i grubości około 5–8 cm, rudy limonitycznej lub piaskowców bardzo silnie żelazistych, pokrytych ciemnoczerwoną skorupą limonityczną. Opisywana seria stanowi produkt wietrzenia piaskowców albskich, zapewne przemieszczonych częściowo po stoku. Szajn (1980a) udokumentował ją kilkoma sondami i wkopami wykonanymi w okolicach Bożej Woli i Starej Wsi. We wkopie wykonanym na stoku na południowy wschód od Bożej Woli (fig. 7), pod warstwą gleby zarejestrował piaski od jasnożółtych do jasnoszarych, średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych, sporadycznie z drobnymi gładzikami piaskowców albskich. Duża ilość ziarn tworzących te piaski to czerwone skalenie (materiał skandynawski). Opisywaną warstwę rozcina klin wypełniony brązowo-szarymi piaskami średnioziarnistymi i gruboziarnistymi, o granicy podkreślonej okruchami grubszych frakcji (do drobnych żwirków). Poniżej zalegają scementowane zaglinionymi piaskami żelazistymi drobne okruchy piaskowców albu, miejscami płaskie fragmenty rudy limonitycznej. Ich łączna miąższość to około 5–7 cm. Pod nimi występują piaski od żółtych przez pomarańczowe do brązowych, drobnoziarniste. W ich obrębie obecne są cienkie poziomy zaglinione (iluwialne), bez materiału północnego i sporadycznie bloki piaskowców albu o średnicy do około 20 cm. Piaski te spoczywają na rumoszu piaskowców albu z piaskami ciemnożółtymi, gliniastymi. Wśród rumoszu Szajn odnotował mułki pstre (szare, żółte i ceglaste), piaszczyste, miejscami zaglinione, w stropie z dużą domieszką gładzików piaskowców, a głębiej z drobnymi okruchami piaskowców.

W dwóch innych wkopach wykonanych w okolicy Bożej Woli Szajn (1980a) opisał czerwone gliny piaszczyste. Ich cechą charakterystyczną jest obecność stosunkowo świeżych, nierozłożonych, okruchów skał miejscowych. Świadczy to powstawaniu badanych osadów w warunkach klimatu chłodnego, w strefie peryglacjalnej, tworzących w konsekwencji stokowe pokrywy gliniasto-gruzowe.

Fig. 7. Profil wkopu wykonanego na południowy wschód od Bożej Woli, na stoku wzgórza zbudowanego ze skał albu (wg Szajna, 1980a, zmieniony)

1 – gleba, 2 – piaski średnioziarniste i gruboziarniste oraz żwirki, 3 – piaski średnioziarniste z domieszką piasków gruboziarnistych, sporadycznie gładziki piaskowców albu, 4 – okruchy piaskowców albu, miejscami fragmenty rudy limonitycznej, scementowane piaskami żelazistymi, 5 – piaski drobnoziarniste, sporadycznie bloki piaskowców albu, 6 – mułki piaszczyste z domieszką gładzików w stropie i okruchami piaskowców, 7 – rumosz piaskowców albu z piaskami gliniastymi



Opisywane utwory poza wzniesieniami zbudowanymi ze skał albu nie ulegały przemieszczeniom, chyba że w obrębie lejów krasowych. Przykładem wtórnego uruchomienia leja krasowego w plejstocenie, powstałego jeszcze przed czwartorzędem i być może już wtedy częściowo wypełnionego, jest forma dokumentowana przez otwór 13, zlokalizowany w rejonie Bobrowskiej Woli (tabl. IV). Szajn (1980a) w profilu tego wiercenia, na głębokości 6,0–17,5 m, stwierdził gliny zwietrzelinowe, ilasto-pyłowate, szarozielonkawe lub żółtawe, zawierające okruchy materiału lokalnego (margli, opok i piaskowców). Osady te przykryte są (na głębokości 2,6–6,0 m) żółto-brązowymi mułkami zwartymi, bezwapnistymi, złożonymi prawie wyłącznie z pyłów kwarcowych. Do interpretacji badanych osadów jako wypełnienia leja krasowego skłania także profil otworu 14 (tabl. IV).

W profilu otworu 24, w Silniczce, na głębokości 18,6–21,2 m zarejestrowano gliny zwietrzelinowe. Zalegają one na marglach piaszczystych i marglach ilastych (tabl. V).

Niemal cały zbadany profil otworu 37 (głębokość 2,8–30,0 m), wykonanego w rejonie Praczki, stanowią mułki, mułki piaszczyste, mułki przypominające lessy oraz gliny i gliny ilaste, z wkładkami gliniastego materiału soliflukcyjnego z drobnym rumoszem margli, wskazującymi na współdziałanie procesów stokowych w akumulacji mułków (tabl. IV). Niewykluczone, że ten gliniasty materiał soliflukcyjny to redeponowane fragmenty pokrywy starszych glin zwałowych.

W otworze 134, we Włoszczowie, na głębokości 2,0–4,0 m stwierdzono gliny zwietrzelinowe, w których podłożu występują margle.

Opisywane utwory zaliczono do starszego plejstocenu. Zdaniem Szajna (1980a) ściśle zdefiniowanie ich pozycji stratygraficznej jest trudne. W części zachodniej regionu świętokrzyskiego podobne osady, również bez materiału północnego, zaliczane były do zlodowacenia podlaskiego (Günz) (Hakenberg, Lindner, 1971; Hakenberg, 1974; Lindner, 1977; Szajn, 1978), obecnie utożsamianego ze zlodowaceniem Narwi. Łączenie tych utworów ze starszym plejstoceniem jest jednak bardziej prawdopodobne.

Rumosze skalne i gliny zwietrzelinowe mastrychtu dolnego–neogenu jako kry w utworach plejstocenijskich. W rejonie Maluszyna, podczas rozpoznawania złoża KN Maluszyn, w podłożu utworów plejstocenijskich stwierdzano margle i opoki mastrychtu oraz bliżej niesprecyzowane utwory opisywane m.in. jako gliny pylaste czy gliny zwietrzelinowe z okruchami margli oraz pyły piaszczyste (Wrona, 1994). Biorąc pod uwagę obecność tych zwietrzelin i rumoszy w szeregu wierceń (m.in. w otworze 31 na głębokości 19,0–20,0 m – tabl. V), a jednocześnie wiedząc, że w podłożu muszą występować utwory mastrychtu dolnego, przyjęto, że opisywane skały tworzą krę lodowcową. Innymi słowy: do stopy nasuwającego się lądolodu przymarzły fragmenty zwietrzelin kredowych i zostały przemieszczone. Ich miąższość wynosi kilka metrów, około 2–6 m.

Co ciekawe, miejscami w sąsiedztwie opisywanych rumoszy o zwiększonej miąższości płytko występuje strop margli mastrychtu.

### Zlodowacenia południowopolskie

Zgodnie z Instrukcją (2004) w obrębie zlodowaceń południowopolskich wyróżnia się zlodowacenia: Nidy, Sanu 1 i Sanu 2. Nie ma pewności czy na obszar arkusza Włoszczowa wkroczył lądolód zlodowacenia Nidy, natomiast można przyjąć, że lądolody zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 pokryły badany teren i sięgnęły dalej na południe (Lindner, 1992, 2001; Lisicki, 2003; Mojski, 2005; Marks, 2011; Marks i in., 2016; Wieczorek, Cabaj, 2020). Utwory pochodzące ze zlodowacenia Sanu 1 są słabiej zachowane niż te ze zlodowacenia Sanu 2. Jedne i drugie nie odsłaniają się na powierzchni badanego terenu.

Zlodowacenie Sanu 1 obecnie koreluje się czasowo z MIS 16, a zlodowacenie Sanu 2 – MIS 12 (Marks i in., 2016) (fig. 6).

#### Zlodowacenie Sanu 1

**Piaski wodnolodowcowe.** Utwory te powstały na przedpolu transgredującego lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia Sanu 1. Zachowały się w niewielu miejscach obszaru arkusza. Udokumentowano je w Krzętowie, w profilu otworu 2 na głębokości 29,2–31,0 m (tabl. V). Są to piaski średnioziarniste zawierające okruchy skał podłoża (wapieni kredowych).

**Mułki zastoiskowe.** Utwory te powstały podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 1, na jego przedpolu lub w strefach zablokowanych przez masy lodowe. W części północnej badanego terenu rozpoznano je w Rogach (otw. 1) i Krzętowie (otw. 2). W otworze 1 są to mułki i mułki ilaste zalegające na głębokości 32,6–42,0 m, w wierceniach 2 – mułki o mniejszej, 1,2-metrowej miąższości (głębokość 28,0–29,2 m) (tabl. V). Mułki zastoiskowe zlodowacenia Sanu 1 stwierdzono także w profilach otworów 29 i 30, w rejonach Baryczy i Ciężkowiczek, na głębokości odpowiednio: 26,0–31,8 i 41,5–47,8 m (tabl. IV). Z kolei w spągowej części profilu otworu 112, zlokalizowanego w okolicy Gościencina, występują mułki z domieszką iłów. Są one przykryte przez podobnie wykształcone utwory zastoiskowe, ale pochodzące z młodszego zlodowacenia (zlodowacenia Sanu 2) (tabl. IV). Miąższość opisywanych osadów jest zróżnicowana, wynosi od około 1 m do około 9 m.

**Gliny zwałowe.** Utwory te dokumentują bezpośredni pobyt lądolodu zlodowacenia Sanu 1 w rejonie obszaru arkusza Włoszczowa. W profilu otworu 14, zlokalizowanego w Bobrowskiej Woli, na głębokości 22,0–23,0 m stwierdzono gliny zwałowe, ciemnoszare, z bardzo dużą liczbą żwirów i głazików skał lokalnych i skandynawskich, a na głębokości 23,0–23,7 m – piaski średnioziarniste,

ciemno-żółte, żwiry oraz gładziki skał krystalicznych (Szjan, 1980a). Cały ten profil odniesiono do opisywanego wydzielenia, traktując piaski i żwiry jako ekwiwalent glin zwałowych.

Mała miąższość badanych utworów może wynikać ze zniszczenia części z nich po osadzeniu. Ponadto ich pierwotna miąższość raczej nie była znaczna. Położenie badanego obszaru między Wyżyną Kielecką a Jurą Polską mogło skutkować względnie szybkim przemieszczeniem się lądolodu zlodowacenia Sanu 1.

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe. Podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 1 w rejonie obszaru badań powstały serie piaszczyste i piaszczysto-żwirowe. W części północnej badanego terenu stwierdzono je w Rogach (otw. 1) i Krzętowie (otw. 2), na głębokości odpowiednio: 20,3–32,6 i 20,5–28,0 m (tabl. V). W Bobrowskiej Woli, w wierceniach 14 utwory te, reprezentowane przez piaski z domieszką żwirów i mułków, zalegają na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 1, na głębokości około 14,1–22,0 m (tabl. IV). W ich stropie (na głębokości około 14,1–15,8 m) występują zapiaszczone gliny lub piaski gliniaste, które mogą być świadectwem działalności procesów soliflukcyjnych, zachodzących po ich osadzeniu. Świadczyłoby to odnawianiu się leja krasowego w obrębie którego wykonano otwór. W rejonach Baryczy i Ciężkowiczek osady wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 1 zarejestrowano w wierceniach 29 i 30 (tabl. IV). W otworze 29 zalegają pod młodszą serią wodnolodowcową (zlodowacenia Sanu 2), do głębokości 26,0 m. W nieodległym otworze 30 osiągają miąższość około 17,5 m (głębokość około 24,0–41,5 m). Górną część ich profilu tworzą piaski, części środkową i dolną – piaski ze żwirami. Nie można wykluczyć powstania dolnego fragmentu badanego profilu wskutek rozmycia glin zwałowych.

Miąższość badanych utworów jest zróżnicowana, miejscami znaczna. Waha się w granicach kilku–kilkunastu metrów (około 7–17,5 m).

#### Zlodowacenia Sanu 2

Mułki piaszczyste i mułki, miejscami łą, zastoiskowe. Utwory te powstały podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 na obszar badań. Mogą występować w rejonie Krzętowa, gdzie w profilu otworu 2, na głębokości 18,0–20,5 m, pod glinami zwałowymi stwierdzono mułki. W wierceniach 24, w Silniczce, rozpoznano mułki zalegające na głębokości 17,2–18,6 m (tabl. V). Z kolei na północ od Dąbrów, w otworze 35 (na głębokości 26,5–28,5 m) nawiercono mułki z domieszką łą, a w rejonie Maluszyna, w wierceniach 57 (na głębokości 15,5–25,0 m) – mułki piaszczyste i mułki (tabl. IV). W rejonie Kurzelowa do opisywanego wydzielenia zaliczono dolną część serii mułkowo-łasto-piaszczystej zarejestrowanej w otworze 85 (tabl. V). Jako mułki zastoiskowe zlodowacenia Sanu 2 można opisać utwory dolnej części profilu plejstocenu rozpoznane

w wierceni 103, zlokalizowanym w okolicy Włoszczowy. Ponieważ przykrywają je osady takiej samej genezy, ale młodsze (zlodowacenia Odry), nie sposób dokładnie określić ich miąższości (tabl. V). Profil tego otworu jest też o tyle ciekawy, że dokumentuje wypełnienie prawdopodobnie leja krasowego. Do zlodowacenia Sanu 2 przypisano również mułki rozpoznane w rejonie Piasków, w wierceni 111, na głębokości 18,0–20,5 m, oraz mułki z domieszką iłów stwierdzone w okolicy Gościęcina, w otworze 112, w którym zalegają na utworach starszej (zlodowacenia Sanu 1) serii zastoiskowej (tabl. IV).

Miąższość opisywanych utworów stwierdzona na obszarze arkusza Włoszczowa wynosi zwykle kilka metrów.

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne). Utwory te powstały podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 na obszar badań. Do dziś zachowały się one w nielicznych miejscach. W Rogach, w otworze 1 rozpoznano piaski różnoziarniste, które zaliczono do opisywanego wydzielenia. Zalegają one na głębokości 13,6–20,3 m (tabl. V). Interesujący jest profil otworu 14 (tabl. IV), zlokalizowanego w Bobrowskiej Woli. Wiercenie to wykonano najprawdopodobniej w obrębie kopalnego leja krasowego, co najmniej dwukrotnie odnawianego. Podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 zdeponowane w nim zostały utwory wodnolodowcowe, wykształcone w postaci piasków oraz piasków ze żwirami (głębokość około 7,5–14,1 m). Później, w trakcie tego samego zlodowacenia doszło do akumulacji lodowcowej i ponownie wodnolodowcowej.

Miąższość opisywanych utworów na obszarze niniejszego arkusza może dochodzić do 5,0–7,0 m.

Gliny zwałowe. Ich występowanie na terenie arkusza Włoszczowa dokumentuje bezpośrednią obecność lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Gliny zwałowe tego wieku na badanym obszarze występują pod przykryciem utworów młodszych (zlodowacenia Odry). Na powierzchni terenu występują dopiero na południe i południowy wschód od obszaru arkusza Włoszczowa (Szajn, 1977b, 1978; Kwapisz, 1980a, b; Drozd i in., 2020, 2021a–c).

Są to gliny brązowoszare. Zawierają głaziki czerwonych i ciemnych krzemieni, wapieni krystalicznych, rzadziej okruchy skał krystalicznych (Szajn, 1980a). Ze względu na małą zawartość żwirów w próbkach glin zlodowaceń południowopolskich, pobranych na południe i południowy wschód od terenu niniejszego opracowania, nie obliczono współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B<sup>2</sup>. Na podstawie wykonanych analiz petrograficznych frakcji żwirowej 5–10 mm określono ogólnie skład

---

<sup>2</sup> Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie

materiału zwirowego. Dominują w nim szare, krystaliczne wapienie dewońskie. Często są również krzemienie oraz ziarna kwarcu dobrze obtoczone („fasolki oligoceńskie”) (na wtórnym złożu). Wśród dolomitów dominują dolomity brązowożółte, a wśród porfirów – wyłącznie porfiry czerwone (Trembaczowski, 1967; Szajn, 1980a). Współczynniki petrograficzne udało się określić jedynie na próbkach glin zwałowych uzyskanej w Klimontowie, na obszarze arkusza Wodzisław (na południowy wschód od badanego terenu), na podstawie 137 otczaków. Wynoszą one: 1,57–0,63–1,38 (Szajn, 1980a).

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 na obszarze niniejszego opracowania rozpoznano w wielu otworach. W wierceniu 1, w Rogach, na głębokości 10,6–13,6 m zalegają gliny piaszczyste z mułkami. W otworze 2, w Krzętowie, opisywane gliny zwałowe udokumentowano na głębokości 12,5–18,0 m. Zarówno w Rogach, jak i w Krzętowie badane gliny mogą być zaburzone glacitektoniczne (w Krzętowie odnotowano wśród nich także mułki zastoiskowe (?)) (tabl. V). Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 w Zalesiu, w wierceniu 7, występują na głębokości 12,0–22,0 m (tabl. V), a w Bobrowskiej Woli, w otworze 14 – na głębokości 5,3–7,5 m (tabl. IV). Z kolei w rejonie Ciężkowiczek (otw. 30, głębokość około 20,0–24 m) zarejestrowano piaski i żwiry mogące w części stanowić rozmyte gliny zwałowe. Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 zarejestrowano również w Maluszynie. W otworach 51 i 57, na głębokości odpowiednio: około 7,4–10,2 i 13,9–15,5 m odnotowano gliny zapiaszczone bądź piaski zaglinione (zapewne ekwiwalent typowych glin zwałowych) (tabl. IV). Ponadto Cabaj (1991) opisywane utwory zaobserwował w punkcie dokumentacyjnym 3 (tabl. VI). W rejonie Kurzelowa, w wierceniu 82, na głębokości 11,0–18,0 występują gliny piaszczyste z otoczakami (tabl. V). Badane gliny zwałowe odnotowano także w okolicy Motyczna, w otworze 107, na głębokości 10,0–12,0 m (nie przewiercono).

Zachowana miąższość glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2 na obszarze arkusza Włoszczowa wynosi zazwyczaj około 2–7 m, raczej nie przekracza 10,0 m.

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Utwory te powstały podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 2 w rejonie obszaru badań. Przeważnie są to piaski, miejscami występują wśród nich także żwiry i mułki. Rozpoznano je w wielu otworach. W Rogach, w wierceniu 1, opisywane piaski występują na glinach zwałowych tego samego wieku (rozpoznanych na głębokości 10,6–13,6 m), a poniżej młodszych (zlodowacenia Odry) piasków wodnolodowcowych i lodowcowych. W nieodległym Krzętowie, w otworze 2, osady piaszczyste z domieszką żwirów, które można łączyć z opisywanym wydzieleniem zalegają na głębokości 8,5–12,5 m. W wierceniu 7, w Zalesiu, na głębokości 6,0–12,0 m stwierdzono piaski z domieszką żwirów (tabl. V). Z kolei w otworze 14, w Bobrowskiej Woli, na głębokości 1,0–5,3 m rozpoznano piaski (tabl. IV). W okolicach Baryczy i Ciężkowiczek badane utwory zarejestrowano w wierceniach 29 i 30 (tabl. IV).

W otworze 29 zalegają zapewne na starszych (zlodowacenia Sanu 1) piaskach wodnolodowcowych. Ich dokładna miąższość nie jest znana. W wierceniach 30 osiągają miąższość około 10 m. Osady zaliczone do niniejszego wydzielenia występują również w rejonie Maluszyna. Są to piaski tworzące spągowe partie profilu otworu 31 (tabl. V), piaski zalegające na głębokości 3,7–9,0 m w punkcie dokumentacyjnym 3 (tabl. VI) i osady rozpoznane na głębokości około 4,5–7,4 m w wierceniach 51 (tabl. IV). W części południowej obszaru arkusza utwory piaszczyste badanej serii wyróżniono w otworach: 111, 112, 159 i 165. W wierceniach 111, w okolicy Piasków, są one przykryte przez młodszą (zlodowacenia Odry), również piaszczystą serię osadów wodnolodowcowych i lodowcowych. Ich pierwotna miąższość nie jest znana, obecna – zapewne kilkumetrowa – jest wynikiem działalności procesów erozyjnych. Podobną sytuację odnotowano w otworze 112, w rejonie Gościęcina, w którym opisywane utwory piaszczyste, zalegające na głębokości 16,0–24,5 m, przykryte są przez piaski wodnolodowcowe i lodowcowe zlodowacenia Odry (tabl. IV). W wierceniach 159 i 165, zlokalizowanych w rejonie Włoszczowy, badane piaski zarejestrowano na głębokości odpowiednio: 4,9–11,5 i 1,9–6,0 m. W otworze 165 nie przewiercono ich (tabl. V).

Zachowana miąższość opisywanych utworów na obszarze arkusza Włoszczowa zwykle wynosi około 3–10 m.

### Interglacjał wielki

#### Interglacjał mazowiecki

Szajn (1980a), podczas prac kartograficznych prowadzonych w granicach obszaru arkusza Włoszczowa, nie stwierdził wierceniach utworów interglacjału wielkiego. Ani organogenicznych, ani rzecznych. Występowania utworów rzecznych tego wieku, na znacznej głębokości, dowodził jednak na podstawie wyników badań geofizycznych przeprowadzonych na zachód od Pasma Przedborsko-Małoskiego, w rejonie Józefów–Zalesie (Wachowicz, 1978), a także sugestii zawartych w pracach Lindnera i innych (1972) oraz Lindnera (1977). Zakładano dużą erozję rzecznią w tym czasie (Czarnik, 1966; Kwapisz, 1978, 1980a, 1983a; Różycki, 1972a; Szajn, 1977a, b, 1978, 1980a, b), prowadzącą do zniszczenia znacznej ilości osadzonych wcześniej utworów plejstoceniowych, a nawet pogłębienia dolin rzecznych, w tym do powstania wcięć w skałach kredowych.

Obecnie możliwości erozji rzecznej podczas interglacjałów są rozpatrywane inaczej (Mojski, 1981, 2005; Starkel, 2001; Gębica, 2004; Lewandowski, 2015). Wiadomo, że pod względem klimatycznym poszczególne interglacjały *sensu stricto* były podobne do holocenu. Jest to główne założenie metody badawczej, jaką jest palinologia czwartorzędu. Porównując roślinność kopalną z szatą roślinną holocenu, można mieć pewność czy to interglacjał. Definiowany biostratygraficznie (według

przemian szaty roślinnej) czas trwania holocenu wynosi około 11 700 lat, interglacjału eemskiego – około 15 000 lat, a interglacjału mazowieckiego – około 18 300 lat (Mojski, 2005). Krzyszkowski (1991) oszacował, że osady dolnego optimum interglacjału ferdynandowskiego powstawały przez około 18 000–20 000 lat. Według Tzedakisa i innych (2012) długość trwania interglacjałów *sensu stricto* (MIS 5e, MIS 7e, MIS 9e, MIS 11c, MIS 13a, MIS 15a, MIS 15c, MIS 17, MIS 19c) w ostatnich 800 000 lat waha się od około 9000 lat do około 31 000 lat (interglacjał mazowiecki jest korelowany z MIS 11c – [fig. 6](#)). Obserwując, jakie i jakiego wieku osady występują w dobrze zbadanych odcinkach dolin rzecznych (m.in.: Starkel, 2001; Gębica, 2004; Gębica i in., 2009), oraz stosując zasadę aktualizmu geologicznego, trudno oczekiwać dużej erozji rzecznej w czasie interglacjałów, gdyż nie obserwuje się jej obecnie.

**Piaski oraz piaski i żwiry rzeczne.** Osadów rzecznych, piaszczystych lub piaszczysto-żwirowych, można spodziewać się w dolinach Pilicy i Czarnej oraz w dolinie rozciągającej się w rejonie Zalesia, u podnóża Pasma Przedborsko-Małopolskiego. Dolina rozpoznana w okolicy Zalesia jest wypełniona serią utworów czwartorzędowych o miąższości nawet ponad 40,0 m (Szajn, 1980a). Mogą to być osady rzeczne (raczej niezbyt miąższe) i wodnolodowcowe (bardziej miąższe). Ich rozdzielenie jedynie na podstawie wyników badań geofizycznych (Wachowicz, 1978) jest jednak trudne.

Analiza ukształtowania stropu utworów podczwartorzędowych w części północno-wschodniej obszaru arkusza Włoszczowa ([tabl. II](#)) może wskazywać na istnienie dolin kopalnych, w których mogą znajdować się osady interglacjału mazowieckiego. Odpływ wód z tych dolin zachodził na południowy wschód, w kierunku doliny Praczarnej (Szajn, 1980a).

Wyniki badań geofizycznych (Wachowicz, 1978) i ich interpretacja geologiczna (Szajn, 1980a) sugerowały ponadto istnienie znacznego obniżenia stropu utworów górnokredowych między Jeżowcem a Stanowiskami. Obecnie wyniki pomiarów geoelektrycznych wykonanych na tym terenie zinterpretowano inaczej. Na podstawie wyników analizy położenia hipsometrycznego wychodni utworów kredowych i jurajskich, z wykorzystaniem NMT, oraz profili otworów: 4, 5 i 7 zarzucono ideę doliny kopalnej ([tabl. II](#)).

Bardziej jednoznaczne utwory niniejszego wydzielenia dokumentują profile otworów 35 i 59, zlokalizowanych w dolinie Pilicy, odpowiednio: na północ od Dabrów i w rejonie Kątów ([tabl. IV](#)). Szajn (1980a) uważał je za eemskie. Przeciwno takiej kwalifikacji wiekowej może świadczyć ich położenie kilkanaście metrów poniżej dna doliny. Miąższość opisywanych osadów może dochodzić do około 10 m (otw. 35).

Udokumentowane palinologicznie stanowiska interglacjału mazowieckiego położone najbliżej badanego terenu znajdują się w Sewerynowie (Jurkiewiczowa, Mamakowa, 1960; Jurkiewiczowa, 1968; Krupiński, 2000) i Zakruczu (Lindner, Rzętkowska-Orowiecka, 1998; Krupiński, 2000).

### Zlodowacenia środkowopolskie

Przed laty zakładano jednokrotny pobyt lądolodu skandynawskiego na ziemiach polskich w czasie zlodowacenia środkowopolskiego. Sądzone, że lądolód ten miał wiele faz, oscylacji czoła (Lindner, 1971, 1977; Różycki, 1972a; Szajn, 1980a). Obecnie używa się określenia zlodowacenia środkowopolskie (Instrukcja, 2004) lub kompleks środkowopolski (Lindner, Marks, 2012). Ich najważniejszym epizodem było zlodowacenie Odry, łączone z MIS 6 (fig. 6). Wyraźnie zaznaczyło się również zlodowacenie Warty/stadiał Warty (Lindner, Marks, 2012; Wachecka-Kotkowska, 2015; Marks i in., 2019). Lądolód zlodowacenia Odry miał największe rozprzestrzenienie. W Polsce w składzie zlodowaceń środkowopolskich wyróżnia się także zlodowacenia Krzyny i Liwca (Lindner, Marks, 2012; Marks i in., 2016), łączone odpowiednio z: MIS 8 i MIS 10. Ostatnio uznaje się jednak, że lądolody MIS 8 i MIS 10 miały mniejsze zasięgi niż wcześniej przyjmowano (Batchelor i in., 2019; Hughes i in., 2020) i piętra te mają inną rangę niż uprzednio (Marks i in., 2019).

Zasięg lądolodu podczas zlodowaceń środkowopolskich i wykształcenie osadów z nim związanych stanowiły ważne zagadnienie rozpatrywane podczas prac geologicznych prowadzonych na obszarze arkusza Włoszczowa (Szajn, 1980a). Okazało się, że lądolód ten, obecnie łączony ze zlodowaceniem Odry, wkroczył na badany teren lobem koniecpolskim, z którego podczas maksimum transgresji wyodrębniły się dwa drugorzędne loby (Różycki, 1972a; Cabaj, Nowak, 1986; Wieczorek, Cabaj, 2020). Jeden z nich transgredował w dolinę Pilicy (Kwapisz, 1980a, b; Kurkowski, 2015, 2016; Drozd i in., 2021b, c), a drugi – w kierunku doliny Lipnicy (Szajn, 1977a, b, 1978, 1983, 1984; Drozd i in., 2020, 2021a).

### Zlodowacenie Odry

Mułki i piaski zastoiskowe. Utwory te na obszarze arkusza Włoszczowa mogą występować w dolinach Pilicy i Czarnej, pod przykryciem młodszych osadów. Ich rozprzestrzenienie i miąższość nie są jednak tak znaczne, jak to zakładał Szajn (1980a, b). Pod względem litologicznym są to mułki i piaski drobnoziarniste, jasnoszare lub ciemnoszare. Mogą im towarzyszyć domieszki żwirów. Wyróżniono je w Ciężkowickach (otw. 34) i Komparzowie (otw. 40) na głębokości odpowiednio: 6,1–15,0 i 7,8–12,8 m (nie przewiercono ich) (tabl. V). Opisywane osady Szajn (1980a) połączył z utworami zastoiskowymi rozpoznanymi przez Czarnika (1966) na południe od Pukarzowa,

gdzie w profilu rozpoznany na wzgórzu Święty Piotr (około 1,5 km na południowy zachód od granic obszaru arkusza Włoszczowa; nazwa lokalna) mają być dwudzielne, przedzielone wkładką torfów. Dolną serię zastoiskową Czarnik (1966) związał z fazą przedmaksymalną, a górną – z fazą maksymalną stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Wyniki analiz palinologicznych wykonanych w profilu Święty Piotr (Niklewski, 1966) wskazały jedynie na zastoiskowy charakter badanych osadów, ale nie rozstrzygnęły jednoznacznie ich wieku.

**Piaski wodnolodowcowe.** Piaski te reprezentują prawdopodobnie osady stożków glacyfluwialnych, usypywanych przez wody proglacjalne przed transgredującym lądolodem. Ich występowanie dokumentuje m.in. profil otworu 2, w którym pod glinami zwałowymi zlodowacenia Odry (zalegającymi na głębokości 3,5–5,5 m) stwierdzono 3,0-metrowej miąższości serię piasków różnoziarnistych (na głębokości 5,5–8,5 m) (tabl. V). W Ciężkowickach, w profilu wiercenia 34, na głębokości 3,0–6,1 m, rozpoznano piaski z domieszką żwirów (tabl. V). Opisywana seria może mieć większe rozprzestrzenienie, ale z pewnością nie jest tak miąższa, jak zakładał Szajn (1980a), który szacował ją nawet do ponad 20,0 m. Oszacowanie jej rzeczywistej grubości jest trudne w związku z brakiem wskazań do podziału podglinowych serii piaszczystych.

**Gliny zwałowe.** Na obszarze arkusza Włoszczowa obecnie nie ma podstaw, by w obrębie zlodowacenia Odry wyróżnić dwa odrębne stadiały. Poziom glin zwałowych tego wieku opisano więc jako jedną warstwę. Wprawdzie Szajn (1980a, b) wyróżnił dolne i górne gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego (stadiału maksymalnego), ale wyróżnił też gliny zwałowe nierozdzielone tego wieku. Taka zmienność może wynikać ze zróżnicowania akumulacji pod lądolodem, a nie wahań jego czoła. Poza tym np. gliny zwałowe towarzyszące morenom czołowym i osadom je tworzącym są na niżu dość częste. Nieco inna sytuacja mogła mieć miejsce w rejonie Końskie–Przysucha, gdzie Lindner (1971) stwierdził dwa wyraźne poziomy glin zlodowacenia środkowopolskiego, które można jednak rozpatrywać nie jako efekt wahań czoła lądolodu, a jako wynik dwukrotnego dopchnięcia masy tego lądolodu do stoków Garbu Gielniowskiego. Progów mogących blokować postęp lądolodu zlodowacenia Odry w przypadku części zachodniej lub północno-zachodniej obszaru arkusza Włoszczowa jednak nie było. Pewne jest, że badany poziom glin zwałowych nie jest ciągły, chociaż zarejestrowano go w wielu miejscach terenu niniejszego opracowania. Przyjęto, że wszystkie gliny zwałowe występujące tu powierzchniowo pochodzą ze zlodowacenia Odry. Oczywiście jest to pewne założenie. Nie sposób zbadać np. pod względem lito-petrograficznym wszystkich płatów glin. Poza tym pewnie większość glin jest zwietrzała, więc takie badania i tak nie byłyby możliwe do wykonania.

Szajn (1980a) badane gliny zwałowe opisał jako beżowo-szare i żółto-brązowe, piaszczyste, miejscami ilaste, na ogół o małej zawartości materiału gładzowego. Na północ od Włoszczowy, w kilku miejscach (lokalizacja bliżej nieznana), stwierdził w ich obrębie dużą ilość materiału lokalnego, tj. zwietrzelin margli i opok kredowych, ale, co ważne, z domieszką gładzików krystalicznych (być może gliny te powstały w wyniku procesów egzaracji). Skład petrograficzny żwirów frakcji 5–10 mm uzyskanych z opisywanych glin określony został na kilku próbkach (lokalizacja nieznana), przy czym, ze względu na małą frekwencję żwirów, współczynniki petrograficzne obliczone zostały tylko na jednej próbce (Szajn, 1980a). Podobnie jak w starszych glinach zwałowych (ówczynie odnoszonych do zlodowacenia południowopolskiego) najliczniej występują wapienie, jednak sumarycznie skały krystaliczne przeważają nad skałami węglanowymi. Wśród skał krystalicznych dominują granity o czerwonych i różowych skaleniach. Porfiry reprezentowane są prawie wyłącznie przez odmianę brunatno-fioletową, a sporadycznie występujące dolomity – przez dolomity czarne. W odróżnieniu od starszych glin zwałowych (zlodowaceń południowopolskich) dość liczne są czerwone piaskowce typu Dalarna i kwarcyty, rzadziej natomiast spotykane są krzemienie, a kwarc typu QIII praktycznie nie występuje. Przybliżone współczynniki petrograficzne obliczone na próbce 193 otoczków uzyskanych z opisywanych glin zwałowych w okolicy Lubicza wynoszą: 0,94–1,32–0,70. Podobne wyniki uzyskano na próbce glin występujących powierzchniowo, ale pobranych z otworu kartograficznego zlokalizowanego w Marianowie, na obszarze arkusza Secemin: 0,88–1,29–0,70 (Kwapisz, 1980a).

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry rozpoznano w wielu otworach wiertniczych. W części północnej badanego obszaru, w rejonach Krzętowa (otw. 2) i Bobrowskiej Woli (otw. 20), zalegają one na głębokości odpowiednio: 3,5–5,5 m (tabl. V) i 4,1–6,8 m. W Łazowie (otw. 25), Ciężkowiczkach (otw. 34) i pobliskim Maluszynie (otw. 54 i 56) opisywane gliny zwałowe osiągają miąższość odpowiednio: 3,2, 3,0, około 6–7 i 12,0 m (tabl. V). Znaczna miąższość glin, w połączeniu z ukształtowaniem terenu (wał) może sugerować spiętrzenie (głacitektoniczne?) tych skał. Miąższości glin zwałowych zaliczonych do zlodowacenia Odry w okolicach Komparzowa (otw. 64) i Kurzelowa (otw. 87) nie udokumentowano. Gliny rozpoznano na głębokości odpowiednio: 11,3–13,2 i 7,4–10,0 m (nie przewiercono) (tabl. V). W rejonie Motyczna gliny zwałowe zlodowacenia Odry zarejestrowano w wierceniu 108. W profilu tym zalegają na głębokości 4,0–6,0 m, pod piaskami eolicznymi, torfami i namułami torfiastymi oraz piaskami wodnolodowcowymi. Nie przewiercono ich. We Włoszczowie, w wierceniach: 145, 151 i 153, badane gliny osiągają miąższość odpowiednio: 4,4 m oraz co najmniej 6,0 m i co najmniej 4,5 m (tabl. V). Tymczasem w otworach 159 i 165 ich warstwa jest silnie zerodowana, ma grubość tylko 0,4 m (tabl. V). Nieco na północ od miasta, w otworach 95 i 102, miąższość

glin wynosi odpowiednio: około 8 m i 4,5 m. Z kolei nieco na południe od Włoszczowy, w wierceniu 164, opisywane utwory mają grubość 2,8 m.

W rejonie wysypiska odpadów komunalnych Kępny Ług (na północ od Włoszczowy) wykonano przed laty szereg otworów. Badano grunt w związku z planowaną budową tego składowiska. Prowadzono też prace rozpoznawcze występujących tu pokładów glin zwałowych i iłów (przed wojną istniały tu co najmniej dwie cegielnie (Ameryk, 2020), jedna z nich nosiła nazwę Kiepkowice). W części wykonanych wierceń odnotowano gliny zwałowe (np. otw. 105 – na głębokości około 1,2–4 m), w innych, na podobnej głębokości – mułki (np. otw. 157 – na głębokości 2,0–6,0 m, nie przewiercono) lub iły. Być może występuje tu porwak glacitektoniczny – mułki lub iły zalegają w obrębie glin zwałowych. Prawdopodobnie starsze (ze zlodowacenia Sanu 2) utwory zastoiskowe zostały „wyrwane” z ich pierwotnego położenia i osadzone tu razem z glinami zwałowymi zlodowacenia Odry. Gliny zwałowe są przykryte piaskami oraz piaskami i żwirami wodnolodowcowymi i lodowcowymi tego samego wieku, o lokalnie większej, kilkumetrowej miąższości (np. otw. 104).

Mułki, miejscami iły i piaski, zastoiskowe. Wśród młodszych osadów zastoiskowych zlodowacenia Odry na obszarze arkusza Włoszczowa najczęściej dominują mułki, a podrzędnie występują iły i piaski. Utwory te na powierzchni badanego terenu wyróżniono w rejonach Praczki i Maluszyna oraz Siłpia Mała–Pękówiec i Oblasy–Kuźnica Grodziska. Powstały one podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Odry (Cabaj, 1981, 1991). Podobne osady zarejestrowano także nieco na północ od obszaru niniejszego opracowania, w rejonie Pratkowic (Cabaj, 1980, 1981; Kwapisz, 1983a, b; Wieczorek i in., 2023a, b). Mułki rozpoznane w okolicach Maluszyna i Praczki są lekko wapniste. Ich miąższość udokumentowana w rejonie Maluszyna wynosi około 3,7 m w punkcie dokumentacyjnym 3 (tabl. VI) (zdaniem Cabaja (1991) – około 3 m) i co najmniej 8,0 m w otworze 58 (nie przewiercono) (tabl. V). Największą miąższość badanych utworów stwierdzono w wierceniu 57 – 11,7 m. Ich stropowa partia jest w tym profilu zlessyfikowana (tabl. IV). Badane utwory zastoiskowe występować mogą ponadto w rejonie Baryczy, gdzie w otworze 29, na głębokości około 8,7–12,0 m odnotowano piaski z domieszką mułków (tabl. V). Mułki, które zaliczono do niniejszego wydzielenia zostały nawiercone także w okolicy Zabrodzia, w otworze 75, na głębokości 9,7–15,0 m (tabl. V). Opisywane osady zastoiskowe występują także w rejonie Kurzelowa. W wierceniu 82, na głębokości 7,0–11,0 m, wyróżniono mułki, a w otworze 85 stwierdzono dość znacznej miąższości (28,0 m) utwory mułkowo-ilasto-piaszczyste, których górną partię przypisano do niniejszego wydzielenia (tabl. V). Mułki zastoiskowe rozpoznano także w otworze 103, we Włoszczowie. W profilu tym zalegają one na starszej (zlodowacenia Sanu 2) serii zastoiskowej (tabl. V).

Piaski ze żwirami lodowcowe i wodnolodowcowe. Są to przede wszystkim utwory natury glacifluwialnej. Dominują w nich litosomy piaszczyste, żwiry stanowią dopełnienie. Oasdy te powstały w pobliżu czoła lądolodu, w miarę aktywnego lub stagnującego, co widać zwłaszcza w strefie moren czołowych, w części północno-zachodniej obszaru arkusza Włoszczowa. Z kolei w rejonie Maluszyna badane utwory towarzyszą wyraźnemu wałowi zbudowanemu z glin zwałowych, być może będącemu moreną spiętrzoną (?). Osady te nie zajmują znacznych powierzchni niwniejszego terenu, a ich miąższość nie jest duża, dochodzi do około 2–4 m. W otworze 56, w Maluszynie, miąższość opisywanych osadów wynosi 2,0 m (tabl. V).

Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe i lodowcowe (genezę lodowcową należy rozumieć jako glacifluwialną). Osady te często występują w sąsiedztwie glin zwałowych. Sygnalizują bliskość czoła lądolodu w trakcie ich akumulacji, choć może nie zaznaczoną jakimiś formami.

Według Szajna (1980a) są to piaski często różnoziarniste, nierzadko gliniaste, ze zmienną domieszką żwirów i gładzików. Miejscami występują piaski dobrze przemyte, warstwowane. Odsłonięcia tych utworów Szajn obserwował w okolicach: Rogów, Woli Życińskiej, Baryczy, Ciężkowiczek, Ciemiętnik i Stanowisk. Miąższość badanych osadów jest bardzo zróżnicowana, waha się zwykle od około 2 m do kilku metrów (np.: otw. 26 – 7,0 m, otw. 29 – około 8,7 m, otw. 30 – nawet około 10 m, otw. 50 i 52 – 5,0 m, otw. 64 – 5,3 m, otw. 103 – 7,5 m, otw. 104 – ponad 6,0 m (nie przewiercono), otw. 121 – 3,5 m, otw. 159 – 4,5 m; tabl. IV i V). Zalegają one miejscami na starszych utworach wodnolodowcowych (m.in. w rejonie Maluszyna – otw. 27 i 31). W części południowej obszaru arkusza miąższość opisywanych osadów nie jest bliżej znana, gdyż najprawdopodobniej ich seria nałożona jest na starszą (zlodowacenia Sanu 2) serię wodnolodowcową (otw.: 113, 115 i 119; tabl. V).

W części północnej obszaru arkusza, w rejonie Krzętowa, badane osady dokumentuje punkt dokumentacyjny 1 (tabl. VI). W obecnie nieczynnej odkrywce Cabaj (1991) rozpoznał utwory piaszczysto-żwirowe i żwirowe, tworzące serię o miąższości co najmniej 5,0 m. W górnej części profilu stwierdził on pseudomorfozy po klinach lodowych. Opisywane utwory udokumentowano także w licznych wierceniach. W Jakubowicach (otw. 45) rozpoznano je na głębokości 9,2–9,7 m (nie przewiercono), pod piaskami eolicznymi w wydmach. W okolicy Kurzelowa zaliczone do nich piaski odnotowano w otworach 85 i 87, odpowiednio na głębokości: do 4,0 m i 4,3–7,4 m (tabl. V). W wierceniach 98, wykonanym w rejonie Międzylesia, zarejestrowano piaski i żwiry o miąższości ponad 8,0 m (nie przewiercono) (tabl. V). W okolicy Motyczna, w otworze 107, badana seria zalega na głębokości 3,0–10,0 m, pod piaskami eolicznymi w wydmach. W części południowo-zachodniej obszaru arkusza, w rejonie Rudników, w wierceniach 110 występuje 4,0-metrowej miąższości warstwa piasków

gliniastych, którą w całości zaliczono do niniejszego wydzielenia. W otworze 111, w rejonie Piasków, kilkumetrowej miąższości, piaszczyste utwory opisywanej serii są nałożone najprawdopodobniej na piaszczyste osady wodnolodowcowe starszego zlodowacenia (zlodowacenia Sanu 2) (tabl. IV). We Włoszczowie badane utwory piaszczyste rozpoznano w wierceniu 143, na głębokości 2,5–6,0 m (nie przewiercono) (tabl. V).

Piaski, miejscami piaski ze żwirami, wodnolodowcowe. Utwory te pokrywają dość znaczną część obszaru arkusza Włoszczowa. Powstały w trakcie odpływu wód roztopowych, niekiedy na znaczniejsze odległości. Miejscami, w strefach przydolinnych, np. doliny Pilicy w rejonach ujść Baryczki i Czarnej, ich miąższość jest prawdopodobnie większa, co może wskazywać na istnienie podczas deglacjacji odpływu wód roztopowych wzdłuż tzw. szlaków sandrowych. Z kolei osady rozpoznane na zachód od Kurzelowa i Jeżowic mogły powstać w wyniku odpływu wód roztopowych pod masy lodowe (w efekcie ówczesnego ukształtowania powierzchni terenu). Miąższość niniejszej serii jest bardzo zróżnicowana, najczęściej waha się od około 2 m do około 4 m, ale w strefach przydolinnych może dochodzić do około 6–8 m, np. w otworach 22 i 40 wynosi odpowiednio: ponad 5,0 m (nie przewiercono) i 7,8 m. Opisywane osady wodnolodowcowe to przede wszystkim piaski średnioziarniste, dość dobrze przemyte, zazwyczaj bez żwirów, jasnożółte lub jasnoszare (Szajn, 1980a). Ich partie stropowe bywają często zeolizowane, ale nie zawsze na tyle, aby na mapie wyodrębnić piaski eoliczne.

Opisywane utwory wodnolodowcowe rozpoznano w wielu otworach zlokalizowanych na badanym terenie. W wierceniu 7, w Zalesiu, na głębokości do 6,0 m zarejestrowano piaski drobnoziarniste i różnoziarniste (tabl. V). Piaski zaliczone do tego wydzielenia, zalegające również do głębokości 6,0 m, występują w otworze 24, w Silniczce. Poniżej nich stwierdzono starsze osady wodnolodowcowe, w tym zlodowacenia Sanu 2 (tabl. V). Nałożone na siebie serie wodnolodowcowe obecne są także w wierceniach zlokalizowanych w Maluszynie (tabl. V). Znaczna część piasków wyróżnionych w otworze 28 na głębokości 3,0–12,0 m reprezentuje niniejsze wydzielenie. Dolne partie ich profilu mogły powstać wcześniej, podczas transgresji łądolodu zlodowacenia Odry. W otworze 31 osady wodnolodowcowe zaliczone do zlodowacenia Odry mogą być nałożone na serię wodnolodowcową zlodowacenia Sanu 2. Opisywane utwory wypełniają także głębsze partie dolin. W dolinie Czarnej odnotowano je w okolicach Kluczevska (otw. 41) i Januszewic (otw. 49), na głębokości odpowiednio: 5,5–11,5 m (nie przewiercono) i 14,5–18,0 m (nie przewiercono). Są to piaski z domieszką żwirów (otw. 41) i piaski (otw. 49) (tabl. V). W okolicach Zabrodzia nawiercono jedynie stropowe partie utworów piaszczystych niniejszego wydzielenia – w otworach 73 i 74, na głębokości odpowiednio: 3,2–6,0 m i 10,1–12,0 m (tabl. V). W rejonie Kurzelowa, w otworze 81, opisywane osady,

wykształcone jako piaski oraz piaski z domieszką żwirów mają co najmniej kilka metrów miąższości, przy czym są one nałożone na starsze serie wodnolodowcowe (tabl. V). Miąższość serii wodnolodowcowej zlodowacenia Odry w południowej części obszaru arkusza nie jest bliżej znana. Osady te przykrywają starszą (zlodowacenia Sanu 2) serię wodnolodowcową (otw. 122) (tabl. V).

Piaski, piaski i żwiry, żwiry oraz gliny zwałowe moren czołowych. Osady te, piaszczyste, piaszczysto-żwirowe i żwirowe, miejscami z pokrywą glin zwałowych (w spływach?), tworzą zazwyczaj nieduże pagórki i wzgórza. Występują w części północno-zachodniej badanego terenu, od okolic Myśliwczowa i Krzętowa na północy, przez Kolonię Myśliwczów, aż po rejon Łazowa i Baryczy na południu. Badane moreny stanowią południowy fragment większej strefy glacialmarginalnej (Cabaj, 1980, 1981; Szajn, 1980a, b), rozciągającej się także na północ i północny wschód od badanego terenu, na obszarach arkuszy Przedbórz (Wieczorek i in., 2023a, b) i Czermno (Sokalski, 2023a, c).

Opisywana strefa glacialmarginalna i formy z nią związane stanowią zapis postępu czoła lądolodu zlodowacenia Odry, a jak uważają Wachecka-Kotkowska (2015) oraz Górską-Zabielska i inni (2022) – stadiału Warty, co oznacza, że zasięg ten przesunięto na południe i południowy wschód w stosunku do przyjmowanego przed laty (Baraniecka, 1971; Baraniecka, Sarnacka, 1971; Marks, 2004; Marks i in., red., 2006; Marks i in., 2016, 2019). Jest to dość wyraźna i ważna stratygraficznie strefa deglacji frontальной zlodowacenia Odry.

Część badanych form ma nieco wydłużony kształt. Najprawdopodobniej w związku z tym Szajn (1980a, b) opisywał je jako moreny czołowe i ozy. Jednakże nawet nieodległe ozy, np. rozpoznany w Antoniówce, na obszarze arkusza Szczerców (Wieczorek, Stoiński, 2019), mają zdecydowanie bardziej kręty przebieg i są dłuższe.

Szajn (1980a) podczas prac kartograficznych miał możliwość wglądu w wewnętrzną strukturę niektórych opisywanych form (w okolicy Łazowa oraz między Łazowem a Myśliwczowem). Zaobserwował zmienne wykształcenie tych utworów, częste zaburzenia oraz wkładki gliniaste.

Według Szajna (1980a) skład petrograficzny żwirów rozpoznanych w okolicy Myśliwczów–Łazów jest zbliżony do składu żwirów uzyskanych z glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego (obecnie zlodowacenia Odry). Odnotowano jedynie wyższą zawartość kwarcu z fragmentami ziarn innych minerałów, noszącego niewielkie ślady transportu i związanej z nim obróbki.

O miąższości opisywanych osadów można wnioskować na podstawie wysokości względnej utworzonych przez nie form. Jest ona zmienna i mieści się w przedziale od około 2 m do około 10 m.

Piaski oraz piaski i żwiry akumulacji szczelinowej. Osady te tworzą nieduże, lekko wydłużone formy towarzyszące morenom czołowym i kemowi. Są to utwory genezy

wodnolodowcowej, jednak zdeponowane w postaci pagórków o wysokości około 2–5 m. Dobrze warstwowane żwiry z gładzami w stropie odsłonięte były przykładowo w niewielkiej odkrywce na szczycie pagórka na północ od Ciężkowiczek (Szajn, 1980a, b).

Najbardziej interesujący jest pagór występujący w rejonie Silniczki. Jego budowy wewnętrznej nie znano dopóki nie rozpoczęto w nim eksploatacji piasków. Piaszczyste wnętrze (jądro) badanej formy jest okryte okruchami skał kredowych, pakietem o miąższości około 1–2 m. W związku z tym przed laty cały analizowany obszar potraktowano jako wzniesienie kredowe (Szajn, 1980a, b). Obecnie wiadomo więcej, ale nadal można tylko przypuszczać, że fragmenty skał kredowych zostały nałożone na piaski przez aktywny lód lądolodu. Jest to zapewne efekt działalności procesów glacictonicznych, przy czym piaski tworzące jądro formy nie są zdeformowane, a okruchy kredowe zachowały ułożenie, w którym tkwiły w warstwie zwietrzałej. Co ciekawe, nieco dalej na wschodni południowy wschód, w otworze 31, pod piaszczystymi osadami holoceniowymi i plejstoceniowymi stwierdzono utwory, które zinterpretowano, jako rumosze skalne i gliny zwietrzelinowe mastrychtu dolnego–neogenu tworzące kry w utworach plejstoceniowych.

Piaski oraz piaski i mułki tarasów kemowych. Szajn (1980a, b) w pierwszej wersji arkusza Włoszczowa wyróżnił wiele miejsc występowania tarasów kemowych. Było to trochę pokłosie pracy Żołnierza (1971) i braku dobrych map topograficznych. Na potrzeby niniejszego opracowania przeanalizowano mapy topograficzne w dużej skali i NMT. W efekcie ograniczono obecność tarasów kemowych, dokładnie do dwóch lokalizacji. Formy te wyróżniono w sąsiedztwie kemu (Księża Góra) koło Stanowisk i na stokach Pasma Przedborsko-Małogoskiego w okolicach Starej Wsi. W wielu miejscach, w których wcześniej wyznaczono tarasy kemowe (Szajn, 1980a, b) obecnie, z uwagi na znaczną ilość występujących powierzchniowo okruchów skał albskich, wyróżniono piaski, gliny, mułki i okruchy skalne zwietrzelinowe i peryglacjalne.

Wśród osadów tworzących badane tarasy kemowe, o miąższości około 2–5 m, przeważają utwory piaszczyste, w dalszej kolejności występują mułki. Według klasyfikacji Baranieckiej (1969) tarasy kemowe rozpoznane na obszarze niniejszego opracowania reprezentują typ zewnętrznego, fluwioglacjalnego tarasu kemowego.

Piaski i mułki kemowe. Na obszarze arkusza Włoszczowa wyróżniono tylko jeden kem. Jest to położone na północ od Stanowisk wzgórze Księża Góra (Szajn, 1980a, b). Za taką genezą opisywanego wzgórza przemawiają jego forma morfologiczna i charakter tworzących je osadów. Kem zbudowany jest z piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, miejscami pyłowatych, z wkładkami mułków piaszczystych. U jego podnóża i w dolnej części jego stoków występują gliny zwałowe oraz piaski ze żwirami i gładzami lodowcowe, a także gładz narzutowe, tworzące pokrywę

ablacyjną. W wyższej części kemu stwierdzono (w wykonanych sondach) piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, miejscami pyłowate, z wkładkami mułków piaszczystych (Szajn, 1980a). Wysokość wzgórza wynosi około 10–12 m. Według klasyfikacji Baranieckiej (1969) jest to prawdopodobnie kem przetainowy.

\*       \*  
\*  
\*

Na obszarze arkusza Włoszczowa póki co nie stwierdzono osadów organicznych interglacjału eemskiego, łączonego obecnie z MIS 5e (fig. 6). Najbliżej badanego terenu znane są one ze stanowisk w Zbójnie i Bedlnie oraz w rejonie Kotliny Szczercowa (Szczepanek, 1972; Mamakowa, 2003; Bruj, Roman, 2007; Bińka, 2010; Wieczorek, Stoiński, 2019). Na obszarze niniejszego opracowania potencjalnym miejscem ich występowania może być fragment doliny Baryczki w rejonie Łazów–Barycz, morfologicznie przypominającej nieco rynnę subglacjalną. Próbować szukać organicznych utworów eemskich można by ponadto nieco na zachód i północny zachód od Silniczki, gdzie do doliny Baryczki przylega dość duże obniżenie o charakterze wytopiskowym lub końcowym.

Szajn (1980a, b) z interglacjałem eemskim związał piaski ze żwirami oraz żwiry i piaski, genezy rzecznej, występujące w dolinie Pilicy na głębokości około 16–26,5 m. Jak sam zaznaczył spąg tych utworów ma się znajdować nawet około 40–45 m poniżej powierzchni lodowcowych i wodnolodowcowych utworów zlodowacenia Odry (wówczas zlodowacenia środkowopolskiego). Szajn (1980a) opisał wykształcenie badanych osadów. Średnica żwirów rośnie w kierunku spągu serii, do 4–5 cm. Przeważają płaskie, dyskoidalne otoczaki opok i margli. Obecne są również krzemienie i piaskowce. Rzadko występuje materiał krystaliczny. W spągu serii otoczaki są słabiej wysortowane, a materiał jest bardziej różnorodny. Osady te można interpretować jako wodnolodowcowe lub jako rezydwa glin zwałowych starszych od zlodowacenia Odry. Dyskoidalne otoczaki opok i margli kredowych oraz piaskowce i krzemienie albskie i jurajskie zaobserwowano np. w morenie czołowej w rejonie Wielgomłynów (na obszarze arkusza Przedbórz).

Możliwość występowania eemskich utworów rzecznych w dolinie Pilicy na znacznej głębokości (kilkunastu metrów, a nawet 20–30 m) sugerował także Kwapisz (1983a, b) w rejonie Przedborza.

Biorąc pod uwagę dzisiejszy stan wiedzy, jest mało prawdopodobne, żeby utwory interglacjału eemskiego były położone tak głęboko. W dobrze zbadanych odcinkach dolin Wisły i Sanu (np.: Starkeł, 2001; Gębica, 2004) nie stwierdzono znacznej erozji rzecznej podczas holocenu. Trudno więc oczekiwać takiej podczas wcześniejszych interglacjałów. Pod względem klimatycznym interglacjały *sensu stricto* były podobne do holocenu, więc czynnik erozji rzecznej nie był aż tak znaczący. Chyba, że miał tu miejsce jakiś inny czynnik.

## Zlodowacenia północnopolskie

### Zlodowacenie Wisły

Ostatnie piętro glacialne, zlodowacenie Wisły, trwało od około 115 000 lat temu do około 11 700 lat temu, tj. od MIS 5d do MIS 2 (Marks i in., 2016) (fig. 6). Na ziemi polskie lądolód skandynawski nasunął się prawdopodobnie podczas MIS 4 i na pewno podczas MIS 2 (Mojski, 2005). Podczas stadiału górnego (głównego) zlodowacenia Wisły (MIS 2) czoło lądolodu stagnowało około 180–200 km na północ od obszaru arkusza Włoszczowa (Marks i in., red., 2006; Marks i in., 2016, 2019). W tym czasie badany teren znajdował się więc w strefie peryglacialnej.

**Piaski peryglacialne.** Utwory peryglacialne na obszarze arkusza Włoszczowa opisał już Szajn (1980a, b), przy czym wyróżnił je przede wszystkim na utworach kredy górnej. Obecnie pokrywy osadów peryglacialnych powiązano głównie z występowaniem piaskowcowych utworów albu. Tworzą je piaski różnoziarniste z domieszką mułków i glin oraz żwirów i gładzików. Żwiry i zwłaszcza gładziki materiału lokalnego są słabo obtoczone, zazwyczaj ostrokrawędziste. Wśród żwirów, przede wszystkim tych drobniejszych, występują także okruchy materiału północnego. Podczas ochłodzeń (w MIS 4, okresowo też w MIS 3 i MIS 2) w strefie peryglacialnej dominowały procesy wietrzenia mrozowego i soliflukcji. Efektem ich współdziałania są właśnie pokrywy peryglacialne wytworzone na stokach piaskowcowych. Miąższość badanych utworów wynosi około 2–5 m (np. w otworach 5, w Jeżowcu, i 8, w Starej Wsi – odpowiednio: 2,5 i 5,2 m). Do opisywanego wydzielenia zaliczono również piaski z rumoszem skał węglanowych rozpoznane w wierceniu 49, w Januszewicach, na głębokości 6,7–14,5 m.

Badane utwory, powstałe podczas zlodowacenia Wisły, pod względem genezy są niemal tożsame z utworami opisanymi jako piaski, gliny, mułki i okruchy skalne zwietrzelinowe i peryglacialne, które stratygraficznie ułożono jako starsze od zlodowaceń południowopolskich.

**Piaski, piaski pyłowe i mułki rzeczne i rzeczno-deluwialne.** Utwory te, piaski, piaski pyłowe i mułki, genetycznie związane są ze środowiskiem wód płynących i działalnością procesów stokowych. Wydzielono je w rejonie Mrowiny-Kolonii. Ich miąższość można szacować na około 2–3 m.

**Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–8,0 m n.p. rzeki (Pilicy) i 3,0–7,0 m n.p. rzeki (Czarnej).** Osady te na obszarze arkusza Włoszczowa tworzą najwyższe tarasy nadzalewowe w dolinach Pilicy i Czarnej. Powstały we wczesnym vistulianie (MIS 5d–a) oraz w plenivistulianie: wczesnym (MIS 4), środkowym (MIS 3) i częściowo późnym (MIS 2) (fig. 6). We wczesnym vistulianie doszło zapewne do większego rozcięcia starszych pokryw (utworów wodnolodowcowych lub sandrowych). Powstałe formy były

następnie wypełniane osadami. Rzeki miały zmienny charakter – ich koryta w okresach bardziej suchych, chłodniejszych, były roztokowe, w okresach nieco wilgotniejszych i cieplejszych mogły być zakolowe lub meandrowe.

Osady tworzące opisywane tarasy poddano analizom wieku bezwzględnego metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) (Palczewski, 2021). Próbkę piasków pobrano w rejonach Komornik i Gościęcina, w punktach dokumentacyjnych odpowiednio: 2 i 4 (tabl. VI). Otrzymane wyniki wskazują na formowanie górnych partii tarasów około 18 000–23 500 lat temu (tab. 2).

Badane utwory wykształcone są jako żółte, jasonoszaro-żółtawe i szare piaski, głównie średnioziarniste, ale też drobnoziarniste i gruboziarniste, dobrze przemyte, oraz piaski z domieszką żwirów. Ich wysortowanie jest miejscami dość dobre. Tarasy zbudowane z tych osadów są wyraźnie oddzielone od młodszych tarasów vistuliańskich oraz holocenijskich den dolin. Ponieważ ich partie stropowe bywają zeolizowane lub nawet zwydmione krawędzie wysoczyzn miejscami nie są wyraźne (zasięg tarasów wyznaczono granicami przypuszczalnymi). Miąższość utworów opisywanych tarasów zdaniem Szajna (1980a) dochodzi do 15,0–20,0 m. Obecnie uznano, że raczej nie przekracza ona 10,0–15,0 m, chociaż w otworze 35, na północ od Dąbrów, miąższość piasków tego tarasu może wynosić nawet około 16,5 m (tabl. IV). Badane osady rozpoznano w licznych wierceniach. W otworze 36, zlokalizowanym w rejonie Ciemiętnik, odnotowano piaski i mułki oraz piaski i żwiry rzeczne o miąższości około 6,2 m (tabl. IV). Z kolei w wierceniach 41, w Kluczewsku, i 49, w rejonie Januszewic, miąższość opisywanych utworów wynosi odpowiednio: 5,5 i 6,7 m (tabl. V). W rejonie Zabrodzia, w otworze 74, na głębokości 6,2–10,1 m występują piaski, a w wykonanym nieopodal wierceni 75, na głębokości 5,6–9,7 m pojawiają się mułki piaszczyste (tabl. V).

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki (Pilicy) i 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Czarnej). W późnym plenivistulianie, ale już po jego maksimum

Tabela 2

WYNIKI OZNACZEŃ WIEKU BEZWZGLĘDNEGO PIASKÓW RZECZNYCH  
NAJWYŻSZYCH TARASÓW NADZALEWOWYCH METODĄ OSL

Numer punktu dokumentacyjnego	Nazwa i symbol laboratoryjny próbki	Głębokość pobrania próbki w m	Wiek i niepewność w latach
2	Kom-1 PIG299	2,5	18 000 ±4000
4	Gos-1 PIG300	1,5	23 500 ±4500
4	Gos-2 PIG301	2,0	20 500 ±4500

(MIS 2, około 18 000–22 000 lat BP), na skutek powolnych zmian warunków klimatycznych oraz częściowego odblokowania odpływu wód na północ doszło do rozcięcia najwyższego tarasu nadzalewowego (o wysokości 4,0–8,0 m n.p. Pilicy). Koryta ówczesnych Pilicy i Czarnej miały charakter roztoki. Ślady takich przepływów są widoczne na powierzchni opisywanego tarasu nadzalewowego na NMT. Należy przyjąć, że osady tego tarasu są włożone w utwory najwyższego tarasu nadzalewowego jedynie na głębokość kilku metrów, około 3–5 m. Są to głównie piaski.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Pilicy) i 1,0–2,0 m n.p. rzeki (Czarnej i Zwleczy). W późnym glacie, podczas bøllingu i allerødu doszło do ocieplenia wystarczającego do rozwinięcia się lasów borealnych (Madeyska, 1995; Mojski, 2005). Spowodowało to zmianę rozwinięcia koryt dużych rzek z roztokowego na meandrujące, przy czym meandry były większe od obserwowanych współcześnie (Szumański, 1983; Marosik, 1984; Gębica, 2004; Gębica i in., 2009). Prapilica, płynąc szerokimi zakolami i tworząc duże meandry, wcięła się w tym czasie w dno ówczesnej doliny. Zachowane wielkie paleomeandry (dobrze czytelne na NMT, na którym widać także ślady odsypów meandrowych) podcinają głównie najwyższy taras nadzalewowy. W kilku miejscach oparły się one także o poziomy wyższe – przede wszystkim wodnolodowcowe. Opisywany taras nadzalewowy tworzą głównie piaski średnioziarniste. Miąższość tych utworów może wynosić około 2–5 m.

Piaski, miejscami piaski ze żwirami, rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki. Utwory te wyróżniono w dolinkach mniejszych cieków. Są dobrze czytelne na NMT. Stanowią je głównie piaski średnioziarniste, miejscami z domieszką żwirów. Ich miąższość można szacować na kilka metrów, zwykle około 2–4 m. W mniejszych dolinkach rzecznych nie powstały takie systemy tarasów nadzalewowych, jak np. w dolinach Pilicy i Czarnej.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Czwartorzęd nierozdzielony obejmuje pogranicze plejstocenu i holocenu, a dokładnie zlodowacenia Wisły i holocenu. Osady tego wieku powstawały w warunkach klimatycznych strefy peryglacialnej (chłodno, sucho) oraz klimatu już umiarkowanego.

Piaski, gliny i mułki deluwialne. Osady te tworzyły się najczęściej w dolinkach denudacyjnych. Według Szajna (1980a) są to ciemne, szaro-brunatne piaski gliniaste i gliny piaszczyste. Towarzyszą im także mułki. Utwory te są na ogół silnie zawodnione. Ich miąższość jest niewielka, raczej nie przekracza 2,0 m. Deluwia genetycznie związane są z powierzchniowym odpływem wód opadowych lub roztopowych.

**Piaski i mułki rzeczno-deluwialne.** Osady rzeczno-deluwialne na obszarze arkusza Włoszczowa wyróżniono w dolinkach, w których oprócz oddziaływania wód płynących (rzecznych) zaznaczało i zaznacza się też wyraźnie oddziaływanie wód opadowych. Miało i ma to miejsce tam, gdzie wody rzeczne nie miały lub nie mają charakteru stałego, tj. mogą okresowo zanikać. Opiswane utwory to głównie piaski i mułki. Ich miąższość nie jest duża, dochodzi do około 2–3 m.

**Piaski i mułki stożków napływowych.** Utwory te wyróżniono w okolicach: Krzętowa, Pękówca i Łachowa. Ich miąższość wynosi około 2 m. Stożki napływowe przybierają najczęściej postać wachlarzowatą. Powstają u wylotu mniejszych, bocznych dolinek uchodzących do większych dolin o bardziej wyrównanym dnie. Sedymentacja następuje w miejscu zmiany spadku profilu podłużnego, gdzie woda transportująca osad traci siłę transportową.

**Torfy.** Na obszarze arkusza Włoszczowa część torfów występujących pod piaskami eolicznymi lub eolicznymi w wydmach należy uznać za pochodzące z późnego glacjału. W rejonie Kurzelowa, w otworze 88, na głębokości 8,8–11,0 m nawiercono torfy ciemnobrunatne (tabl. V). Wydma, pod którą torfy te występują towarzyszy dolinie Kurzelówki, a strop torfów jest położony prawie 4,0 m poniżej dna tej doliny. Należy sądzić, że pokład opisywanych torfów jest dosyć stary, pochodzi z późnego glacjału. Podobnie należy rozpatrywać torfy stwierdzone w wierceniu 87, na głębokości 3,7–4,3 m, pod piaskami eolicznymi w wydmach (tabl. V).

Późnoglacialne oraz prawdopodobnie wczesnoholoceni (ten fragment profilu jest słabiej rozpoznany z uwagi na małą liczbę przebadanych próbek) namuły torfiaste, gytie i torfy stwierdzono w Knapówce, na południowy zachód od Czarnicy, na obszarze arkusza Secemin (Wasylikowa, 1970; Żołnierz, 1970; Kaczmarska, 1973). W starszym dryasie, w związku z wkraczaniem wydm w doliny rzeczne, dochodziło do zatamowania odpływu wód powierzchniowych i powstawania niewielkich zbiorników wodnych (Żołnierz, 1970, 1976). W Knapówce, na brzegu zbiornika występowały trzciny, oczerety, pałka wodna i zarośla wierzby (Wasylikowa, 1970). We wczesnym allerødzie, w opisywanym rejonie początkowo występowały lasy z przewagą brzozy oraz elementami stepowymi i tundrowymi, w optimum – lasy sosnowo-brzozowe lub sosnowe z domieszką: osiki, modrzewia, świerka i olszy (Wasylikowa, 1970; Madeyska, 1995; Latałowa, 2003). W dolinach rzek mogły przeważać zbiorowiska turzycowo-trawiaste z wierzbami. Z roślin bagiennych mogła występować pałka wodna, a z wodnych – rogatek sztywny i rdestnice. Podczas młodszego dryasu, w związku z pogorszeniem warunków klimatycznych, pojawiły się warunki stepo-tundry lub laso-tundry z bylicami, bądź luźnych lasów brzozowo-sosnowych z jałowcem, topolą, modrzewiem i wierzbą, względnie tundry parkowej (Wasylikowa, 1970; Madeyska, 1995; Latałowa, 2003). W wodach stojących lub o słabym przepływie występowały okrzemki, przy czym ich skład gatunkowy, bądź niekiedy całkowity zanik

wskazują na wahania poziomu tych wód (Kaczmarek, 1973). Podobny zbiornik mógł powstać także m.in. w rejonie Kuzek – tuż za południową granicą badanego terenu, na obszarze arkusza Secemin (Banaśkiewicz, 1971).

Na obszarze arkusza Włoszczowa z późnego glacjału oraz przełomu późnego glacjału i holocenu mogą pochodzić torfy bagna Wielga, położonego na północny zachód od Jeżowic (rezerwat Ługi) i torfowiska w rejonie Brześcia. Z kolei w rejonie Kopca Świętego Jana we Włoszczowie, na Bezdennym Dole (nazwa lokalna), mogą występować gytie z zachowanymi w nich szczątkami ryb (?) (P. Ameryk, informacja ustna).

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach. Piaski eoliczne przewiane na obszarze arkusza Włoszczowa występują w wielu miejscach, głównie w jego częściach środkowej i południowej. Towarzyszą powierzchniom zbudowanym przede wszystkim z piasków wodnolodowcowych i rzecznych tarasów nadzalewowych Pilicy i Czarnej. Większe ciągi wydmy występują w rejonach: Ciemiętnik, Bobrowskiej Woli, Miedzianej Góry, Kopruszy, Kluczeńska, Wymysłowa, Brześcia, Kurzelowa (fig. 8), Zmarłego, Jamskiego i Jeżowic. Są tu wydmy zarówno paraboliczne, jak i podłużne.

Procesy wydmytwórcze w Niece Włoszczowskiej rozwinęły się pod koniec zlodowacenia Wisły, w późnym glacialu (w najstarszym, starszym i młodszym dryasie), trwały także na przełomie plejstocenu i holocenu (Żołnierz, 1976; Marosik, 1984; Jaśkowski, 1996; Wieczorek, Cabaj, 2020). W holocenie były one przekształcane pod wpływem m.in. gospodarki prowadzonej przez człowieka (Jaśkowski, 1996). Na badanym terenie zarejestrowano gleby kopalne. Poziom gleb kopalnych ze szczątkami węgla brunatnego (prawdopodobnie okresu atlantyckiego) stwierdzono w dużej wydmy na północny wschód od Komornik (Szajn, 1980a). Dwie nałożone na siebie gleby, z których dolna jest kopalna, a górna może być zupełnie współczesna, stwierdzono w niewielkim wale wydmy w rejonie Łachowa (Wieczorek, Cabaj, 2020).

Wydmy wykształcone na badanym terenie osiągają niekiedy znaczne wysokości, np. wydma w rejonie Wymysłowa (Marcowe Góry) ma około 20 m wysokości (otw. 63). Otwory wykonane w obrębie wydmy wskazują miejscami na miąższość piasków tworzących te formy większą od ich wysokości (np. otw. 91) – takie sytuacje trzeba z pewnością rozpatrywać w kontekście geomorfologicznym. W wierceniu 91 występują piaski eoliczne w wydmach o miąższości około 5–6 m, nałożone na piaski eoliczne i piaski wodnolodowcowe (sięgające do głębokości 14,0 m). W profilu nie zaobserwowano zmienności litologicznej.

Piaski wydmy rozpoznane w rejonie Bobrowskiej Woli, w otworze 20, mają miąższość 4,1 m. Zalegają na glinach zwałowych zlodowacenia Odry. Zbliżoną miąższość opisywanych osadów



Fig. 8. Wydmy w rejonie Kurzelowa (cieniowany NMT)

(4,2 m) zarejestrowano w wierceni 22 zlokalizowanym w okolicy Dąbrowy koło Pilzycy. W profilu tym piaski eoliczne w wydmach leżą na piaskach, miejscami piaskach ze żwirami, wodnolodowcowych zlodowacenia Odry. W Jakubowicach, w otworze 45, badane osady o miąższości 9,2 m przykrywają piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe i lodowcowe zlodowacenia Odry. Utwory wydmowe odnotowane w rejonie Komparzowa, w wierceni 64, mają miąższość 6,0 m (tabl. V). W otworze 92, w okolicy Brześcia, pod piaskami eolicznymi, dość płytko – na głębokości 2,2–2,7 m – stwierdzono torfy brunatno-czarne. Obecnie nie wiadomo czy są to torfy holocenijskie, czy powstały jeszcze w późnym glacie. Torfy i namuły torfiaste pod piaskami eolicznymi (w wydmach) rozpoznano również w rejonie Motyczna, w wierceni 108, na głębokości 1,5–2,5 m (tabl. V). Wiek torfów tu też nie jest znany. Piaski eoliczne w wydmach zarejestrowane w okolicach Jeżowic mają miąższość co najmniej 10,0 m (otw. 115 i 118) i co najmniej 11,0 m (otw. 117) (tabl. V).

Wydmy okolic Włoszczowy były przedmiotem zainteresowania Żołnierza (1970, 1976) i Jaśkowskiego (1978, 1981, 1984, 1988, 1996, 1999). Zdaniem Jaśkowskiego (1984, 1988) część tych form mogła powstać w holocenie i wtedy też była przekształcana.

Pola piasków przewianych lub wydmy występujące na badanym terenie zasiedlane były już przez człowieka prehistorycznego, m.in. kultury łużyckiej (Janaczek, 2007). W 1867 r., podczas budowy drogi z Włoszczowy do Kielc (obecnie prawdopodobnie skrzyżowanie ulic Partyzantów i Wiejskiej we Włoszczowie), w obrębie małej wydmy natrafiono na cmentarzysko z tej epoki. Niestety, nie zostało ono należycie zbadane (Janaczek, 2007). Formy eoliczne były zasiedlane również w późniejszych okresach historycznych. Zachowały się: zabudowa majątku ziemskiego (z XIX w.) i cmentarz w Kluczewsku, budynek zboru ariańskiego (z XVII w.) w Łapczynej Woli, cmentarz parafialny z drewnianą kaplicą św. Anny w Kurzelowie, cmentarz rodziny Czaplickich, właścicieli majątków w Stanowiskach, Kopruszy i okolicznych miejscowościach, w Kopruszy i cmentarz w Oblasach (Janaczek, red., 2005).

### c. Holocen

Przyjmuje się, że holocen (łączy z MIS 1) trwa od około 11 700 lat (Marks i in., 2016). W tym czasie ukształtowały się warunki klimatu umiarkowanego. Z holocenem związane są głównie osady mineralne dolin rzecznych oraz akumulacji organogenicznej lub mineralno-organogenicznej w zagłębieniach bezodpływowych. W niniejszym opracowaniu, na podstawie analizy NMT i map topograficznych w dużej skali, zweryfikowano zasięg tarasów holocenijskich w dolinach Pilicy i Czarnej, pierwotnie wyróżnionych przez Szajna (1980a, b). Było to możliwe m.in. dzięki prześledzeniu przebiegu starych koryt rzecznych. Na NMT wyraźnie widać różnice między meandrami wieku holocenijskiego (mniejszymi, bardziej krętymi) a starszymi, dużymi paleomeandrami z późnego glacjału. Pomocne były w tym też opracowania wykonane dla innych dolin (np.: Szumański, 1983, 1986; Marosik, 1984; Rotnicki, 1987; Rotnicki, Młynarczyk, 1989; Gębica, 2004; Gębica i in., 2009).

**Piaski i namuły rzeczne.** Osady te wyróżniono w mniejszych dolinkach rzecznych i w górnych odcinkach dolin większych cieków. Miąższość tych utworów, głównie piaszczystych, sięga do około 2–3 m. W strefach występowania większych podmokłości dochodziło do akumulacji namulów mineralno-organicznych. W dolinie Zwleczy, w rejonie Rudników, w opisywanych osadach obecne są drobne konglomeraty żelaziste, tworzące miejscami rudy darniowe.

**Piaski i piaski ze żwirami oraz mułki piaszczyste i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki (Pilicy i Czarnej) oraz 0,5–1,5 m n.p. rzeki (Zwleczy).** Utwory korytowe Pilicy, Czarnej i Zwleczy – ciemnoszare piaski średnioziarniste i gruboziarniste z drobnymi żwirkami oraz ciemnobrunatne piaski różnoziarniste i namuły piaszczyste – zostały przewiercone wieloma sondami (Szajn, 1980a). Towarzyszą im żółtawe lub rdzawo-brązowe mady (mułki piaszczyste i mułki), odsłaniające się m.in.

w skarpię podcinanej przez Pilicę na wschód od Kątów i Sudzinka (Szajn, 1980a, b). W madach występują drobne konkrecje żelaziste, tworzące miejscami rudy darniowe. W średniowieczu były one podstawą działalności kuźnic, m.in. w rejonach: Silpii Dużej, Gościęcina i prawdopodobnie Rudki (Janacek, red., 2005). Miąższość opisywanych utworów dochodzi prawdopodobnie do około 5–6 m (m.in. otw.: 36, 74 i 75; tabl. IV i V) (Szajn, 1980a). Powierzchnie tarasów Pilicy i Czarnej urozmaicają lepiej lub słabiej zachowane fragmenty starych koryt (starorzecza).

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,0 m n.p. rzeki (Pilicy). Osady te wyróżniono jedynie w dolinie Pilicy. Tworzą taras towarzyszący korytu rzeki. Powstały w wyniku dziczenia Pilicy, tj. zmiany warunków przepływu wód w korycie wynikających m.in. z dostawy większej ilości utworów mineralnych, związanej z większą intensywnością upraw rolnych w ostatnich dwóch stuleciach. Jako że są to osady przykorytowe, dominują w nich piaski. Ich miąższość sięga około 2–3 m. Utwory tego typu stwierdzono także na północ od badanego terenu, w rejonie Przedborza (Wieczorek i in., 2023a, b).

Piaski i namuły piaszczyste den dolinnych. Geneza tych utworów jest na połę rzeczna, na połę rzeczno-deluwialna. Ich miąższość sięga około 2–3 m. Są to piaski i namuły piaszczyste. Występują m.in. w tych miejscach, w których istnieje ciek, ale dolina z nim związana z różnych powodów nie jest w pełni wykształcona.

Piaski humusowe i namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Są to piaski średnioziarniste lub drobnoziarniste, humusowe, brunatne lub czarne, oraz namuły. Osady te Szajn (1980a, b) wydzielił w wielu miejscach na obszarze arkusza Włoszczowa. Wypełniają liczne zagłębienia bezodpływowe lub o utrudnionym odpływie, np. międzywymowe lub wykształcone w powierzchni piasków eolicznych, a także niektóre małe dolinki. Są to utwory akumulacji o charakterze przejściowym – częściowo aluwialnym, częściowo deluwialnym. Ich depozycja zachodziła przy udziale wód płynących lub stagnujących, w strefach o utrudnionym odpływie lub bezodpływowych. Miejscami wśród opisywanych osadów występują torfy lub namuły torfiaste, jako wkładki. Miąższość badanych utworów dochodzi do około 2–2,5 m.

Po latach od prac kartograficznych przeprowadzonych przez Szajna (w latach 1976–1978) zaobserwowano degradację (spoielenie) wkładek humusowych w piaskach. Jest to wynik obniżania się poziomu wód gruntowych. Zasięg badanych utworów zmniejsza się. Jest to widoczne np. na zachód od Kurzelowa (uroczysko Skakawki).

Namuły torfiaste i namuły piaszczysto-humusowe starorzeczy. Są to osady organiczno-mineralne i mineralno-organiczne nagromadzone na obszarze arkusza Włoszczowa

w większych starorzeczach Pilicy. Ich miąższość dochodzi do 2,0 m. Obecność osadów mineralnych wskazuje na oddziaływanie wód Pilicy podczas wezbrań i powodzi.

Torfy w granicach obszaru arkusza Włoszczowa występują przede wszystkim w dnach dolin rzecznych oraz w sąsiedztwie wydmy. Spotykane są głównie w dolinach mniejszych rzek (np.: Kurzelówki, Jeżówki i Baryczki), o słabszym przepływie. W dolinie Pilicy stwierdzono je tylko w pojedynczych przypadkach (Szajn, 1980a, b). Największe obszary występowania torfów wyróżniono na północ od Nowin, w rejonie Kątów, w okolicach Komparzowa i Międzylesia oraz na północ od Włoszczowy. W sąsiedztwie wydmy i pól piasków przewianych torfowiska rozwinęły się w zagłębieniach, w których mogło dochodzić do gromadzenia się wód, np. bagno Wielga (na północny zachód od Jeżowic), stanowiące rezerwat faunistyczny Ługi, i torfowisko w rejonie Brześcia. Według Szajna (1980a) na badanym terenie przeważają torfy miękkie, brunatne, z dużą ilością nierozłożonych fragmentów drewna. Osady te osiągają miąższość do około 2–2,5 m.

## B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Dane uzyskane z głębokich otworów wiertniczych wykonanych w częściach północnej i środkowej niecki miechowskiej (Jurkiewicz, red., 1973, 1974a, b, 1976a, b, 1980, 1990, 1991a, b, 1993, 1994, 1999; Jurkiewicz, 1974) pozwoliły na prześledzenie tektoniki występujących tu serii skalnych w profilu pionowym i wydzielenie w nim kolejnych pięter i kompleksów strukturalnych, odpowiadających poszczególnym etapom ich tektonicznego rozwoju (Jurkiewicz, 1965a, 1974, 1975, 1981; Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970).

Według Jurkiewicza (1975) badany teren znajduje się w granicach orogenu kaledońskiego i jego pokrywy epiorogenicznej (tab. 3). Cokół orogeniczny zbudowany jest z serii skalnych deponowanych od neoproterozoiku po sylur, o ostatecznym młodokaledońskim wieku konsolidacji (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Jurkiewicz, 1975; Kowalczewski, 1990). W jego obrębie wydzielono trzy piętra strukturalne: małopolskie, sandomierskie i młodokaledońskie. Ich utwory charakteryzują się intensywnymi deformacjami plastycznymi i dysjunktywnymi. W piętrze małopolskim notowany jest wyraźny, ale jednocześnie słaby metamorfizm wyrażający się kwarcytyzacją piaskowców i fylityzacją ilowców (Jurkiewicz, 1975). Piętro pokrywowe, na które składają się dwa nadkompleksy tektoniczne: synorogeniczny waryscyjski oraz synorogeniczny alpejski posiada inny styl budowy – blokowo-łańdowy (Jurkiewicz, 1975). Deformacje w jego obrębie związane są z uskokami sięgającymi cokołu, wzdłuż których, podczas kolejnych etapów tektonicznych, przemieszczały się względem siebie bloki podłoża.

SCHEMAT TEKTONICZNEGO PODZIAŁU PIONOWEGO UTWORÓW CZĘŚCI PÓŁNOCNEJ I ŚRODKOWEJ  
NIECKI MIECHOWSKIEJ I JEJ PODŁOŻA (BEZ UTWORÓW MIOCENU)  
(WG JURKIEWICZA, 1975; KARNKOWSKIEGO, 1983 I KOWALCZEWSKIEGO, 1990, ZMIENIONY)

Pokrywa epiorogeniczna orogenu kaledońskiego	Koniak–mastycht	Nieznaczne niezgodności orogeniczne, luki fazowe	Podkompleks synorogeniczny alpejski właściwy	Kompleks synorogeniczny neoalpejski	Nadkompleks synorogeniczny alpejski	Ruchy tektoniczne fazy laramijskiej
	Alb–turon	Luki erozyjne				
	Bajos–kimeryd	Nieznaczne niezgodności orogeniczne, luki fazowe	Podkompleks synorogeniczny neokimeryjski			Ruchy tektoniczne fazy młodokimeryjskiej
	Jura dolna	Luki erozyjne				
	„Retyk”	Nieznaczne niezgodności orogeniczne, luki fazowe	Podkompleks synorogeniczny II eokimeryjski	Kompleks synorogeniczny eokimeryjski		Ruchy tektoniczne fazy starokimeryjskiej
	„Kajper”	Niewyraźne niezgodności orogeniczne, luki fazowe	Podkompleks synorogeniczny I eokimeryjski			
	Wapień muszlowy	Luki erozyjne				
	Pstry piaskowiec	Luki erozyjne				
	Cechsztyń	Niewyraźne niezgodności orogeniczne, luki fazowe	Podkompleks synorogeniczny palatynacki			Ruchy tektoniczne fazy palatynackiej (perm–trias)
	Czerwony spągowiec					Ruchy tektoniczne fazy młodowaryscyjskiej (karbon–perm)
	Wizen	Niezgodności orogeniczne		Kompleks synorogeniczny sudecki		Nadkompleks synorogeniczny waryscyjski
Ems–famen	Nieznaczne niezgodności orogeniczne, luki fazowe		Kompleks synorogeniczny bretoński	Ruchy tektoniczne fazy bretońskiej (dewon–karbon)		
Cokół orogenu kaledońskiego	Ludlow górny–ziegen (?)	Niezgodności orogeniczne	Podpiętro młodokaledońskie	Piętro młodokaledońskie	Ruchy tektoniczne fazy ardeńskiej (eryjskiej) (ludlow górny–ziegen (?))	
	Landower–ludlow dolny	Nieznaczne niezgodności orogeniczne, luki fazowe	Podpiętro krakowskie		Ruchy tektoniczne faz takońskiej (ordowik–sylur) i krakowskiej (ludlow dolny)	
	(Tremadok (?)) arenig–karadok	Nieznaczne niezgodności orogeniczne, luki fazowe	Podpiętro takońskie		Ruchy tektoniczne fazy takońskiej (ordowik–sylur)	
	Wend–kambr	Niezgodności orogeniczne	Podpiętro salairskie		Piętro sandomierskie	Ruchy tektoniczne faz: małopolskiej (wend, wend–kambr), staroświętokrzyskiej (kambr dolny–środkowy), świętokrzyskiej właściwej (kambr środkowy–górnny) i sandomierskiej (kambr–ordowik)
	Neoproterozoik	Niezgodności orogeniczne			Piętro małopolskie	Ruchy tektoniczne fazy małopolskiej
	Krystalinik (?)					

Zgodnie z nowszymi opracowaniami obszar badań położony jest w obrębie bloku małopolskiego (Buła i in., 2008; Konon, 2008). Analizując powierzchnię strukturalną pod pokrywą permsko-mezozoiczną, można stwierdzić, że znajduje się on w strefie zapadliska przedgórskiego orogenu waryscyjskiego i utworów pokrywowych platformy zachodnioeuropejskiej (Żelaźniewicz i in., 2011). Karnkowski (2008) wyróżnił tu synklinorium Słomnik i antyklinorium świętokrzyskie (położone głębiej, widoczne w podpermskim planie strukturalnym) oraz synklinorium miechowskie i antyklinorium szydłowieckie (położone płycej).

Interesującym elementem tektonicznym jest wyniesienie Włoszczowy (fig. 3) (Morawska, 1979, 1986; Morawska, Stupnicka, 1985), ograniczone uskokiem Pilicy (na zachodzie), uskokiemi inwersyjnymi strefy Lasocin–Strzelce, w tym uskokiem Małogoszcza (na północnym wschodzie) (Morawska, Stupnicka, 1985), i najprawdopodobniej strefą uskokową Radzanów–Lelów (na południu) (Jurkiewicz, 1975). O dyslokacji, którą wykorzystuje Pilica wspominali już Passendorfer (1934), Samsonowicz (1937) i Pawłowski (1953). Wyniesienie Włoszczowy ma kształt trójkąta, którego wierzchołki można wyznaczyć w rejonach: Przedborza, Szczekocin i Jędrzejowa. Stanowi ono część masywu małopolskiego (Morawska, Stupnicka, 1985). Wyniesienie Włoszczowy ostatecznie ukształtowało się w wyniku ruchów późnowaryscyjskich. Jest pozbawione utworów karbonu i zapewne częściowo również dewonu górnego (Morawska, Stupnicka, 1985; Jurkiewicz, red., 1990, 1993, 1994). W cechszynie stanowiło wyniesiony blok – rodzaj półwyspu wysuniętego w kierunku północnym (Morawska, 1986), rozdzielającego baseny o różnych warunkach sedymentacyjnych. Początkowo był to obszar stosunkowo stabilny, później jednak zaczął się stopniowo obniżać, poczynając od ograniczających go stref uskokowych, i pod koniec cechszyny przybrał formę wału. We wczesnym triasie wyniesienie (wał) Włoszczowy zaczęło się stopniowo, od północy i południa, obniżać. Młodszy osadami przykryte zostało dopiero w triasie środkowym. Według Morawskiej (1986) wał Włoszczowy odzwierciedla się też w planach strukturalnych młodszych pięter strukturalnych.

Od permu po kredę obszar arkusza Włoszczowa znajdował się w obrębie aulakogenu środkowopolskiego (Pożaryski, Brochwicz-Lewiński, 1979). Rów ten powstał na granicy starej platformy wschodnioeuropejskiej i młodej platformy wschodnioeuropejskiej.

W permie zaczął się formować polski basen ryftowy, stanowiący część basenu środkowoeuropejskiego (Kutek, 1996). Jego ekspansja postępowała w kierunku południowym (Morawska, 1996). Z powstaniem i rozwojem, a później zanikiem tego basenu związane jest antyklinorium śródpolskie wraz z przylegającymi do niego obszarami. W permie, triasie i jurze był to basen ryftowy, na który w późnej kredzie nałożony został basen opadnięciowy. Na przełomie permu i triasu oraz w późnej jurze zaznaczyły się dwa wyraźne okresy ekstensji. Mniejsze epizody tego typu wystąpiły też

w środkowej jurze i we wczesnej kredzie. W środkowej jurze, w rejonie nidziańskim basenu polskiego zachodziły również procesy i zjawiska tektoniczne, w efekcie których zdeponowane utwory mają miąższość mniejszą niż na terenach położonych dalej na północny zachód i południowy wschód. Ostatnie przejawy ryftowania zaznaczyły się w środkowym i późnym albie. Dały one początek subsydencji i pozwoliły na przywrócenie łączności między basenem środkowoeuropejskim a basenami karpacko-bałkańskimi (Kutek, 1996).

W planie podkenozoicznym obszar arkusza Włoszczowa położony jest na pograniczu segmentu miechowskiego synklinorium szczecińsko-miechowskiego i segmentu szydlowieckiego antyklinoorium śródpolskiego (Żelaźniewicz i in., 2011). Granicę między tymi segmentami na badanym terenie można przeprowadzić w przybliżeniu wzdłuż Pasma Przedborsko-Małogoskiego. Obserwacje tektoniczne Szajna (1980a), przeprowadzone na potrzeby pierwszej wersji niniejszego opracowania, dotyczyły odsłoniętych skał kimerydu i albu–mastrychtu dolnego. Stopień zaangażowania tektonicznego tych utworów jest bardzo nieznaczny w centralnej strefie niecki miechowskiej (na przeważającej części obszaru arkusza) i wyraźnie rośnie w kierunku północno-wschodnim, w stronę Pasma Przedborsko-Małogoskiego. Skały kimerydzkie w okolicach Starej Wsi, zapadające na południowy zachód pod kątem 15–18°, stanowią skrzydło antykliny Zaostrowa, będącej północno-zachodnim przedłużeniem dużej antykliny Mieczyna (Kutek, 1968), znanej też jako antyklina Lasocina (Czarnecki, 1925) lub Mieczyna-Lasocina (Szajn, 1984). Oddzielone są one płaską, wypełnioną osadami albu synkliną Józefowa od brachyantykliny Dobromierza, zbudowanej z wapieni kimerydu. W granicach badanego terenu znajdują się jedynie południowo-wschodnie zamknięcia tych form (tabl. II).

Synklina Józefowa jest zamknięta na zachodzie i wschodzie (utworami kimerydu), ale otwarta w kierunkach północno-zachodnim i północno-wschodnim (Cieśliński, 1956; Jurkiewiczowa, 1961b; Kutek, 1968; Szajn, 1980a; Kwapisz, 1983a). Jest ona poprzecinana uskokami poprzecznymi i podłużnymi (Cieśliński, 1956; Wieczorek i in., 2023a). Powstała wspólnie z brachyantykliną Dobromierza. Synklinę tę wypełniają też utwory albskie.

Brachyantyklina Dobromierza opisywana była m.in. przez: Passendorfera (1923, 1927), Świdzińskiego (1932, 1935), Cieślińskiego (1956), Jurkiewicza (1965b), Jurkiewicza i Woźnińskiego (1965), Pożaryskiego (1971) i Wartołowską-Świdrowską (1976). Jest to antyklina szerokopromienna (o promieniu około 3 km, przy amplitudzie około 350 m), asymetryczna, o upadach rzędu 7–13° na skrzydle północno-wschodnim, w kierunku synkliny Józefowa, i 33–90° na skrzydle południowo-zachodnim, w kierunku synkliny Kraszewic (Wartołowska-Świdrowska, 1976). W obrębie fragmentu południowo-zachodniego skrzydła badanej formy, położonego już na obszarze arkusza Włoszczowa, upady zarejestrowane w wapieniach płytkowych i muszłowcach skorkowskich na górze Krzemyk

wynoszą 20–24°SW (Szajn, 1980a). Oś antykliny ma przebieg WNW–ESE (azymut 110–115°). Długość formy wynosi około 4,3 km, a jej szerokość – około 2 km (Wartołowska-Świdrowska, 1976; Jurkiewicz, red., 1993). Struktura brachyantykliny Dobromierza stanowi przykład antykliny nadrozłamowej. Rozwinęła się w strefie zluźnień tektonicznych lineamentu Poznań–Rzeszów (Pożaryski, 1971). Za taką interpretacją przemawia uskok odwrócony rozpoznany w części centralnej brachyantykliny, w profilu otworu Boża Wola IG-1, na głębokości około 1550 m, powodujący powtarzanie się części utworów wapienia muszlowego i kajpru (Jurkiewicz, red., 1993). Powstanie brachyantykliny było związane z laramijską inwersją tektoniczną, wynoszącą obszar dzisiejszego antyklinorium środkowopolskiego (Kutek, Głazek, 1972; Głazek, Kutek, 1976; Pożaryski, 1976).

Brachyantykлина Dobromierza w części centralnej przecięta jest dużym uskokiem Dobromierza o azymucie około 80° (WSW–ENE). Uskok ten uprzednio łączono z uskokiem Pilicy i odczytywano jako jedną strefę dyslokacyjną (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Jurkiewicz, 1974, 1975; Szajn, 1980a). Obecnie należy sądzić, że są to dwa odrębne uskoki (Pilicy i Dobromierza), choć niewątpliwie ze sobą związane, tzn. uskok Dobromierza jest przywiązany do uskoku Pilicy. Jurkiewicz i Woźniński (1965) uskoki Dobromierza określali jako uskoki normalne, zrzucające skrzydło południowe. Z kolei w interpretacji Pożaryskiego (1971), powtórzonej przez Wartołowską-Świdrowską (1976), to skrzydło północne jest zrzucone, a uskoki Dobromierza jest odwrócony. Obserwuje się tu również przemieszczenie poziome. Opisujący uskoki, tworzący z osią brachyantykliny Dobromierza kąt około 32–37° jest, zdaniem Wartołowskiej-Świdrowskiej (1976), związany genetycznie z rozwojem brachyantykliny. Powstał w tym samym, lokalnym polu naprężeń, jako efekt kompresji poziomej, prostopadłej do osi brachyantykliny. Uskok ten przedłuża się w kierunku wschodnim znacznie poza obszar brachyantykliny (Jurkiewiczowa, 1961b, 1968).

W rejonie Starej Wsi, na stokach Pasma Przedborsko-Małegooskiego odnotowano obecność uskokiów poprzecznych, o orientacji 75–90° (Szajn, 1980a). Uskoki tego typu obserwowano na południowy wschód od tego terenu, wzdłuż Pasma Przedborsko-Małegooskiego i na skraju niecki miechowskiej (Hakenberg, 1974; Szajn, 1977a, b, 1983, 1984). System ten może być więc efektem nacisków tektonicznych o charakterze regionalnym, być może związanych już z okresem ruchów młodolpejskich (Szajn, 1980a).

Stopień zdeformowania tektonicznego utworów górnokredowych jest mniejszy (Szajn, 1980a). Skały te są często przykryte osadami czwartorzędowymi, przez co słabiej dostępne do obserwacji powierzchniowych, które właściwie ograniczają się do niewielkich łomików. Jurkiewicz i Kowalczewski (red., 1970) w obrębie utworów kredy górnej niecki miechowskiej odnotowali szereg synklin i antyklin. Wyznaczyli je, analizując głębokość występowania dającego się dobrze śledzić

poziomu refleksyjnego na granicy jury i kredy. Szajn (1980a) w częściach północno-zachodniej i północnej terenu arkusza Włoszczowa zaznaczył antyklinę Goszczowy i synklinę Masłowic, stanowiące przedłużenie w kierunku południowo-zachodnim odpowiednio: antykliny Góry Chełmo i synkliny Kraszewic, znanych z obszaru elewacji radomszczańskiej (Pożaryski, 1971). W niniejszym opracowaniu zdecydowano o zastosowaniu nazw: antyklina Góry Chełmo, w przypadku antykliny Goszczowy, i synklina Kraszewic, w przypadku synkliny Masłowic. Na wschód od dyslokacji Pilicy osie opisywanych struktur są przesunięte na północny północny wschód (Szajn, 1980a). Przedłużeniem antykliny Goszczowy jest tu antyklina Komparzowa (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970). Badane fałdy powstały w wyniku ruchów tektonicznych fazy laramijskiej (Pożaryski, 1971; Czubła, 1988).

Antyklina Góry Chełmo jest stosunkowo połoga, a jej kształt w partii osiowej jest zbliżony do kształtu antykliny kuferkowej (Pożaryski, 1971). Badana forma nosi cechy tektoniki nieciągłej (Czubła, 1988). Zarejestrowane upady utworów jurajskich wynoszą 8–10° w wierceniach i 22–30° obrębie wychodni (na obszarach arkuszy Przedbórz i Rzejowice). Skały kajpru (rozpoznane w otworach zlokalizowanych w centrum antykliny) wykazują powierzchnie ślizgów i zmięcia tektoniczne, a ich upady wynoszą około 20°. Utwory oksfordu i kimerydu (głównie wapień), sztywniejsze pod względem reologicznym, tworzą antykliny, podczas gdy utwory kajpru (mułowce i iłowce), bardziej podatne na procesy tektoniczne, synkliny. Jest to przykład inwersji strukturalnej, mającej charakter wtórny. Powstała ona podczas ruchów laramijskich, ale jednocześnie wskazuje na istnienie odmiennych pięter strukturalno-tektonicznych, starokimeryjskiego i młodokimeryjskiego (Pożaryski, 1971). Zdaniem Czubli (1988) wychodnie utworów jurajsko-kredowych w wyniku pogrążania się osi fałdu zamykają się od południa peryklinalnie. Obserwowana asymetria upadów w skrzydłach badanej formy wskazuje na jej północno-wschodnią wergencję (Czubła, 1988). Na południowych stokach antykliny, w rejonie Kruszyna–Wielgomłyny (Wieczorek i in., 2023a) i okolicy Rogów, występują rowy tektoniczne.

Synklina Kraszewic w części północnej jest stosunkowo wklęsła (Pożaryski, 1971). Wypłyca się w kierunku południowym, niemal wygasając na uskoku Pilicy (Szajn, 1980a).

W południowo-wschodniej części obszaru arkusza Włoszczowa Szajn (1980a) wyróżnił niewielką formę synklinalną – synklinę Włoszczowy.

Opisane antykliny i synkliny to zazwyczaj płaskie, szerokopromienne struktury o bardzo niewielkich amplitudach (Szajn, 1980a). Stanowią one, podobnie jak fałdy na północnej granicy niecki miechowskiej, odbicie wyniesionych i obniżonych bloków występujących w podłożu. Ich skrzydła mają charakter łagodnych przegięć fleksuralnych. Upady w obrębie skrzydeł wynoszą z reguły zaledwie kilka stopni, maksymalnie dochodzą do 8–10° (Szajn, 1980a). Nieco większe upady, notowane

sporadycznie, związane są prawdopodobnie z uskokami dochodzącymi do powierzchni terenu. Sytuację taką stwierdzono w grupie odsłoneń rozpoznanych na wschód od Bobrowników, gdzie upady opok mastrychtu w części północnej wynoszą średnio 3–5° SW i SSW, natomiast w części południowej rosną do 20–22° SW i SSW. Obserwuje się tu również dość skomplikowany obraz spękań tektonicznych, tworzących szereg zespołów o kierunkach: NNW–SSE (150–175/65–85E), WNW–ESE (110–130/75–90N), NNE–SSW (10–30/80–90E) i NE–SW (40–50/80–90NW lub SE). Różni się on zasadniczo od obrazu widocznego w przeważającej części odsłoneń, gdzie występują jedynie dwa systemy ciosu ortogonalnego: prostopadły i równoległy do kierunku głównych struktur. Zestromienie warstw mastrychtu i układ spękań w okolicy Bobrowników interpretować można jako wynik oddziaływania dwóch stref uskokowych: uskoku podłużnego na linii Bobrowniki–Pilczyca, będącego uskokiem normalnym, w którym zrzucone zostało skrzydło południowo-zachodnie (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Szajn, 1980a), oraz uskoku poprzecznego (tj. uskoku Pilicy), wzdłuż którego obniżony jest blok południowo-wschodni (Szajn, 1980a). Obecnie, analizując NMT i położenie wychodni utworów kredowych (sterczących nad doliną Pilicy) w rejonie Bobrowników, można spodziewać się kolejnego uskoku poprzecznego, o przebiegu równoległym w stosunku do uskoku Bobrowniki–Pilczyca, zlokalizowanego na północny wschód od niego.

Nowym elementem podłoża kenozoiku obszaru arkusza Włoszczowa, dotychczas nieznanym, jest rów Rogów, rozwinięty na dalszym skłonie antykliny Góry Chełmo. Strukturę tę wypełniają piaszczyste osady neogenu. Na północ od niej, już w granicach terenu arkusza Przedbórz, występuje większa forma tego typu – rów Wielgomłynów (Wieczorek i in., 2023a).

Do przedstawienia rzeźby podłoża czwartorzędu obszaru arkusza Włoszczowa (tabl. II) wykorzystano nową, zaktualizowaną mapę geologiczną (uwzględniono m.in. wychodnie skał jurajskich i kredowych), profile archiwalnych otworów wiertniczych i NMT. Skorzystano też z opracowania Wachowicza (1978). W pierwszej wersji niniejszego arkusza nie przedstawiono ukształtowania stropu utworów podczwartorzędowych.

Wyraźne wyniesienia stropu utworów albskich i kimerydzkich występują wzdłuż Pasma Przedborsko-Małogoskiego (około 250–290 m n.p.m.) i w rejonie brachyantykliny Dobromierza (około 250–315 m n.p.m.) (fig. 2). Wyniesione są też fragmenty obszaru arkusza zbudowane z utworów górnokredowych w rejonach: Myśliwczowa i Kolonii Myśliwczowa (około 210 m n.p.m., choć nie odsłaniają się na powierzchni terenu), Mrowina–Łapczyzna Wola (około 205–245 m n.p.m.), Bobrowników (około 205–220 m n.p.m.), Bobrowskiej Woli i Miedzianej Góry (około 215–230 m n.p.m.), Stanowisk (około 230–240 m n.p.m.), Pilczyca–Jakubowice–Komorniki (około 210–240 m n.p.m.), Silniczki, Maluszyna i Pukarzowa (około 210–225 m n.p.m.), Gościencina (około 210–220 m n.p.m.),

Kluczeńska, Komparzowa i Brześcia (około 220–230 m n.p.m.), Rzewuszyca (około 220–225 m n.p.m.), Jamskiego i Motyczna (około 225–235 m n.p.m.), Kurzelowa (około 210–235 m n.p.m.), Międzylesia (około 230–240 m n.p.m.), Obłasów (około 225 m n.p.m.) oraz Włoszczowy i Łachowa (około 230–270 m n.p.m.).

Z kolei w okolicach dolin: Pilicy, Zwleczy z Jeżówką, Kurzelówki, Czarnej z Czarną Strugą i Baryczki widoczne jest obniżenie stropu utworów kredy górnej. W rejonie doliny Pilicy opada ono z południa na północ, od około 210 m n.p.m. do około 180 m n.p.m. W rejonie doliny Czarnej wysokość stropu podłoża górnokredowego zmienia się od około 200 m n.p.m. na wschodzie do około 180 m n.p.m. na zachodzie, tj. w kierunku obecnej doliny Pilicy. Interesujące jest ukształtowanie opisywanej powierzchni nieco na wschód od ujścia Jeżówki do Zwleczy. Znajduje się tu ona około 180 m n.p.m., tworząc izolowane, bezodpływowe zagłębienie.

Układy kopalnych i współczesnych den dolin opisanych rzek są niemal identyczne (właściwie poza Zwleczą w rejonie ujścia Jeżówki). Sieć rzeczna po kolejnych epizodach glacialnych ulegała odtwarzaniu do zarysu pierwotnego, powstałego w głównej mierze jeszcze przed czwartorzędem. Nieco lepiej wydaje się być rozpoznana historia Prapilicy, która w starszym czwartorzędzie, a niewykluczone, że również w mezoplejstocenie, płynęła w kierunku Prawarty (mniej więcej w strefie Przyłęk–Podlesie–Przyrów–Garnek) (Nowak, 1970). Uważa się, że na północ zaczęła ona płynąć po zlodowaceniu Odry (Nowak, 1970; Barcicki in., 1984; Cabaj, Nowak, 1986). Nie można jednak też wykluczyć, że stało się to wcześniej. Prapilica, po zasypaniu jej pierwotnej doliny utworami plejstoceńskimi, przyłączyła się do Prazwleczy i Praczarnej (Nowak, 1970). Prazwleczka pierwotnie płynęła na północ (Nowak, 1970; Cabaj, Nowak, 1986). Jej kopalna dolina jest miejscami głębsza od doliny Pilicy. Można więc się zastanawiać, czy Prapilica okresowo nie wykorzystywała kopalnej doliny Zwleczy.

Zarówno podniesienia, jak i obniżenia powierzchni podczwartorzędowej obszaru arkusza Włoszczowa korespondują z układem uskoków i stopniem odporności skał mezozoicznych. Rzeźba podłoża czwartorzędu jest więc strukturalno-tektoniczna, we wczesnym plejstocenie przekształcona denudacyjnie.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozwój budowy geologicznej obszaru arkusza Włoszczowa można prześledzić od późnego proterozoiku (tab. 4). W strefie bloku małopolskiego, w którego obrębie znajduje się badany teren (Morawska, Stupnicka, 1985; Buła i in., 2008), w wendzie i we wczesnym kambrze, w zbiorniku

morskim (na szelfie) trwała sedymentacja osadów terygeniczych (Pożaryski, Tomczyk, 1968; Karnkowski i in., 1974; Kowalczewski, 2000). Zapełnianie zbiornika i jego późniejszy zanik związane były z ruchami tektonicznymi faz: małopolskiej, u schyłku proterozoiku (wend = ediakar) i na przełomie wendu i kambru, staroświętokrzyskiej, na przełomie wczesnego i środkowego kambru, świętokrzyskiej właściwej, na przełomie środkowego i późnego kambru, oraz sandomierskiej, na przełomie kambru i ordowiku (tab. 3 i 4). Front fałdowań przesunął się z południowego zachodu na północny wschód (Kowalczewski, 1981; Morawska, Stupnicka, 1985). W kambrze środkowym i późnym doszło do speneplizowania opisywanego obszaru.

W ordowiku, po ruchach tektonicznych fazy sandomierskiej, badany teren został objęty transgresją morską. Zbiornik morski był płytki (o reżimie epikontynentalnym) i zapewne podlegał okresowym zanikom (Jurkiewicz, 1975). Gromadziły się w nim głównie utwory terygeniczne, co wskazuje na obecność obszarów lądowych w nieodległym sąsiedztwie. Zróżnicowanie litofacjalne obserwowane regionalnie świadczy o wahaniach poziomu morza (Modliński, Szymański, 2001a). Pod koniec ordowiku i we wczesnym sylurze miały miejsce ruchy tektoniczne fazy takońskiej.

W sylurze sedymentacja morska nadal trwała, przy czym notowana jest pewna niezgodność w zaleganiu skał syluru na utworach ordowiku (Modliński, Szymański, 1996b). Sedymentacja w tym okresie była pełniejsza, ale jej warunki w zbiorniku się zmieniały (m.in. jego głębokość i wpływ przyległych obszarów lądowych). Utwory sylurskie wykształcone są jako serie klastyczne (Modliński, Szymański, 2001b). Ruchy tektoniczne faz krakowskiej i ardeńskiej (eryjskiej), o dominującej składowej pionowej, doprowadziły do wynurzenia tego obszaru pod koniec ludlowu. W ich wyniku skały ordowiku i syluru zachowały się tylko w obniżeniach tektonicznych.

Sedymentacja utworów dewonu rozpoczęła się dopiero we wczesnym dewonie (emsie), w warunkach lądowych i być może płytkowodnych (osady terygeniczne). Na badanym terenie nie stwierdzono skał żedynu i zigenu. Transgresja morska nastąpiła w eiflu. Początkowo nie objęła wyniesienia Włoszczowy (fig. 3). Morze wkroczyło na nie dopiero w żywiecie. Zbiornik morski był otwarty, typu szelfowego, jednak z wpływami niezbyt odległego lądu. Zbiornik ten miał najprawdopodobniej kontynuację w późnym dewonie, a morze epikontynentalne uległo zanikowi w wyniku ruchów pionowych związanych z fazą bretońską (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970). Obszar badań uległ wypiętrzaniu i rozpoczęła się działalność procesów erozji i denudacji. Wprawdzie w zlokalizowanych tu wierceniach nie stwierdzono skał dewonu górnego, jednak mogą one występować na zachodnim skrzydle wyniesienia Włoszczowy.

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			<p>Torfy — <math>{}_t Q_h</math></p> <p>Namuły torfiaste i namuły piaszczysto-humusowe starorzeczy — <math>{}_{nmph} Q_h</math></p> <p>Piaski humusowe i namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — <math>{}_{p/hn} Q_h</math></p> <p>Piaski i namuły piaszczyste den dolinnych — <math>{}^f_{pnp} Q_h</math></p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,0–1,0 m n.p. rzeki (Pilicy) — <math>{}^f_p Q_h^{(2)}</math></p> <p>Piaski i piaski ze żwirami oraz mułki piaszczyste i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki (Pilicy i Czarnej) oraz 0,5–1,5 m n.p. rzeki (Zwleczy) — <math>{}^f_{ppz} Q_h^{(1)}</math></p> <p>Piaski i namuły rzeczne — <math>{}^f_{pn} Q_h</math></p>	<p>Akumulacja organiczna, mineralno-organiczna i mineralna w dnach dolin rzecznych lub zagłębień bezodpływowych</p> <p>Erozja rzeczna. Akumulacja mineralna, miejscami mineralno-organiczna, w dolinach rzecznych, w facjach korytowej i powodziowej.</p> <p>Formowanie tarasów rzecznych</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczne</p>
				<p>Piaski eoliczne w wydmach — <math>{}^e_p Q^{(w)}</math></p> <p>Piaski eoliczne — <math>{}^e_p Q</math></p> <p>Torfy — <math>{}_t Q</math></p> <p>Piaski i mułki stożków napływowych — <math>{}^s_{pm} Q</math></p> <p>Piaski i mułki rzeczno-deluwialne — <math>{}^{f-d}_{pm} Q</math></p> <p>Piaski, gliny i mułki deluwialne — <math>{}^d_{pgm} Q</math></p>	<p>Akumulacja eoliczna. Formowanie pól piasków przewianych i wydm</p> <p>Akumulacja bagienna</p> <p>Akumulacja osadów u wylotu dolin rzecznych i denudacyjnych. Formowanie stożków napływowych</p> <p>Akumulacja osadów rzecznych i ze zmywania/ splukiwania</p> <p>Akumulacja osadów ze zmywania/ splukiwania</p>
					<p>Piaski, miejscami piaski ze żwirami, rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki — <math>{}^f_p Q_{p^4}^{B(IV)}</math></p> <p>Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Pilicy) i 1,0–2,0 m n.p. rzeki (Czarnej i Zwleczy) — <math>{}^f_p Q_{p^4}^{B(III)}</math></p> <p>Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki (Pilicy) i 2,0–3,0 m n.p. rzeki (Czarnej) — <math>{}^f_p Q_{p^4}^{B(III)}</math></p> <p>Piaski i piaski ze żwirami rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–8,0 m n.p. rzeki (Pilicy) i 3,0–7,0 m n.p. rzeki (Czarnej) — <math>{}^f_{ppz} Q_{p^4}^{B(II)}</math></p> <p>Piaski, piaski pyłowate i mułki rzeczne i rzeczno-deluwialne — <math>{}^{ff-d}_{pppym} Q_{p^4}^B</math></p> <p>Piaski peryglacialne — <math>{}^{pg}_p Q_{p^4}^B</math></p>

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a ś r o d k o w o p o l s k i e	Z l o d o 	Interglacjał eemski		Denudacja na wierzchoinach. Erozja i akumulacja rzeczne w dolinach	
					<p>Piaski i mułki kemów — <math>\textcircled{k} Q_{pm}^O</math></p> <p>Piaski oraz piaski i mułki tarasów kemowych — <math>\textcircled{tk} Q_{ppm}^O</math></p> <p>Piaski oraz piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — <math>\textcircled{gs} Q_{ppz}^O</math></p> <p>Piaski, piaski i żwiry, żwiry oraz gliny zwałowe moren czołowych — <math>\textcircled{gc} Q_{ppz}^O</math></p> <p>Piaski, miejscami piaski ze żwirami, wodnolodowcowe — <math>\textcircled{fg} Q_p^O</math></p> <p>Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe i lodowcowe — <math>\textcircled{fgg} Q_{ppz}^O</math></p> <p>Piaski ze żwirami lodowcowe i wodnolodowcowe — <math>\textcircled{gfg} Q_{pz}^O</math></p> <p>Mułki, miejscami ropy i piaski, zastoiskowe — <math>\textcircled{b} Q_m^O</math></p> <p>Gliny zwałowe — <math>\textcircled{g} Q_{gzw}^O</math></p> <p>Piaski wodnolodowcowe — <math>\textcircled{fg} Q_p^O</math></p> <p>Mułki i piaski zastoiskowe — <math>\textcircled{b} Q_{mp}^O</math></p>	<p>Akumulacja fluwioglacjalna i limnoglacjalna wśród brył martwego lodu i w ich sąsiedztwie</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa w obrębie łądolodu i brył martwego lodu</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa i częściowo lodowcowa przy krawędzi łądolodu</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa i lodowcowa (fluwioglacjalna i glacyfluwialna)</p> <p>Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa (glacyfluwialna)</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w zagłębieniach bezodpływowych w sąsiedztwie brył martwego lodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji łądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa podczas transgresji łądolodu</p>	
				Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki	<p>Piaski oraz piaski i żwiry rzeczne — <math>\textcircled{f} Q_{ppz}^M</math></p>	<p>Erozja i akumulacja rzeczne. Denudacja na wierzchoinach</p>
				Z l o d o w a c e n i a p o ł u 	Z l o d o 	<p>Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — <math>\textcircled{fg} Q_{ppz2}^G</math></p> <p>Gliny zwałowe — <math>\textcircled{g} Q_{gzw}^G</math></p> <p>Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — <math>\textcircled{fg} Q_{ppz1}^G</math></p> <p>Mułki piaszczyste i mułki, miejscami ropy, zastoiskowe — <math>\textcircled{b} Q_{mpm}^G</math></p>	<p>Akumulacja wodnolodowcowa podczas zaniku łądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji łądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa podczas transgresji łądolodu</p>
Interglacjał ferdynandowski		<p>Erozja i akumulacja rzeczne</p>					
Zlodowacenie Sanu 1	<p>Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe — <math>\textcircled{fg} Q_{ppz}^S</math></p> <p>Gliny zwałowe — <math>\textcircled{g} Q_{gzw}^S</math></p>	<p>Akumulacja wodnolodowcowa podczas zaniku łądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p>					

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie		Mułki zastoiskowe — ${}^b_m Q_{p^2}^S$	Akumulacja zastoiskowa podczas transgresji lądolodu	
		Zlodowacenie Sanu I		Piaski wodnolodowcowe — ${}^{fg}_p Q_{p^2}^S$	Akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji lądolodu	
Neogen				Rumosze skalne i gliny zwietrzelinowe mastrychtu dolnego–neogenu jako kry w utworach plejstoceńskich — ${}_{Cr_{mi}-Ng} Q_p$	Detrakcja  Erozja i akumulacja rzeczne. Denudacja na wierzchoinach kredowych i jurajskich	
				Piaski, gliny, mułki i okruchy skalne zwietrzelinowe i peryglacjalne — ${}^{zpg}_{pgm} Q_p$	Akumulacja osadów pokryw stokowych	
Paleogen				Piaski — ${}_p Ng$	Akumulacja osadów w rowie Rogów  Powstanie rowu Rogów	
Kreda	Kreda górna	Mastrycht	Mastrycht górny		Wietrzenie skał mezozoiku w obrębie ich wychodni, tworzenie rumoszy skalnych. Denudacja. Powstawanie form krasowych  Ruchy tektoniczne fazy laramijskiej. Zanik zbiornika morskiego  Powolna regresja morska	
			Mastrycht dolny	Margle i opoki, miejscami opoki piaszczyste, piaskowce wapieniste i gezy — ${}_{meo} Cr_{m1}$	Akumulacja morska	
		Kampan		Margle i opoki z wkładkami piaskowców wapienistych i gez, miejscami wapienie margliste — ${}_{meo} Cr_{cp}$		
		Santon		Opoki, margle z czertami i gezy — ${}_{ome} Cr_{st}$		
		Koniak		Margle i opoki — ${}_{meo} Cr_{cn}$	Akumulacja morska (wahania poziomu morza)	
		Turon		Wapienie, wapienie piaszczyste, opoki i margle — ${}_{wwp} Cr_t$		
		Cenoman		Iły, iły z krzemieniami i iłowce — ${}_i Cr_{c-t}$		
				Piaski glaukonitowe i piaskowce — ${}_{pGkpc} Cr_c$	Akumulacja morska w pobliżu ładu	
		Kreda dolna	Alb	Alb górny	Piaskowce, miejscami gezy i spongiolity — ${}_{pc} Cr_{al2+3}$	Transgresja morska
				Alb środkowy		
Alb dolny				Denudacja  Ruchy tektoniczne fazy młodo-kimeryjskiej (wynoszące)		
Jura	Jura górna	Wołg				

J u r a	J u r a g ó r n a	Kimeryd		Wapienie, wapienie margliste, wapienie pelityczne, wapienie oolitowe i margle — $wJ_{km}$	Akumulacja morska	
			Kimeryd górny	Iły margliste i margle (iły stropowe) — $imemcJ_{km1-3}$		
			Kimeryd dolny	Wapienie, iły i margle (górne wapienie płytowe i iły stropowe) — $wiJ_{km1-3}$		
				Muszlownce, wapienie i margle (muszlownce skorkowskie i górne wapienie płytowe) — $mlwJ_{km1-3}$		Akumulacja morska w strefie przybrzeżnej
				Wapienie muszlowe (muszlownce skorkowskie) — $wmlJ_{km1}$		Akumulacja morska
	Wapienie płytowe, wapienie pelityczne i wapienie detrytyczne z ooidami oraz iły (kompleks oolitowo-płytowy, wapienie płytkowe i iły podścielające) — $wplwpyJ_{km1}$					
		Wapienie oolitowe, oolity, onkolity, wapienie pasiaste, wapienie pelityczne, wapienie ławicowe i iły (wapienie kruche, kompleks oolitowo-grabowy, horyzont onkolitowy, kompleks oolitowo-płytowy, wapienie płytkowe i iły podścielające) — $wooooJ_{km1}$				
	Oksford		Wapienie, miejscami margle i mułowce — $wJ_{o-km1}$	Pogłębienie zbiornika morskiego. Akumulacja morska		
	Jura środkowa	Kelowej		Piaszkowce, mułowce, iłowce, wapienie i wapienie piaszczyste — $pcmcJ_{bj-cl}$	Transgresja morska. Akumulacja płytkomorska. Ruchy dna morskiego	
		Baton				
Bajos						
Aalen			Denudacja			
Jura dolna			Piaszkowce, mułowce i łupki ilaste — $pcmcJ_1$	Akumulacja lądowa (m.in.: rzeczna, deltowa, jeziorna i bagienna) i morska w strefie przybrzeżnej (m.in. lagunowa i na płytkim szelfie)		
T r i a s	Trias górny	Kajper	Mułowce, piaszkowce, iłowce i zlepienie — $mepcT_k$	Akumulacja morska w strefie przybrzeżnej Ruchy tektoniczne fazy starokimeryjskiej		
			Mułowce, piaszkowce, iłowce, anhydryty, margle, dolomity i wapienie — $mepcT_k$		Akumulacja osadów w wysłodzonych zbiornikach, okresowe ingresje morskie	
	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Wapienie, miejscami margle i dolomity — $wT_w$	Akumulacja morska, wahania poziomu morza. Regresja morska	
	Pstry piaszkowiec	Pstry piaszkowiec górny (ret)	Margle, wapienie, piaszkowce, mułowce i zlepienie — $mewT_{p3}$	Transgresja morska. Akumulacja przybrzeżna i morska, wahania poziomu morza		

T r i a s	Trias dolny	Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec środkowy	Piaskowce, mułowce i iłowce — $pcmc T_{p1+2}$	Akumulacja w strefie przybrzeżnej
			Pstry piaskowiec dolny		
P e r m	Perm górny	Cechsztyń		Wapienie, dolomity, anhydryty, mułowce i piaskowce — $wdo PZ$	Transgresja morska. Akumulacja morska i morsko-ładowa
	Perm środkowy	Czerwony spągowiec			Denudacja. Możliwa akumulacja łądowa
	Perm dolny				
K a r b o n	Karbon górny				Ruchy tektoniczne faz: sudeckiej, kruszcogórskiej i asturyjskiej.
	Karbon dolny	Wizen		Mułowce i piaskowce — $mcpC_v$	Regresja morska. Denudacja Akumulacja morska
D e w o n	Dewon górny			Wapienie z marglami — $wD_3$	Ruchy tektoniczne fazy bretońskiej
	Dewon środkowy	Żywiec		Dolomity i wapienie — $dow D_z$	Akumulacja morska
		Eifel		Wapienie i dolomity — $wdo D_e$	Transgresja morska
	Dewon dolny	Ems		Piaskowce, łupki ilaste, piaskowce kwarcytowe i kwarcyty — $pcli D_{em}$	Akumulacja łądowa i płytkowodna (?)
S y l u r				Łupki ilaste, iłowce, mułowce i piaskowce — $liic S$	Ruchy tektoniczne młodokaledońskie Regresja morska. Denudacja Ruchy tektoniczne faz krakowskiej i ardeńskiej (eryjskiej)
	Landower			Łupki ilaste — $li S_{la}$	Akumulacja morska
Ordowik				Piaskowce, miejscami łupki — $pc O$	Transgresja morska. Akumulacja morska Ruchy tektoniczne fazy sandomierskiej
K a m b r	Kambr górny				Denudacja
	Kambr środkowy				Ruchy tektoniczne fazy świętokrzyskiej Denudacja
	Kambr dolny				Ruchy tektoniczne fazy staroświętokrzyskiej
Proterozoik	Neoproterozoik			Łupki, mułowce, piaskowce i zlepieńce — $lmc Pt_3-Cm_1$	Akumulacja morska Ruchy tektoniczne fazy małopolskiej

Po ruchach tektonicznych fazy bretońskiej przerwa w sedymentacji na obszarze niniejszego opracowania objęła turnej i część wizenu (Żakowa, 1969a; Jurkiewicz, 1975, 2000; Szajn, 1980a; Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Na południe od badanego terenu, w rowie Węgrzynowa, akumulacja morska mogła mieć bardziej trwały charakter i panować, w warunkach diastroficznych, nieprzerwanie od dewonu (Jurkiewicz, 2000). Transgresja morska na obszar arkusza Włoszczowa wkroczyła w późnym wizenie. Osadziły się wówczas serie klastyczne z wkładkami utworów tufogenicznych (otwór Pągów IG-1, zlokalizowany na terenie arkusza Żytno – Jurkiewicz, red., 1976b), wskazujące na sedymentację w warunkach niepokoju tektonicznego. Utwory wizenu na obszarze niniejszego arkusza znajdują się na zachodnim skrzydle wyniesienia Włoszczowy, a granicę ich zasięgu stanowi strefa uskoku Pilicy, choć występują też na północny zachód od niej (wkraczają zatokami) (Jurkiewicz, 1975, 2000).

Ruchy blokowe podłoża, które nasiliły się na przełomie wczesnego i późnego karbonu (faza sudecka) oraz w późnym karbonie (fazy kruszcogórska i asturyjska), spowodowały kolejne wyniesienie opisywanego obszaru, nastanie warunków lądowych i rozwój procesów erozji i denudacji. Miało to miejsce w późnym karbonie i czerwonym spągowcu (Szajn, 1980a). Niewykluczone, że w czerwonym spągowcu zachodziła akumulacja osadów w warunkach lądowych (Jurkiewicz, 1975; Morawska, 1986), zwłaszcza na zachód od uskoku Pilicy (Jurkiewicz, 1991a). Na przełomie karbonu i permu na obszarze badań mogły zaznaczyć się ruchy tektoniczne fazy młodowaryscyjskiej (Jurkiewicz, 1975).

Transgresja cechsztyńska na badany obszar dotarła już w cyklotemie Z1 (Werra), przy czym nie objęła wyniesienia Włoszczowy. W jej trakcie teren arkusza znalazł się w strefie granicznej między obszarem facji morza otwartego z osadami salinarnymi (zachodnia część obszaru niniejszego arkusza, otwór Pągów IG-1 na terenie arkusza Żytno) a obszarem facji przybrzeżnych, węglanowych i detrytycznych (Jurkiewicz, 1974b; 1976b; Szajn, 1977a, 1980a; Morawska, 1986, 1992, 1996). W rejonie badań kontakt utworów permu górnego i karbonu dolnego jest erozyjny (Jurkiewicz, 2000).

Na przełomie permu i triasu warunki sedymentacji morskiej na terenie arkusza Włoszczowa, podobnie jak w częściach północno-zachodniej i centralnej niecki miechowskiej, zostały zakłócone (Jurkiewicz, 1975; Szajn, 1977a, 1980a). Nastąpiła regresja morska, w której wyniku na osadach permskich lub starszych leżą utwory różnych ogniw triasu. Zmiany te związane były z ruchami tektonicznymi fazy palatynackiej. We wczesnym i środkowym pstrym piaskowcu w zbiorniku śródlądowym powstawały osady piaszczyste, mułowcowe i ilowcowe (terygeniczne) (Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, 1974; Szajn, 1980a). W recie (późnym pstrym piaskowcu) rozwinął się zbiornik morski z sedymentacją osadów klastycznych (terygenicznych) i węglanowych. Akumulacja w warunkach

płytkiego morza szelfowego trwała do końca wapienia muszlowego. Pod koniec środkowego triasu nastąpiła regresja morska, a sedymentacja przeszła z morskiej do lagunowo-jeziornej (być może płytkomorskiej), charakterystycznej dla późnego triasu (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Szajn, 1977a). Luka sedymentacyjna obejmuje przełom wapienia muszlowego i kajpru. Duża zmienność osadów kajpru w profilach zarówno pionowym, jak i poziomym wskazuje na częste zmiany warunków panujących w zbiorniku. Były one związane prawdopodobnie z ruchami tektonicznymi wczesnych faz orogenezy alpejskiej (Stupnicka, 1972). Luka sedymentacyjna występuje także między seriami kajpru. Mogą za nią odpowiadać ruchy tektoniczne fazy starokimeryjskiej (Szajn, 1980a).

Kolejny cykl sedymentacyjny rozpoczęły terygeniczne utwory jury dolnej, początkowo lądowe, a następnie lądowo-morskie strefy przybrzeżnej (Szajn, 1980a). Zdaniem Złonkiewicza (2006b) reprezentują one środowiska: rzeki meandrującej, delty lub bliskiego szelfu pośredniego, delty, równi deltowej, prodelty lub laguny, bądź laguny i delty. Ich profil jest niepełny (luki sedymentacyjne). Wyrażna przerwa w depozycji zaznaczyła się też na początku środkowej jury (Szajn, 1980a). W tej części niecki miechowskiej stwierdzono obecność skał trzech pięter środkowojurajskich: bajosu, batonu i keloweju. Profil bajosu ograniczony jest do jego górnej części, a piętro keloweju – często do jego najniższej części (Złonkiewicz, 2006b). Osady terygeniczne akumulowane były w środowisku płytkomorskim, w pobliżu lądu, w zbiorniku cechującym się ruchami dna. Dopiero w keloweju doszło do rozszerzenia zalewu morskiego (zbiornik epikontynentalny) i dominować zaczęły osady węglanowe. Miąższość utworów jury dolnej i środkowej, w porównaniu np. z północną częścią obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (gdzie przebiegała ówczesna oś subsydencji bruzdy duńsko-polskiej), jest tu niewielka (Głazek, Kutek, 1976). Niewielkie luki sedymentacyjne pojawiają się jeszcze w profilu keloweju górnego i niższego oksfordu. Później zbiornik morski uległ pogłębieniu i warunki sedymentacji się ujednoliciły. W większej części profilu oksfordu występują kompleksy wapieni nerytycznych (pelitycznych, skalistych, drobnokrystalicznych) facji gąbkowej (Szajn, 1980a). Utwory te powstawały w różnych częściach szelfu – płytszych i głębszych (Złonkiewicz, 2006b). Pod koniec oksfordu i w kimerydzie doszło do spłylenia morza. Powstawać zaczęły płytkowodne wapienie koralowcowe, oolitowe i muszlowce (Szajn, 1977a, 1980a). W późnej jurze oś strefy maksymalnej subsydencji tego zbiornika przebiegała na linii Radomsko–Włoszczowa–Jędrzejów–Busko-Zdrój–Dębica (Złonkiewicz, 2011).

Ruchy tektoniczne pionowe, zachodzące na przełomie jury i kredy, związane z fazą młodokimeryjską, spowodowały wyniesienie obszaru niniejszego opracowania i rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych (Szajn, 1977a, 1980a). We wczesnej kredzie doszło do zrównania ówczesnej powierzchni badanego terenu. W lokalnych obniżeniach nagromadzony został gliniasty materiał

zwietrzelinowy o zwiększonej zawartości związków żelaza (glinki ochrowe na kontakcie utworów jury i kredy rozpoznano m.in. w okolicach Małogoszcza i Świdna – Szajn, 1977a, 1984). Okres lądowy, z działającymi intensywnie procesami erozji i denudacji, trwał na obszarze arkusza Włoszczowa prawie przez całą wczesną kredę (Szajn, 1980a). Dopiero pod koniec środkowego albu (Cieśliński, 1956; Cieśliński, Pożaryski, 1970) dotarła tu transgresja morska, postępująca stopniowo z północnego zachodu, tj. z centralnej części bruzdy duńsko-polskiej, na południe (Hakenberg, 1969; Hakenberg i in., 1973; Głazek, Kutek, 1976). Na przełomie albu i cenomanu oraz na pograniczu cenomanu i turonu (Jurkiewicz, Kowalczewski, red., 1970; Szajn, 1977a) dochodziło jeszcze do lokalnych spłyceń i wynurzeń, o czym świadczy brak skał cenomanu na niektórych odcinkach wychodni utworów podłoża kenozoiku w Pasmie Przedborsko-Małogoskim (Szajn, 1977a, 1980a). Młodsze ogniwa kredowe mają jednak coraz większy zasięg. Na przełomie cenomanu i turonu w zbiorniku morskim doszło do tzw. zdarzenia beztlenowego (Olszewska, 1996). Jego echem są być może ility, ility z krzemieniami i iłowce występujące w rejonie Jeżowca. W środkowym turonie na obszarze arkusza Włoszczowa (podobnie jak w niecce miechowskiej i w otoczeniu Gór Świętokrzyskich) ustaliła się dość jednorodna facja węglanowa (opoki i margle), wskazująca na spokojne warunki sedymentacji i pewne oddalenie od obszarów wyniesionych (Szajn, 1980a; Jurkiewicz, 1981). Trwała nieprzerwanie do mastrychtu. Jedynie okresowe zmiany ilości materiału terygenicznego dostarczanego do zbiornika powodowały osadzanie się wapieni piaszczystych, opok, margli, a miejscami nawet margli piaszczystych (Szajn, 1980a). Sedymentacja od turonu po mastrycht odbywała się w morzu otwartym, epikontynentalnym, w strefie osiowej przegłębnym, w którym żyła liczna makrofauna, głównie amonitów, belemnitów, małży i ramienionogów (Szajn, 1977a; Szymutko, 2019; Wieczorek, Cabaj, 2020). Rozwój górnokredowego cyklu sedymentacyjnego zaburzony został w późnym kampanie oraz na przełomie kampanu i mastrychtu ruchami wynoszącymi części północno-wschodniej i wschodniej niecki miechowskiej, w których efekcie pojawiła się seria detrytyczna (piaskowce), a centrum sedymentacji przesunęło się na południowy zachód (Szajn, 1977a, 1980a). Z kolei na południowy wschód od obszaru arkusza Włoszczowa, w rejonie Motkowic, powstawały nawet zlepieńce wapienne (Rutkowski, 1976). Po osadzeniu się piaskowców nastąpił nawrót sedymentacji węglanowej, we wczesnym i prawdopodobnie częściowo późnym mastrychcie, a następnie, w związku z nasilającymi się ruchami tektonicznymi fazy laramijskiej, rozpoczęło się wynoszenie obszaru niniejszego opracowania, intensywniejsze w jego części północno-wschodniej (Szajn, 1977a, 1980a), bliższej Góróm Świętokrzyskim i osiowej strefy dotychczasowej bruzdy duńsko-polskiej. Ruchy te uformowały główne jednostki tektoniczne badanego terenu, najlepiej rozwinięte w jego części północnej, w obrębie aktywnej tektonicznie strefy lineamentu Poznań-Rzeszów i w pobliżu przecięcia

się tego lineamentu ze strefą rozłamu świętokrzyskiego (Kutek, Głazek, 1972; Głazek, Kutek, 1976; Pożaryski, 1976; Szajn, 1980a). Na północny zachód od badanego terenu występuje elewacja radomszczańska (fałdy radomszczańskie), a utwory albu i kimerydu odsłaniają się na powierzchni terenu (Łuniewski, 1947; Pożaryski, 1971; Czubla, 1988; Żelaźniewicz i in., 2011). Wkładki bentonitów pojawiające się w utworach kampanu górnego, rozpoznane na badanym obszarze w Nowinach koło Komornik oraz na wschód od niego, w okolicach Czostkowa (Alexandrowicz, Parachoniak, 1958), wskazują na rozpoczęcie już w późnym kampanie podmorskiej działalności wulkanicznej. Wcześniejsze pojawianie się serii piaszczystych, ich większe miąższość i grubość ziarn w południowo-wschodniej części niecki miechowskiej nasuwają przypuszczenie, że to właśnie tu wcześniej zaznaczyły się pionowe ruchy wynoszące i przerwy w sedymentacji (Szajn, 1980a).

Już na początku paleogenu zaczęły się kształtować główne rysy morfologii obszaru arkusza Włoszczowa (Szajn, 1980a). W paleogenie i neogenie na badanym terenie i w jego sąsiedztwie dominowały warunki lądowe (Drzał, 1966; Gilewska, 1991; Lewandowski, 1996, 2015; Piwocki, 2004; Piwocki i in., 2004; Słodkowska, Kasiński, 2016). Zachodziły wówczas procesy wietrzenia i erozji rzecznej. W klimacie o dość wysokich temperaturach i wilgotności intensywne mogło być zwłaszcza wietrzenie chemiczne, powodujące krasowienie wapieni, odwapnianie opok i piaskowców wapienistych (Szajn, 1977a; Barcicki, Szajn, 1996). Paleogen, w związku z panującymi wówczas warunkami klimatycznymi sprzyjającymi niszczeniu i zrównywaniu laramijskiej rzeźby strukturalno-tektonicznej, zaznaczył się powstaniem tzw. powierzchni zrównania (Gilewska, 1991). Produkty paleogeńskiego i neogeńskiego wietrzenia skał podłoża wypełniają prawdopodobnie leje krasowe lub przeobrażone szczeliny krasowe (Drzał, 1966). Część z tych form uległa odnowieniu we wczesnym plejstocenie.

W neogenie uformowała się sieć rzeczna o dominującym układzie subsekwentnym, której założenia widoczne są do dziś (Nowak, 1970; Cabaj, Nowak, 1986). W miocenie doszło zapewne do ponownego zintensyfikowania działalności procesów krasowych w skałach węglanowych (Drzał, 1966). Z kolei w pliocenie nastąpiło przejście od klimatu wilgotnego do suchego, wyraźniej zaznaczyły się też wahania klimatyczne, ciepło–zimno, z tendencją do ochładzania.

Według Szajna (1977a, 1980a) w miocenie, podczas tektogenezy Karpat zewnętrznych, na badanym obszarze zaznaczyły się prawdopodobnie ruchy tektoniczne. Mogły się one przejawiać zwłaszcza powstawaniem uskoków przesuwczych na pograniczu niecki miechowskiej i wyodrębnionego już jako osobna jednostka strukturalna i geomorfologiczna antyklinorium świętokrzyskiego (Kutek, Głazek, 1972). Miocenijskie ruchy tektoniczne nie spowodowały znacznej modyfikacji struktur laramijskich, wywarły natomiast wyraźny wpływ na kształtowanie się morfologii, a zwłaszcza

rozwój sieci rzecznej w regionie świętokrzyskim (Lindner, 1977). Najpewniej w miocenie powstał też rów Rogów. Rozwinął się on na południowym skłonie antykliny Góry Chełmo. Zdeponowane w nim wówczas zostały osady piaszczyste (akumulacja mogła mieć miejsce również w pliocenie). Nieco na północ, w rejonie Kruszyna–Wiegomłyny występuje kolejna forma tego typu – rów Wielgomłynów (Wieczorek i in., 2023a). Również on jest wypełniony utworami neogeńskimi.

Obszar arkusza Włoszczowa znajduje się w obrębie wału metakarpackiego, uformowanego w wyniku nasunięcia się płaszczowin karpackich na ich przedpole (Tokarski, 1958).

Około 2 600 000 lat temu rozpoczęła się epoka lodowcowa, plejstocen, która zakończyła się 11 700 lat temu (Gibbard, 2015). Dawniej granicę między pliocenem a plejstocenem stawiano nieco wcześniej, około 1 900 000 lat temu (Lindner, 1992). W Polsce główną część plejstocenu, pod względem czasu trwania, stanowi plejstocen dolny (tzw. plejstocen przedglacjalny, preglacjalny). Mianem tym tradycyjnie określa się okres trwający do pierwszego nasunięcia lądolodu na dany obszar. Literatura wskazuje na co najmniej dwukrotny pobyt lądolodów zlodowaceń południowopolskich na obszarze arkusza Włoszczowa (Lindner, 1992, 2001; Lisicki, 2003; Mojski, 2005; Marks, 2011; Marks i in., 2016). Najbardziej prawdopodobne są zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2. Nie wiadomo czy na badany teren wkroczył lądolód zlodowacenia Nidy. Plejstocen przedglacjalny obejmuje tu więc przedział czasowy niemal 1 800 000–2 000 000 lat (fig. 6). O preglacjale na terenie badań nic nie wiadomo. Serie rzeczne tego wieku znane są z południowej części niecki miechowskiej (Różycki, 1972a; Lindner, 1984a) i z rejonu rowu Kleszczowa (Wieczorek, Stoiński, 2019). Zapewne i w okolicach dzisiejszej Włoszczowy dominowały wówczas procesy rzeczne, którym na stokach towarzyszyły procesy denudacji. Pod względem klimatycznym preglacjalny nie był jednorodny. Dawniej wyróżniano w nim dwa lub cztery cykle morfotwórczo-klimatyczne (Lindner, 1992; Mojski, 2005). Obecnie, korzystając np. z krzywych izotopowych tlenu (fig. 6), ustalono, że cykle zmian klimatycznych następowały dosyć szybko, ponieważ co około 41 000 lat (Lisiecki, Raymo, 2005, 2006; Head, Gibbard, 2015). W pewnych przedziałach czasowych mogło dochodzić do rozwoju czasz lodowych w centrach zlodowaceń (w północnej Europie głównie obszar Skandynawii), ale same zlodowacenia nie rozwijały się na większych obszarach (Batchelor i in., 2019). W preglacjale okresowo obniżały się temperatura i wilgotność. Natężenie procesów erozji rzecznej i denudacji było więc zmienne. Ich działalność nie była gwałtowna.

Plejstocen glacialny, który nastąpił po preglacjale, obejmuje jedynie  $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{3}$  plejstocenu. Jednak to z tego okresu pochodzą pokrywy osadów, w tym gliny zwałowe i eratyki, świadczące jednoznacznie o pobytach lądolodów skandynawskich. Stwierdzony na badanym terenie profil utworów glacialnych wskazuje na ich wiek, trzy piętra. Przyjęto, że rozpoznane osady można łączyć ze zlodowaczeniami:

Sanu 1 (MIS 16), Sanu 2 (MIS 12) i Odry (MIS 6) (fig. 6). Wydaje się, że położenie obszaru arkusza Włoszczowa w strefie między Górami Świętokrzyskimi i ich mezozoicznym otoczeniem (w tym Pasmem Przedborsko-Małopolskim) a Wyżyną Krakowsko-Częstochowską (Jura Polska) wpływało na transgresję lądolodów skandynawskich (podobnie wyniesienia podłoża kredowego (progi i garby) w rejonie Włoszczowy i garby kredowo-jurajskie na północ i północny zachód od badanego terenu) (Pożaryski, 1971; Cabaj, Nowak, 1986). Z pobytami lądolodów skandynawskich na obszarze niniejszego opracowania, a następnie z ich zanikiem wiąże się też kwestia ewentualnych ruchów izostacyjnych podłoża (Liszkowski, 1975). Ich pełny wymiar nie jest znany, choć same ruchy zapewne miały miejsce.

Lądolody zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 najpewniej pokryły w całości teren arkusza Włoszczowa (Lindner, 2001; Marks i in., 2016, 2019). Kwestia, który z nich sięgnął dalej na południe, jest nadal dyskutowana (Lindner, 2001; Mojski, 2005). Ze zlodowacenia Sanu 1 pochodzą gliny zwałowe, piaski wodnolodowcowe i mułki zastoiskowe. Utwory te zachowane są słabo – jedynie fragmentarycznie. Może to być zarówno efekt małej akumulacji wynikającej z szybszego ruchu lądolodu przekraczającego strefę położoną między obszarami nieco wyniesionymi, jak i niszczenia tych osadów w okresach późniejszych. Podobny inwentarz utworów pozostawił po sobie lądolód zlodowacenia Sanu 2. One też zachowały się fragmentarycznie.

Interesującym zagadnieniem jest paleogeografia interglacjału mazowieckiego. Przed laty uważano, że podczas tego interglacjału, nazywanego też wielkim, zachodziły intensywne procesy erozji rzecznej i denudacji, które miały doprowadzić do usunięcia znacznej części materiału lodowcowego (Różycki, 1972a; Różycki i in., 1973; Szajn, 1977a, 1978, 1980a; Kwapisz, 1978, 1980a, 1983a; Lindner, 1984b). Obecnie wiadomo, że interglacjał wielki, nawet jeśli był policykliczny, nie miał takiej siły sprawczej, jaką mu przypisywano. Interglacjały następowały po glacjałach, trwały względnie krótko, zazwyczaj kilkanaście tysięcy lat, niektóre też krócej. Ponadto podczas interglacjałów występowała zwarta roślinność, która dość skutecznie chroniła przed nadmiernymi denudacją i erozją rzeczna. Z dużym prawdopodobieństwem można za to założyć, że nasilenie procesów denudacji wynikało z izostatycznego (po ustąpieniu lądolodu) wynoszenia podłoża (Liszkowski, 1975) i neotektoniki. Brak utworów lodowcowych zlodowacenia Sanu 1 czy Sanu 2 na większych powierzchniach to raczej jednak wynik ich selektywnej pierwotnej depozycji (w czasie pobytu lądolodów tego wieku) na obszarze badań. Układ ówczesnej sieci rzecznej był nieco odmienny od obecnego. W części północno-wschodniej badanego terenu, u podnóża stoków Pasma Przedborsko-Małopolskiego, w kierunku południowo-wschodnim mógł płynąć ciek uchodzący do Praczarnej (Szajn, 1980a). Praczarza łączyła się prawdopodobnie z Prazwleczą. Ich połączone wody odprowadzane były na północ. Z kolei

Prapilica płynęła w kierunku północno-zachodnim (na południe od Koniecpolą) i łączyła się z Prawartą (Nowak, 1970; Różycki, 1972a).

Efektom znacznego ochłodzenia podczas MIS 6 było dość duże zlodowacenie, w Polsce obecnie nazywane zlodowaceniem Odry (Lindner, Marks, 2012; Marks i in., 2016, 2019). Na obszar badań łądolód tego wieku nasunął się z północy i północnego zachodu wyraźnym lobem (Różycki, 1972a; Cabaj, 1980, 1981; Kwapisz, 1980a; Szajn, 1980a; Kurkowski, 2015, 2016), lobem koniecpolskim, z którego podczas maksimum transgresji wyodrębniły się dwa drugorzędne loby (Różycki, 1972a; Cabaj, Nowak, 1986). Jeden z nich transgredował w dolinę Pilicy (Kwapisz, 1980a), a drugi – w kierunku doliny Lipnicy, jako jezior lodowcowy Lasochowa (Szajn, 1977a, 1978). Odpływ części wód lodowcowych lub ekstraglacialnych zachodził w kierunku południowo-wschodnim, do Pranidy, poprzez Prabiałą Nidę (Drozd i in., 2020, 2021a), kolejna część wód była blokowana w górnych odcinkach dolin, a jeszcze inna być może odpływała pod łądolód. W zablokowanych (podpartych przez łądolód) odcinkach dolin dochodziło do akumulacji utworów zastoiskowych (Czarnik, 1966; Różycki, 1972a; Cabaj, 1980, 1981). Ich miąższość jest różnie interpretowana (Kwapisz, 1980a, b; Drozd i in., 2021b, c). Poza serią zastoiskową powstały wówczas także osady lodowcowe i wodnolodowcowe. Zanik łądolodu miał złożony charakter (Lindner, 1977). Zachodziła tu deglacjacja frontalna, której śladem są formy morenowe i akumulacji szczelinowej występujące w północno-zachodniej części obszaru arkusza (Szajn, 1980a, b; Cabaj, 1980), i arealna, z której pochodzą kemy i tarasy kemowe (Żoźnierz, 1971; Szajn, 1980a, b). Podczas zaniku łądolodu powstał też odpływ Prapilicy w kierunku północnym (Nowak, 1970; Barcicki in., 1984; Cabaj, Nowak, 1986). Pierwotnie w tym kierunku płynęły prawdopodobnie jedynie Prazwlecza i Praczarza (Nowak, 1970; Cabaj, Nowak, 1986).

Z interglacjałem eemskim (MIS 5e) na obszarze opracowania nie powiązано żadnych osadów. Zakładana przez Szajna (1980a), w ślad za Różyckim i innymi (1973), znaczna działalność procesów erozji rzecznej (sięgającej do głębokości nawet około 15–30 m) nie miała wówczas miejsca. W tym okresie występowała zwarta pokrywa roślinna, leśna, ograniczająca działalność procesów stokowych i rzecznych. Sieć rzeczna była wówczas taka, jaka obserwowana jest obecnie – Prapilica odprowadzała wody na północ, a pozostałe ciekі uchodziły do niej. Rozwój dolin cieków takich jak Jeżówka, Kurzelówka czy Baryczka uzależniony był wówczas od procesów jakie zachodziły wcześniej, tj. podczas zlodowacenia Odry – przekształcały one formy wówczas utworzone.

Podczas zlodowacenia Wisły (MIS 5d–MIS 2) stopniowo ochładzało się, aż wreszcie na obszar arkusza Włoszczowa powróciły warunki peryglacialne. Czoło łądolodu znajdowało się około 150–200 km na północ od badanego terenu (Lindner, 1992; Mojski, 2005; Marks i in., 2016). Na stokach zbudowanych głównie ze skał albskich tworzyły się pokrywy peryglacialne, natomiast

w dolinach odbywały się erozja i sedymentacja rzeczne, prowadzące do ukształtowania się tarasów rzecznych (Szajn, 1980a, b). Układ sieci rzecznej był wówczas taki, jak dziś. Powstawały też utwory rzeczno-deluwialne. Pod koniec tego piętra glacialnego w dolinach większych rzek doszło do rozciągnięcia głównego poziomu tarasu rzeczno-deluwialnego i ukształtowania dwóch niższych poziomów. Dzięki analizie NMT udało się wydzielić m.in. poziom z dużymi późnoglacialnymi paleomeandrami. Znacznie lepiej są one rozwinięte w odcinkach doliny Pilicy położonych bardziej na północ od badanego terenu (Marosik, 1984; Wieczorek i in., 2023a, b).

Ze schyłkiem plejstocenu i początkiem holocenu (panującymi wówczas zmiennymi warunkami klimatycznymi) na opisywanym obszarze związane są utwory: deluwialne, rzeczno-deluwialne, stożków napływowych, bagienne i eoliczne. W Niece Włoszczowskiej najbardziej charakterystycznymi formami tego wieku są wydmy (fig. 8). Powstawały one głównie w późnym glacialu, podczas najstarszego, starszego i młodszego dryasu (w warunkach silnych ochłódzeń i spadku wilgotności), ale były też miejscami uruchamiane w holocenie, w związku z działalnością człowieka.

W holocenie na badanym terenie dominowały i nadal dominują procesy rzeczne (formujące kolejne tarasy rzeczne). Miejscami, w dnach dolin rzecznych lub zagłębieniach bezodpływowych, dochodziło i dochodzi do akumulacji utworów organicznych (torfów) lub mineralno-organicznych (piasków humusowych i namulów). Nasiloną działalność człowieka w ostatnich dwóch stuleciach – wylesianie, intensyfikacja uprawy roli i rozwój hodowli – zwiększyła natężenie procesów erozji rzecznej i denudacji (w dnie doliny Pilicy doszło miejscami do powstania niższego tarasu zalewowego, którego rozwój związany był z dziczeniem rzeki).

#### IV. PODSUMOWANIE

Badania geologiczne obszaru arkusza Włoszczowa, przeprowadzone przez J. Szajna w latach 1976–1978, pozwoliły na szczegółowe rozpoznanie jego budowy geologicznej. Na uwagę zasługuje: — ustalenie przebiegu granic geologicznych rozdzielających utwory: jury górnej, kredy dolnej i kredy górnej w części północno-wschodniej obszaru arkusza – bardziej skomplikowanego od przedstawianego wcześniej, z szeregiem uskoków poprzecznych o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego (75–90°) (system tych uskoków występuje prawdopodobnie na całej długości Pasma Przedborsko-Małogoskiego i na skraju niecki miechowskiej – Hakenberg, 1974; Szajn, 1977a, 1983, 1984); — rozpoznanie zasięgu utworów związanych ze zlodowaceniem środkowopolskim (obecnie zlodowaceniem Odry – MIS 6) – wyznaczenie strefy marginalnej w części północno-zachodniej

badanego terenu, w okolicach Myśliwczowa i Łazowa (wyniki obecnych prac w dużym stopniu potwierdziły obserwacje Szajna);

- wyróżnienie, na podstawie wyników badań geofizycznych (Wachowicz, 1978), głębokiej formy negatywnej położonej na południowy zachód od Pasma Przedborsko-Małoskiego (rejon Józefów–Zalesie) – prawdopodobnie kopalnej doliny rzecznej z interglacjału wielkiego;
- wskazanie, na podstawie wyników badań geofizycznych, możliwości występowania kopalnego obniżenia położonego na południowy zachód od brachyantykliny Dobromierza (obecnie, w świetle analizy tego terenu z użyciem NMT, wykluczono jego istnienie).

Szajn (1980a) zasygnalizował też kwestie nierozwiązane i/lub budzące wątpliwości:

- tektonika utworów górnokredowych w okolicach Bobrowników, gdzie stwierdzono znaczne zestromienie warstw skalnych mastrychtu (upady do 20–22°) i szereg zespołów spękań tektonicznych;
- charakter form morfologicznych występujących w rejonie Myśliwczów–Łazów i ranga stratygraficzna tej strefy (które, zdaniem Szajna (1980a), wymagają przeprowadzenia badań porównawczych na obszarach sąsiednich);
- profil czwartorzędu w rejonach Lubicz–Kolonja Lubicz–Jeżowiec i Józefów–Zalesie oraz na południe od nich (potwierdzenie lub wykluczenie obecności kopalnych form plejstoceńskich wymaga rozpoznania wiertniczego).

Prace aktualizacyjne, wykonane przez D. Wieczorka w latach 2020–2021, pozwoliły na:

- poprawienie i uściślenie przebiegu granic geologicznych (przede wszystkim utworów czwartorzędowych);
- dostosowanie wydzieleni geologicznych do schematu stratygraficznego zawartego w Instrukcji (2004);
- opracowanie nowego szkicu geomorfologicznego ([tabl. I](#));
- opracowanie nowego szkicu geologicznego odkrytego (w tym wykreślenie izohips) ([tabl. II](#));
- zestawienie profili litologicznych wybranych otworów zamieszczonych na mapie geologicznej ([tabl. IV i V](#));
- określenie wieku bezwzględnego metodą OSL piaszczystych utworów rzecznych rozpoznanych w dwóch odsłonięciach (punkty dok. 2 i 4 – [tab. 2](#), [tabl. VI](#)).

Dalszych badań wymagają:

- strefa kontaktu osadów lodowcowych zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich (do rozpoznania m.in. badaniami lito-petrograficznymi glin zwałowych);
- przebieg i morfologia kopalnych dolin czwartorzędowych (do dokładniejszego ustalenia badaniami geofizycznymi i wierceniami);

- prawdopodobne struktury krasu kopalnego i utwory je wypełniające (do bliższego rozpoznania badaniami geofizycznymi i wierceniami);
- utwory organiczne późnego glaciału występujące m.in. w rejonach: Brześcia, Kurzelowa (otw. 87 i 88), Jeżowic (bagny Wielka) i Włoszczowy (Bezdeny Dół) (do potwierdzenia badaniami paleobotanicznymi i oznaczeniami wieku bezwzględnego metodą radiowęglą);
- struktury tektoniczne w utworach kredowych (do rozpoznania badaniami geofizycznymi).

Kielce, 2022 r.

## LITERATURA

- Alexandrowicz S., Parachoniak A., 1958 — Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej. *Acta Geol. Pol.*, **8**, 2.
- Ameryk P., 2020 — Opowieść o dawnej Włoszczowie. Kontur, Włoszczowa.
- Banaśkiewicz K., 1971 — Płaty krajobrazowe środkowo-wschodniej części Niecki Włoszczowskiej (praca magisterska). Arch. UP, Kraków. [maszynopis]
- Banaśkiewicz-Cabaj K., Cabaj W., 2007 — Formy pogrzebane w dnach dolin – na przykładzie doliny Pilicy w Niece Nidziańskiej. W: Doliny rzeczne: przyroda–krajobraz–człowiek. *Pr. Kom. Kraj. Kult.*, 7.
- Baraniecka M.D., 1969 — Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. *Kwart. Geol.*, **13**, 2.
- Baraniecka M.D., 1971 — Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **13** (J.E. Mojski, red.). *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z., 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **13** (J.E. Mojski, red.). *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Barcicki M., Cabaj W., Kwapisz B., 1984 — Przełom Pilicy w Przedborzu. *Kieleckie Studia Geograficzne, WSP w Kielcach*, **3**.
- Barcicki M., Szajn J., 1996 — Cechy teksturalne wybranych osadów trzecio- i czwartorzędowych Wyżyn Środkowopolskich. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.
- Batchelor C.L., Margold M., Krapp M., Murton D.K., Dalton A.S., Gibbard P.L., Stokes C.R., Murton J.B., Manica A., 2019 — The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nat. Commun.*, **10**, 3713.
- Biernat S., Haisig J., Lewandowski J., Wilamowski S., 1980 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Częstochowa (57), wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Bińka K., 2010 — Reinvestigation of the interglacial pollen flora at Zójno, Central Poland. *Stud. Quatern.*, **27**.
- Biskupska Z., 1958 — Wyniki badań nad bentonitem regionu świętokrzyskiego w latach 1956–1958. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Błaszkievicz A., 1965 — O dwóch gatunkach rodzaju *Pachydiscus* z mastrychtu okolic Włoszczowej (synklinorium miechowskie). W: Z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. **1**. *Biul. Inst. Geol.*, 192.
- Bruj M., Roman M., 2007 — Zasięg pojezierza z interglaciału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądłolodów zlodowaceń środkowopolskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425.
- Buła Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **171**.

- Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Prz. Geol.*, **56**, 10.
- Cabaj W., 1974 — Geneza wzgórz plejstoceniowych w północnej części Niecei Włoszczowskiej. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie*, **55**, *Pr. Geogr.*, 6.
- Cabaj W., 1980 — Deglacjacja lądolodu środkowopolskiego w północnej części Niecei Nidziańskiej (praca doktorska). Arch. UP, Kraków. [maszynopis]
- Cabaj W., 1981 — Deglacjacja północnej części Niecei Nidziańskiej w czasie zlodowacenia środkowopolskiego. *Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, **14**.
- Cabaj W., 1991 — Geneza wyższych teras Pilicy w Niecei Nidziańskiej między Koniecpolem a Przedborzem. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie*, **142**, *Pr. Geogr.*, 13.
- Cabaj W., 2002 — Trudności w interpretacji niektórych struktur postsedymencyjnych. W: Mat. konf. 2. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne. Peryglacja plejstoceniowa w osadach i rzeźbie obszaru Polski (R. Sołtyski, red.). „Jodłowy Dwór” pod Świętym Krzyżem, 9–11.05.2002. Kielce.
- Cabaj W., Nowak W.A., 1986 — Rzeźba Niecei Nidziańskiej. *Stud. Ośr. Dokument. Fizjogr.*, **14**.
- Chruszcz A., 1998a — Fauna górnokredowa z rejonu Włoszczowy i jej znaczenie dla kształtowania ochrony przyrody nieożywionej tego regionu. *Stud. Kieleckie, Ser. Geol.-Geogr.*, 3.
- Chruszcz A., 1998b — Nowe dane o występowaniu śladów żerowania *Polychaeta* (ichnofauna) w osadach mastrychtu w rejonie Włoszczowy (Niecea Włoszczowska). *Stud. Kieleckie, Ser. Geol.-Geogr.*, 3.
- Chruszcz A., 1998c — Nowe stanowisko występowania jeżowca *Echinocorys magnus* Nietsch w osadach mastrychtu okolic Włoszczowy (Niecea Włoszczowska). *Stud. Kieleckie, Ser. Geol.-Geogr.*, 3.
- Cieśliński S., 1956 — Stratygrafia i tektonika kredy między Dobromierzem i Józefowem a Przedborzem nad Pilicą. W: Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. **1**. *Biul. Inst. Geol.*, 113.
- Cieśliński S., 1959 — Początki transgresji górnokredowej w Polsce (bez Karpat i Śląska). *Kwart. Geol.*, **3**, 4.
- Cieśliński S., Marek S., Raczyńska A., 1973 — Kreda Niżu Polskiego. W: Budowa Geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. **2**. Mezozoik. Wyd. Geol., Warszawa.
- Cieśliński S., Pożaryski W., 1970 — Kreda. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**.
- Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczyłowska M., Vidal G., Claesson S., 1995 — Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *J. Geol. Soc.*, **152**, 4.
- Czarnik J., 1966 — Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpola nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.*, **16**, 3.
- Czarnocki J., 1925 — Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. PIG*, 11.
- Czarnocki J., 1927 — O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. nauk. PIG*, 17.
- Czarnocki J., 1931 — Dyluwjum Gór Świętokrzyskich. Zastoisko środkowopolskie. Uwagi ogólne co do wieku polskich zlodowaceń. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **7**.
- Czubla P., 1988 — Tektonika elewacji radomszczańskiej na podstawie metod mezostrukturalnych. *Prz. Geol.*, **36**, 10.
- Czubla P., 2015 — Analiza zespołów eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. W: Strefa marginalna lądolodu warty w środkowej i wschodniej Polsce (K. Turkowska, red.). *Acta Geogr. Lodz.*, 103.
- Daniec J., 1970 — Jura środkowa. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**.

- Deczkowski Z., 1997 — Trias górny. Noryk i retyk. Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Dembowski F., 1952 — Utwory kredowe w okolicy Góry Chełmowej i Góry Majowej na zachód od Przedborza nad Pilicą. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- Dobrowolski R., Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., 2014 — Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Prz. Geol.*, **62**, 1.
- Drozd M., Trzepla M., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Secemin (848) (wraz z Objasneniami) – reambulacja. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- Drozd M., Trzepla M., Wieczorek D., 2020 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849) – reambulacja. *Państw. Inst. Geol.-PIB*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drozd M., Trzepla M., Wieczorek D., 2021a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849) – reambulacja. *Państw. Inst. Geol.-PIB*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drozd M., Trzepla M., Wieczorek D., 2021b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Secemin (848) – reambulacja. *Państw. Inst. Geol.-PIB*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drozd M., Trzepla M., Wieczorek D., 2021c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Secemin (848) – reambulacja. *Państw. Inst. Geol.-PIB*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drzał M., 1966 — Kras kopalny na obszarze między Pilicą a Nidą. *Ann. UMCS, Sec. B*, **19**, 3.
- Dylik J., Jurkiewiczowa I., 1951 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Łódź, wyd. A. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Fijałkowska A., 1995 — Analiza palinologiczna osadów górnego permu i triasu w wybranych profilach wiertniczych z obszaru Niecki Miechowskiej. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Oddział Świętokrzyski*, Kielce.
- Fijałkowska-Mader A., 2013 — Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat późnego permu i triasu niecki Nidy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 454.
- Fijałkowska E., Fijałkowski J., 1964 — O występowaniu ochry w utworach mezozoicznych obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Muz. Świętokrzys.*, **2**.
- Filonowicz P., 1972 — Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Filonowicz P., 1980a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce (58), wyd. A. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1980b — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Kielce (58). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Filonowicz P., 1981 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce (58), wyd. B. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Gajewska I., 1997a — Trias górny. Kajper. Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Gajewska I., 1997b — Trias środkowy (wapień muszłowy–kajper dolny). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Gębica P., 2004 — Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Zagosp. PAN*, 193.
- Gębica P., Szczepanek K., Wieczorek D., 2009 — Late vistulian alluvial filling in the San river valley in the Carpathian foreland (north of Jarosław town). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **43**.

- Gibbard P.L., 2015 — The Quaternary System/Period and its major subdivisions. *Russian Geology and Geophysics*, **56**, 4.
- Gilewska S., 1972 — Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Geomorfologia Polski. **1**. Polska Południowa. Góry i wyżyny (M. Klimaszewski, red.). PWN, Warszawa.
- Gilewska S., 1991 — Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. W: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze (L. Starkel, red.). PWN, Warszawa.
- Głazek J., Kutek J., 1970 — The Holy Cross Mts Area in the Alpine Dystrophic cycle. *Bull. Pol. Acad. Sci., Ser. Sc. Geol. Geogr.*, **14**, 4.
- Głazek J., Kutek J., 1971 — Obszar Gór Świętokrzyskich w alpejskim cyklu diastroficznym. *Prz. Geol.*, **19**, 10.
- Głazek J., Kutek J., 1976 — Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. W: Mat. konf. Przewodnik 48. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice, 22–24 września 1978 (W. Pożaryski, J. Głazek i in., red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Górska-Zabielska M., Wieczorek D., Zabielski R., Stoński A., 2022 — Głazy narzutowe z okolic Przedborza jako obiekty geodziejstwa oraz ich znaczenie dla geologii czwartorzędowej i geoturystyki. *Prz. Geol.*, **70**, 1.
- Grzybowski K., 1972 — Uwagi o plejstocenie w dolinie Pilicy na południe od Sulejowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Hadamik C., 2004 — Bebelno koło Włoszczowy. Wieś i siedziba rycerska w wiekach średnich. Reg. Ośr. Bad. i Dok. Zabyt. w Kielcach. Kontur, Włoszczowa.
- Haisig J., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Częstochowa (57), wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Haisig J., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Częstochowa (57), wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Haisig J., 2011c — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Częstochowa (57) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Haisig J., Biernat S., 1980 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Częstochowa (57), wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Haisig J., Wilanowski S., 1980 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Częstochowa (57). Inst. Geol., Warszawa.
- Hakenberg M., 1962 — Nowe dane o utworach kredy środkowej Sobkowa i Staniewic w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **10**, 9.
- Hakenberg M., 1969 — Alb i cenoman między Małogoszczem a Staniewicami w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, **26**.
- Hakenberg M., 1973 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Inst. Geol., Warszawa.
- Hakenberg M., 1974 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Inst. Geol., Warszawa.
- Hakenberg M., 1986 — Alb i cenoman w niecce miechowskiej. *Stud. Geol. Pol.*, **86**.
- Hakenberg M., Jurkiewicz H., Woński J., 1973 — Profile kredy środkowej w północnej części niecki miechowskiej. *Kwart. Geol.*, **17**, 4.
- Hakenberg M., Lindner L., 1971 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 2.

- Hakenberg M., Świdrowska J., 1996 — Rozwój paleogeograficzny Niecki Miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.
- Head M.J., Gibbard P.L., 2015 — Early-Middle Pleistocene transitions: Linking terrestrial and Marine realms. *Quatern. Internat.*, **389**.
- Henkiel A., 1995 — Nowa koncepcja morfogenezy Wyżyny Lubelskiej – geologia i geomorfologia Równiny Bełżyckiej. *Ann. UMCS Sec. B*, **48**, 11.
- Hermańska A., Smyka R., 1990 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żytno (811). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Hermańska A., Smyka R., 1991 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żytno (811). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Hughes P.D., Gibbard P.L., Ehlers J., 2020 — The „missing glaciations” of the Middle Pleistocene. *Quatern. Res.*, **96**.
- Janaczek S. (red.), 2005 — Słownik geograficzno-historyczny powiatu włoszczowskiego. Zakład Poligraficzny Print, Włoszczowa.
- Janaczek S., 2007 — Włoszczowa. Zarys dziejów miasta do końca XVIII wieku. Zakład Poligraficzny Print, Włoszczowa.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1972 — Kreda górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 2.
- Jaśkowski B., 1978 — Cechy granulometryczne piasków eolicznych pola wydmy leżącego na wschód od wsi Kąty w Niecce Włoszczowskiej. *Pr. Geogr. WSP Kielce*.
- Jaśkowski B., 1981 — Wydmy Niecki Włoszczowskiej (praca doktorska). Inst. Geogr. Fiz. i Kształt. Środowiska, UŁ. [maszynopis]
- Jaśkowski B., 1984 — Budowa i wiek wydmy w Zwleczy w Niecce Włoszczowskiej. *Kieleckie Studia Geograficzne, WSP w Kielcach*, **3**.
- Jaśkowski B., 1988 — Budowa i wiek wydmy w Pukarzowie w północnej części Niecki Włoszczowskiej. *Kieleckie Studia Geograficzne, WSP w Kielcach*, **4**.
- Jaśkowski B., 1996 — Geneza i wiek wydmy na obszarze Niecki Włoszczowskiej. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.
- Jaśkowski B., 1999 — Związek późnovistuliańskich procesów wydmywających w regionie świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża. *Prz. Geol.*, **47**, 11.
- Jaworowski K., 1962 — Jura w zachodniej części rygla przedborskiego. *Prz. Geol.*, **10**, 1.
- Jurkiewicz H., 1965a — Problemy strukturalne niecki Nidy i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz możliwości występowania na tych obszarach ropy naftowej i gazu. *Prz. Geol.*, **13**, 8.
- Jurkiewicz H., 1965b — Profil wiercenia w Bożej Woli. *Prz. Geol.*, **13**, 9.
- Jurkiewicz H., 1972 — Stratygrafia wyższego triasu z otworu Boża Wola IG-1 w świetle nowych materiałów dokumentacyjnych. *Prz. Geol.*, **20**, 6.
- Jurkiewicz H. (red.), 1973 — Węgrzynów IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 7.
- Jurkiewicz H., 1974 — Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **18**, 1.
- Jurkiewicz H. (red.), 1974a — Milianów IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 21.
- Jurkiewicz H. (red.), 1974b — Węgleszyn IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 19.
- Jurkiewicz H., 1975 — Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej niecki miechowskiej. W: Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. **11. Biul. Inst. Geol.**, 283.
- Jurkiewicz H. (red.), 1976a — Jaronowice IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 34.
- Jurkiewicz H. (red.), 1976b — Pągów IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 33.

- Jurkiewicz H., 1976c — Stan badań mezozoiku NW i N obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **24**, 8.
- Jurkiewicz H. (red.), 1980 — Potok Mały IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 51.
- Jurkiewicz H., 1981 — Kreda centralnej części niecki miechowskiej. *Pr. Geogr. WSP Kielce*.
- Jurkiewicz H. (red.), 1990 — Włoszczowa IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 70.
- Jurkiewicz H. (red.), 1991a — Biała Wielka IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 74.
- Jurkiewicz H. (red.), 1991b — Książ Wielki IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 71.
- Jurkiewicz H. (red.), 1993 — Boża Wola IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 76.
- Jurkiewicz H. (red.), 1994 — Secemin IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 77.
- Jurkiewicz H. (red.), 1999 — Jędrzejów IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 92.
- Jurkiewicz H., 2000 — Litostratygrafia i paleogeografia karbonu centralnej części niecki miechowskiej. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 4.
- Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., Wierzbowski Z., 1969 — Przekrój geologiczny przez osady permsko-mezozoiczne Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **13**, 3.
- Jurkiewicz H., Kowalczewski Z. (red.), 1970 — Charakterystyka strukturalno-geologiczna oraz ropo- i gazoność Niecki Nidziańskiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Jurkiewicz H., Woźniński J., 1965 — Kilka uwag o przypowierzchniowej budowie centralnej części brachy-antykliny Dobromierza. *Prz. Geol.*, **13**, 5.
- Jurkiewicz H., Żakowa H., 1969 — Nowe dane o paleozoiku w podłożu Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **13**, 2.
- Jurkiewicz H., Żakowa H., 1972 — Rozwój litologiczno-paleogeograficzny dewonu i dolnego karbonu w Niece Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- Jurkiewiczowa I., 1961a — Czwartorzęd dorzecza Widawki. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **10** (E. Rühle, red). *Biul. Inst. Geol.*, 169.
- Jurkiewiczowa I., 1961b — Region świętokrzyski. Materiały do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000, ark. Przedbórz (pas 44, słup 30) 1:100 000. Wyd. B (zaktualizowane). Wyd. Geol., Warszawa.
- Jurkiewicz I., 1965 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czermno (776). Inst. Geol., Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., 1967 — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. W: Z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. **2**. *Biul. Inst. Geol.*, 200.
- Jurkiewiczowa I., 1968 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czermno (776). Inst. Geol., Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., Mamakowa K., 1960 — Interglacjał w Sewerynowie koło Przedborza. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **9**. *Biul. Inst. Geol.*, 150.
- Jurkiewiczowa I., Różycki F., Różycki S.Z., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Łódź, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Kaczmarek I., 1973 — Late-glacial diatom flora at Knapówka near Włoszczowa (South Poland). *Acta Paleobot.*, **14**, 3.
- Karaszewski W., 1960 — Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, **4**, 4.
- Karaszewski W., 1962 — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W: Czterdzieści lat Instytutu Geologicznego 1919–1959. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 3.
- Karaszewski W., Kopik J., 1970 — Jura dolna. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**.

- Karczewski L., 1965 — Fauna i stratygrafia malmu okolic Radomska. W: Z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. **1. Biul. Inst. Geol.**, 192.
- Karnkowski P., 1983 — Główne fazy orogeniczne przedgórze Karpat. *Prz. Geol.*, **31**, 12.
- Karnkowski P.H., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Prz. Geol.*, **56**, 10.
- Karnkowski P., Karnkowski W., Tomczyk H., 1974 — Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Część południowo-wschodnia. Masyw małopolski. Bajkalski kompleks strukturalny. W: Budowa geologiczna Polski. **4. Tektonika. 1. Niż Polski.** Inst. Geol., Warszawa.
- Klimaszewski M., 1952 — Zagadnienie plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Konon A., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Prz. Geol.*, **56**, 10.
- Kopik J., 1970 — Retyk. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**.
- Kopik J., 1973a — Retyk. Góry Świętokrzyskie. Obszar pozakarpcki. W: Budowa geologiczna Polski. **1. Stratygrafia. 2. Mezozoik** (S. Sokołowski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Kopik J., 1973b — Retyk. Niecka miechowska. Obszar pozakarpcki. W: Budowa geologiczna Polski. **1. Stratygrafia. 2. Mezozoik** (S. Sokołowski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Kowalczewski Z., 1981 — Litostratygrafia wendy w Górach Świętokrzyskich i niecce miechowskiej. W: Mat. konf. Przewodnik 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce 6–8 września 1981 (H. Żakowa, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Kowalczewski Z., 1990 — Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski (litostratygrafia, tektonika, paleogeografia). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **131**.
- Kowalczewski Z., 2000 — Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzysko-nidziańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 4.
- Kowalczewski Z., Lendzion K., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Kambr. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Kowalski W.R., 1983 — Stratigraphy of the Upper Precambrian and lowest Cambrian in southern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **33**, 1–4.
- Krassowska A., 1997 — Kreda górna (alb górny–mastrycht). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Krupiński K.M., 2000 — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **169**.
- Krzyszowski D., 1991 — Stratigraphy, sedimentology and ecology of the lacustrine deposits of the Ferdynandovian Interglacial in Bełchatów outcrop (Central Poland). *Folia Quatern.*, 61/62.
- Kuleta M., Zbroja S., 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. W: Mat. konf. 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r.: materiały konferencyjne (S. Skompski, A. Żylińska, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kurkowski S., 2015 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Koniecpol (847). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kurkowski S., 2016 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Koniecpol (847). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Kutek J., 1967 — Uwagi o stratygrafii środkowej kredy okolic Przedborza i Radomska. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **9**.
- Kutek J., 1968 — Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. *Acta Geol. Pol.*, **18**, 3.
- Kutek J., 1969 — Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II – Paleogeografia. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 2.
- Kutek J., 1996 — Obszar niecki nidziańskiej jako część polskiego permsko-mezozoicznego basenu ryftowego. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.
- Kutek J., Głazek J., 1972 — The Holy Cross Area, Central Poland, in the Alpine Cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 4.
- Kwapisz B., 1978 — Czwartorzęd dorzecza górnej Mierzawy. *Kwart. Geol.*, **22**, 1.
- Kwapisz B., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Secemin (848). Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Secemin (848). Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1983a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Przedbórz (775). Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1983b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przedbórz (775). Inst. Geol., Warszawa.
- Latałowa M., 2003 — Palinostratygrafia. Czwartorzęd. Późny vistulian. W: *Palinologia* (S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska, red.). Inst. Bot. PAN, Kraków.
- Lewandowski J., 1996 — Główne czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 71.
- Lewandowski J., 2015 — Kenozoik regionu śląsko-krakowskiego. Wyd. UŚ, Katowice.
- Lewiński J., 1908 — Pasma Przedborskie. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU A*, 48.
- Lewiński J., 1912 — Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. TNW*, **5**, 8.
- Lindner L., 1970a — Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3.
- Lindner L., 1970b — Glacjalne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3.
- Lindner L., 1971 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W: *Plejstocen Polski* (S.Z. Różycki, red.). 6. *Stud. Geol. Pol.*, **35**.
- Lindner L., 1972 — Plejstocen północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Lindner L., 1977 — Zlodowacenia plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, **53**.
- Lindner L., 1979 — Pozycja stratygraficzna i rozprzestrzenienie glin zwałowych w środkowej części Wyżyny Małopolskiej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **23**.
- Lindner L., 1980 — Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 3.
- Lindner L., 1982 — Problematyka czwartorzędu zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **26**.
- Lindner L., 1984a — Obszary występowania i stratygrafia. Plejstocen. Eoplejstocen. Region świętokrzyski. W: *Budowa geologiczna Polski*. 1. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa.
- Lindner L., 1984b — Obszary występowania i stratygrafia. Plejstocen. Mezoplejstocen. Region świętokrzyski. W: *Budowa geologiczna Polski*. 1. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa.

- Lindner L., 1984c — Pozycja chronostratygraficzna oraz transgresja, maksymalny zasięg i zanik lądolodu zlodowacenia Odry na Wyżynie Małopolskiej. W: Mat. konf. Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przewodnik konferencji. Sosnowiec, 19–23 września 1984. UŚ, Katowice.
- Lindner L., 1988a — Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, **36**, 1.
- Lindner L., 1988b — Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie Wyżyny Miechowskiej i Niecki Nidziańskiej. *Prz. Geol.*, **36**, 3.
- Lindner L., 1992 — Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W: Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia (L. Lindner, red.). Wyd. PAE, Warszawa.
- Lindner L., 2001 — Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. *Prz. Geol.*, **49**, 9.
- Lindner L., Brykczyńska E., 1980 — Organogenic deposits at Zbójno by Przedbórz, western slopes of the Holy Cross Mts and their bearing on stratigraphy of the Pleistocene of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **30**, 2.
- Lindner L., Grzybowski K., 1982 — Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **32**, 3–4.
- Lindner L., Kowalski W.R., 1974 — Czwartorzędowe zasypianie rejonu Miedzianki koło Chęciny. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 2.
- Lindner L., Marks L., 2012 — O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, **60**, 1.
- Lindner L., Marks L., Nita M., 2013 — Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quatern. Internat.*, **292**.
- Lindner L., Mastella L., 2000 — Geneza i wiek przełomu Wiernej rzeki (Łososiny) w rejonie Bocheńca (Góry Świętokrzyskie). W: Mat. konf. Geomorfologia gór i wyżyn w Polsce – kontrowersje i nowe spojrzenia (B. Jaśkowski, R. Sołtysik, red.). Wólka Milanowska, 16–19.05.2000. Kielce.
- Lindner L., Mastella L., 2002 — Geneza i wiek przełomu Wiernej Rzeki (Łososiny) w rejonie Bocheńca, SW obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świąt. w Kielcach*, 6.
- Lindner L., Nawrocka M., Wartołowska J., 1972 — Mapa Geologiczna w skali 1:10 000. Odcinek 6 Centralnej Magistrali Kolejowej. Charakterystyka budowy geologicznej. Arch. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- Lindner L., Rzętkowska-Orowiecka A., 1998 — New data on interglacial sediments at Zakrucze near Małogoszcz, the Holy Cross Region. *Geol. Quart.*, **42**, 2.
- Lindner L., Ziemińska-Tworzydło M., 1974 — Osady interglacjału eemskiego w Zakruczu koło Małogoszcza. *Kwart. Geol.*, **18**, 3.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005 — A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, **20**, 1.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2006 — Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quatern. Sci. Rev.*, **26**, 1–2.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Lisowski K., Wasiak J., Włesz L., 1989 — Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych. Temat: Niecka miechowska i tereny przyległe, 1987–1989. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.

- Liszowski J., 1975 — Wpływ obciążenia łądolodem na plejstocенską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. W: Mat. konf. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. **1.** Materiały I-go Krajowego Sympozjum, Warszawa – listopad 1975. Wyd. Geol., Warszawa.
- Łuniewski A., 1947 — Z geologii okolic Radomska i cztery głębokie wiercenia na Kujawach. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **38**.
- Łyczewska J., 1959 — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego w świetle aktualnej problematyki. *Prz. Geol.*, **7**, 2.
- Łyczewska J., 1971 — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. W: Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Pr. Inst. Geol.*, **64**.
- Madeyska T., 1995 — Roślinność Polski u schyłku części ostatniego zlodowacenia. *Prz. Geol.*, **43**, 7.
- Makowski H., 1953a — Notatka o znalezieniu bentonitu w Nowinach k/Komornik na ark. Włoszczowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Makowski H., 1953b — Zestawienie prac terenowych 17-osobowej grupy magistrantów Uniwersytetu Warszawskiego na granicy kredy i jury, na arkuszu: Włoszczowa, Jędrzejów, Kielce, Pińczów, wykonanych w 1952–1953 r. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Malinowska L., 1961 — Uwagi o oksfordzie Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **5**, 4.
- Malinowska L., 1962 — Stratygrafia i fauna oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (obszar między Małogoszczą a Mninem). Sprawozdanie przejściowe. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Malinowska L., 1967 — Biostratygrafia osadów dolnego i środkowego oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W: Z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. **3.** *Biul. Inst. Geol.*, 209.
- Malinowska L., 1970 — Jura górna. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**.
- Mamakowa K., 2003 — Plejstocen. W: *Palinologia* (S. Dybova-Jachowicz, A. Sadowska, red.). Inst. Bot. PAN, Kraków.
- Marks L., 2004 — Zasięg łądolodu zlodowacenia warty w Polsce. W: *Zlodowacenie warty w Polsce* (M. Harasimiuk, S. Terpiłowski, red.). UMCS, Lublin.
- Marks L., 2011 — Quaternary Glaciations in Poland. *Develop. Quatern. Sci.*, **15**.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Marks L., Bińka K., Woronko B., Majecka A., Teodorski A., 2019 — Revision of the late Middle Pleistocene stratigraphy and palaeoclimate in Poland. *Quatern. Internat.*, **534**.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3.
- Marosik P., 1984 — System starych koryt roztokowych na tle morfologii dna doliny Pilicy koło Przedborza. W: Mat. konf. Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie. Konferencja robocza. Łódź, 9–12.09.1984. UŁ, Łódź.
- Michalski A., 1884a — Badania geologiczne dokonane w 1883 roku w północno-zachodniej części gubernii radomskiej i kieleckiej. *Pam. Fizjogr.*, **4**.
- Michalski A., 1884b — Zarys geologiczny strony południowo-zachodniej gubernii kieleckiej. *Pam. Fizjogr.*, **4**.
- Moczydłowska M., 1995 — Neoproterozoic and Cambrian successions deposited on the East European platform and Cadomian basement area in Poland. *Stud. Geoph. Geodaet.*, **39**.

- Modliński Z., Szymański B., 1996a — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Ordowik. W: *Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych* (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Modliński Z., Szymański B., 1996b — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Sylur. W: *Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych* (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Modliński Z., Szymański B., 2001a — The Ordovician stratigraphy and palaeogeography of the Nida-Holy Cross Mts. area, Poland – a review. *Geol. Quart.*, **45**, 4.
- Modliński Z., Szymański B., 2001b — The Silurian of the Nida, Holy Cross Mts. and Radom areas, Poland – a review. *Geol. Quart.*, **45**, 4.
- Mojski J.E., 1981 — O genezie niektórych śródpłajstoczeńskich powierzchni na Nizinie Polskiej. W: *Z badań czwartorzędowej w Polsce*. **23**. *Biul. Inst. Geol.*, 321.
- Mojski J.E., 2005 — *Ziemia polska w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawska A., 1978 — Wpływ budowy podłoża na wykształcenie osadów permu w okolicach Radomska. *Acta Geol. Pol.*, **28**, 4.
- Morawska A., 1979 — Paleotectonic evolution of the Włoszczowa elevation during the Permian and the Lower Triassic. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, **27**, 1.
- Morawska A., 1986 — Paleotektoniczny i paleogeograficzny rozwój północnej części niecki miechowskiej w permie. *Stud. Geol. Pol.*, **86**.
- Morawska A., 1992 — Perm na tarasie świętokrzyskim. *Prz. Geol.*, **40**, 4.
- Morawska A., 1996 — Strukturalne uwarunkowania sedymentacji permsko-wczesnotriasowej na obszarze niecki miechowskiej. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.
- Morawska A., Stupnicka E., 1985 — Północno-zachodni zasięg masywu małopolskiego i pozycja tektoniczna wyniesienia Włoszczowej. *Prz. Geol.*, **33**, 11.
- Niemczycka T., 1997 — Jura górna. Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Niklewski J., 1966 — Plejstocenyjski profil pyłkowy z okolic Koniczyna nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.*, **16**, 3.
- Nowak W., 1964 — Z morfologii kredowych progów strukturalnych zachodniej części wyżyny małopolskiej. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie*, **22**, *Pr. Geogr.*, 3.
- Nowak W.A., 1968 — Zaburzenia mrozowe w utworach kredowych północno-zachodniej części Niecki Nidziańskiej. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie*, **30**, *Pr. Geogr.*, 4.
- Nowak W.A., 1970 — Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 80.
- Olszewska B., 1996 — Różnice i podobieństwa w epikontynentalnych i oceanicznych zespołach otwornic kredy górnej Polski południowej w relacji do paleośrodowiska. *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.
- Otwory wiertnicze. Łopuszno-Eustachów IG-1. <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/102881> (dostęp: 22.09.2021 r.).
- Otwory wiertnicze. Radoszyce 3. <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/100027> (dostęp: 22.09.2021 r.).
- Otwory wiertnicze. Radwanów IG-1. <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/100048> (dostęp: 22.09.2021 r.).

- Palczewski P., 2021 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla arkusza Włoszczowa (812) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. LumiDatis sp. z o.o., Toruń.
- Passendorfer E., 1923 — Sprawozdanie z badań geologicznych w Tatrach i w okolicy Przedborza. *Posiedz. nauk. PIG*, 5.
- Passendorfer E., 1927 — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w roku 1926 na arkuszu Przedbórz. *Posiedz. nauk. PIG*, 16.
- Passendorfer E., 1934 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1933 r. na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. *Posiedz. nauk. PIG*, 39.
- Passendorfer E., 1939 — O triasie i dolnej jurze na pn. zachodnich zboczach Gór Świętokrzyskich. *Pr. TPN Wilno*, 13.
- Pawłowski S., 1953 — Grawimetria okolic Radomska. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pieńkowski G., 1983 — Środowiska sedymentacji dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **31**, 4.
- Pieńkowski G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **12**.
- Piwocki M., 2004 — Paleogen. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Neogen. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen (T.M. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pokorski J., 1997 — Perm dolny (czerwony spągowiec). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Pożaryski W., 1966 — Stratygrafia kredy niecki włoszczowskiej. *Kwart. Geol.*, **10**, 4.
- Pożaryski W., 1969 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17**, 2.
- Pożaryski W., 1971 — Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**, 1.
- Pożaryski W., 1974 — Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1976 — Ogólna charakterystyka tektoniczna mezozoiku świętokrzyskiego. W: Mat. konf. Przewodnik 48. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice, 22–24 września 1978 (W. Pożaryski, J. Głazek i in., red.). Wyd. Geol. Warszawa.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., 1979 — O aulakogenie środkowopolskim. *Kwart. Geol.*, **23**, 2.
- Pożaryski W., Tomczyk H., 1968 — Assyntian orogen in south-east Poland. W: Z badań struktur podłoża w Polsce. **13**. *Biul. Inst. Geol.*, 237.
- Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W., 1981 — New Data on the Lower Cambrian at the Southern Margin of the Holy Cross Mts (SE Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc Terre*, **29**, 2.
- Premik J., 1947 — The Albian, Cenomanian and Turonian on the Western slope of the Małogoszcz Ridge between Dobromierz (s. of Przedborze) and Małogoszcz. W: Wykaz prac matem.-przyr. w Polsce w latach 1939–1945. PAU, Kraków.
- Pusch G.G., 1836 — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen ländern. **1–2**. Stuttgart.
- Pusch J.B., 1885 — Nowe przyczynki do Geognozyi Polski. Z rękopisów pozostałych po autorze przeł. Bronisław Rejchman. *Pam. Fizjogr.*, **5**.

- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S., 2015 — An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quatern. Sc. Rev.*, **111**.
- Romanek A., 2008a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce (58), wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Romanek A., 2008b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce (58), wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Romanek A., 2008c — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Kielce (58) – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Roniewicz E., 1960 — *Complexastraea* i *Thecosmilia* z astartu Polski. *Acta Palaeont. Pol.*, **5**, 4.
- Rotnicki K., 1987 — Main phases of erosion and accumulation in the Prosna valley in the last glacial-interglacial cycle. *Geogr. Pol.*, **53**.
- Rotnicki K., Młynarczyk, Z., 1989 — Późnovistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowe środkowej Prosny i ich paleohydrologiczna interpretacja. *UAM Ser. Geogr.*, **43**.
- Różycki S.Z., 1937 — Alb, cenoman i turon w okolicy stacji Złoty Potok (koło Koniecpola). *Spraw. PIG*, **9**, 1.
- Różycki S.Z., 1938 — Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Lelowa (w północno-wschodniej części arkusza „Żarki”). *Spraw. PIG*, **9**, 2.
- Różycki S.Z., 1960 — Czwartrzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Prz. Geol.*, **8**, 8.
- Różycki S.Z., 1961 — Materiały do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000, ark. Włoszczowa 1:100 000, wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972a — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972b — Problemy czwartrzędu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Różycki S.Z., Głazer Z., Lindner L., 1973 — Charakterystyka budowy geologicznej oraz warunki inżyniersko-geologiczne formowania przekopów i nasypów. Odcinek 4 Centralnej Magistrali Kolejowej. Arch. Zakł. Prac Geol. UW, Warszawa.
- Różycki S.Z., Lamparski Z., 1967 — Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3.
- Rutkowski J., 1976 — Wapienie piaszczyste kredy górnej w Motkowicach. Objasnienia do wycieczki terenowej. W: Mat. konf. Przew. 48. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice, 22–24 września 1978 (W. Pożaryski, J. Głazek i in., red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Sala S., 2011 — Rzeźba krawędziowa Pasma Przedborskiego. W: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii (A. Zieliński, red.). IG UJK, Kielce.
- Samsonowicz J., 1937 — Sprawozdanie z badań geologicznych na krawędziach niecki kredowej łódzkiej. *Posiedz. nauk. PIG*, **48**.
- Sawicki L., 1922 — Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. *Rozpr. PAUA*, **61**.
- Senkowiczowa H., 1961 — Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór świętokrzyskich. W: Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. **4. Biul. Inst. Geol.**, **167**.
- Senkowiczowa H., 1970 — Trias (bez utworów retyku). W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**.
- Siemiradzki J., 1889 — Sprawozdanie z badań geologicznych w guberni Piotrkowskiej i Kaliskiej, w dorzeczu Warty i Prosny. *Pam. Fizjogr.*, **9**.
- Siemiradzki J., 1893 — Der obere Jura in Polen und seine Fauna. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **45**.

- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1.
- Sokałski J., 2019 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubień (738) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sokałski J., 2023a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czeremo (776) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sokałski J., 2023b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Oleszno (813) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sokałski J., 2023c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czeremo (776) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sokałski J., 2023d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Oleszno (813) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Starckel L., 2001 — Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Stupnicka E., 1972 — Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wýdz. Geol. UW*, **14**.
- Szajn J., 1977a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849). Inst. Geol., Warszawa.
- Szajn J., 1977b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nagłowice (849). Inst. Geol., Warszawa.
- Szajn J., 1978 — Stratygrafia osadów plejstocénskich i rozwój sieci rzecznej we wschodniej czésci Niecki Włoszczowskiej. *Kwart. Geol.*, **22**, 1.
- Szajn J., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Włoszczowa (812). Inst. Geol., Warszawa.
- Szajn J., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Włoszczowa (812). Inst. Geol., Warszawa.
- Szajn J., 1983 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Oleszno (813). Inst. Geol., Warszawa.
- Szajn J., 1984 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Oleszno (813). Inst. Geol., Warszawa.
- Szczepanek K., 1972 — Stanowiska flor czwartorzędowych z obszaru świętokrzyskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Szulczewski M., Miłaczewski L., Tarnowska M., Skompski S., Malec J., 1996 — Charakterystyka formacji paleozoicznych. Devon. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (Z. Kowalczewski i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Szymański A., 1983 — Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland. *Quatern. Stud. Poland*, **4**.
- Szymański A., 1986 — Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Kwart. AGH*, **12**, 1.
- Szymutko A., 2019 — Palaeobiogeographical and palaeoecological implications of Campanian-Maastrichtian (Late Cretaceous) in vertebrate fauna from the Włoszczowa area (Poland) (praca magisterska). Arch. Zakładu Paleobiologii UO, Opole. [dokument elektroniczny]
- Szyperko-Teller A., 1997 — Trias dolny (pstry piaskowiec). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchlowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.

- Świdziński H., 1931 — Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. TNW*, **20**.
- Świdziński H., 1932 — Sprawozdanie z badań geologicznych nad jurą górną, wykonanych w r. 1931 na ark. Przedbórz i Radomsko. *Posiedz. nauk. PIG*, 32.
- Świdziński H., 1935 — Szkic geologiczny okolic Przedborza nad Pilicą. *Spraw. PIG*, **8**, 3.
- Świdziński H., 1962 — Kilka przekrojów przez górną jurę południowo-zachodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **10**, 9.
- Tokarski A., 1958 — O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwart. Geol.*, **2**, 4.
- Trembaczowski J., 1967 — Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych wysoczyzny północno-konińskiej. W: Czwartorzęd wysoczyzny północno-konińskiej. *Pr. Inst. Geol.*, **48**.
- Turkowska K., 2006 — Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź.
- Tzedakis P.C., Wolff E.W., Skinner L.C., Brovkin V., Hodell D.A., McManus J.F., Raynaud D., 2012 — Can we predict the duration of an interglacial? *Clim. Past*, **8**, 5.
- Urban J., 2014 — Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Prz. Geol.*, **62**, 1.
- Urban J., Pánek T., Hradecký J., Tábořík P., 2015 — Deep structures of slopes connected with sandstone crags in the upland area of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorph.*, **246**.
- Wachecka-Kotkowska L., 2013 — Budowa geologiczna form glacialnych na Wyżynie Przedborskiej – przykładowe studia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 454.
- Wachecka-Kotkowska L., 2015 — Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wyd. UŁ, Łódź.
- Wachowicz Z., 1978 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkuszy: Secemin i Włoszczowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Wagner R., 1997 — Perm górny (cechsztyn). W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Wagner R. (red.), 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wartołowska-Świdrowska J., 1976 — Analiza strukturalna brachyantykliny Dobromierza (południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Kwart. Geol.*, **20**, 4.
- Wasylikowa K., 1970 — Wyniki analizy pyłkowej osadów z Knapówki. Arch. Inst. Bot. PAN, Kraków. [maszynopis]
- Wągrowski A., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rzejowice (774). Inst. Geol., Warszawa.
- Wągrowski A., 1987 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rzejowice (774). Inst. Geol., Warszawa.
- Wieczorek D., Cabaj W., 2020 — Geologiczne dzieje okolic Włoszczowy. W: Z dziejów Włoszczowy i okolic. (W hołdzie dr. Stanisławowi Janaczkowi) (I. Boratyn, M. Staniaszek, red.). Kontur, Włoszczowa.
- Wieczorek D., Stoiński A., 2019 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczerców (735) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wieczorek D., Stoiński A., Zabielski R., 2023a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Przedbórz (775) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wieczorek D., Zabielski R., Stoiński A., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przedbórz (775) – aktualizacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

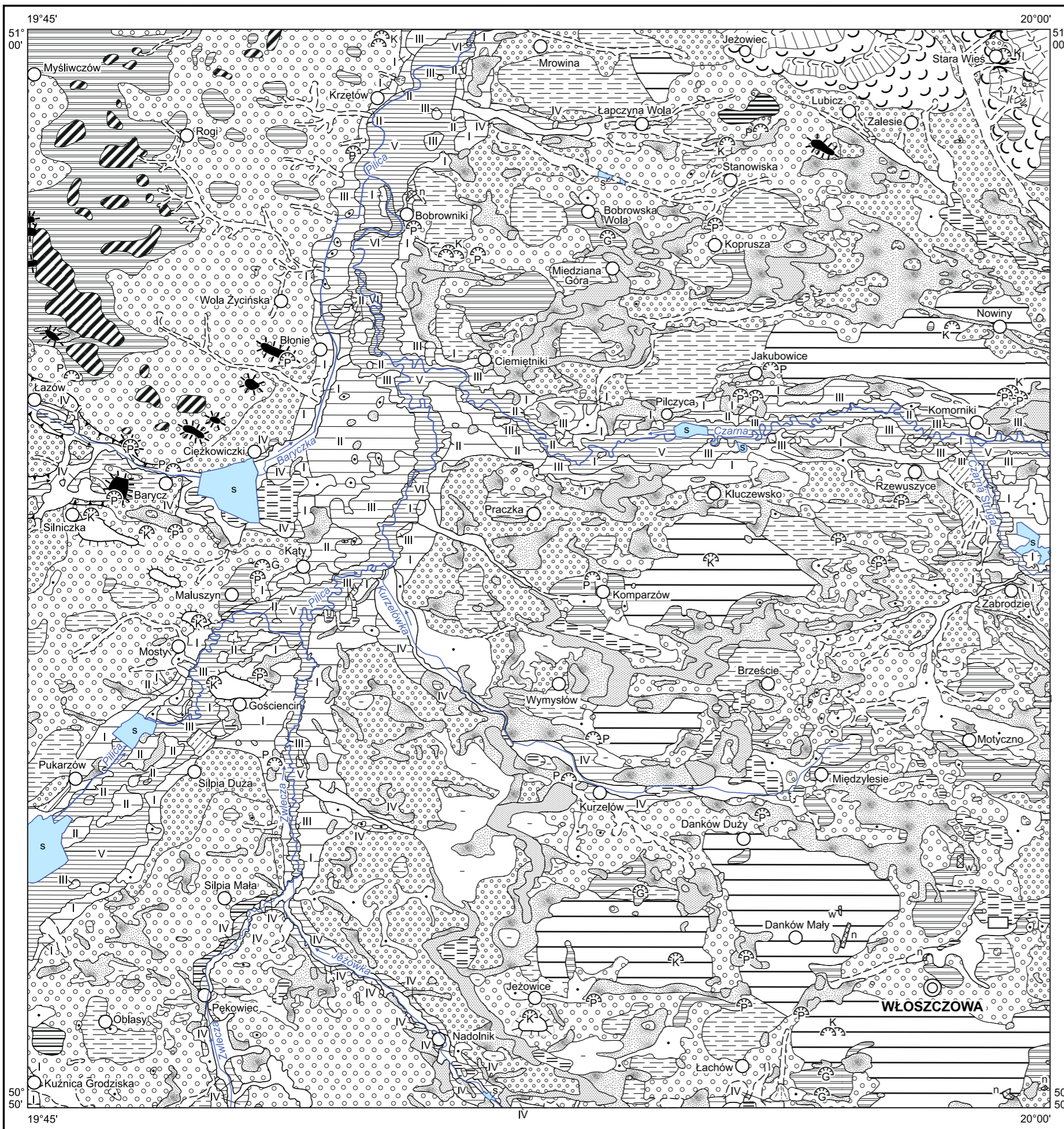
- Wierzbowski A., 2020 — The Kimmeridgian of the south-western margin of the Holy Cross Mts., central Poland: stratigraphy and facies development. Part I. From deep-neritic sponge megafacies to shallow water carbonates. *Vol. Jurassica*, **18**, 2.
- Wrona J., 1994 — Dokumentacja geologiczna w kat. C2 złoża kruszywa naturalnego „Maluszyn” w miejscowości Maluszyn, gmina Żytno, woj. częstochowskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Zawidzka K., 1984 — Stratygrafia i mikrofacje wapienia muszlowego w północnej części plakosynkliny miechowskiej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **54**, 1/2.
- Zbroja S., Kuleta M., 2001 — Analiza facjalna górnego permu i dolnego triasu w centralnej części Niecki Nidy. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Zeuschner L., 1864 — Die Entwicklung der Jura-Formation in westlichen Polen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **16**.
- Złonkiewicz Z., 1996 — Litostratygrafia jury środkowej i górnej w Niecce Nidy (na podstawie danych z głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego). *Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce*, 1.
- Złonkiewicz Z., 2006a — Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Prz. Geol.*, **54**, 6.
- Złonkiewicz Z., 2006b — Rozwój sedimentacji jurajskiej w Niecce Nidy (praca doktorska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Świętokrzyski, Kielce.
- Złonkiewicz Z., 2009 — Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. *Prz. Geol.*, **57**, 6.
- Złonkiewicz Z., 2011 — Co z tą bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. W: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii (A. Zieliński, red.). Inst. Geogr. UJK, Kielce.
- Złonkiewicz Z., 2021a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Złonkiewicz Z., 2021b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żakowa H., 1969a — Karbon w otworze Milanów IG-1 (niecka Nidy). *Kwart. Geol.*, **13**, 4.
- Żakowa H., 1969b — Nowe dane o karbonie w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **13**, 4.
- Żakowa H., 1982 — Poziom *Goniatites granosus* (wizen górny) w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **26**, 2.
- Żakowa H., Jurkiewicz H., 1995 — Miechów Trough. W: The Carboniferous system in Poland (A. Zdanowski, H. Żakowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P. H., Konon A., Oszczytko N., Ślącza A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. KNG PAN, Wrocław.
- Żołnierz A., 1970 — Geneza doliny zatamowania wydmowego koło Knapówki w Niecce Włoszczowskiej. [manuskrypt]
- Żołnierz A., 1971 — Kemowe formy w Pasmie Przedborsko-Małogoskim. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP Krak.*, **40**, *Pr. geogr.*, 5.
- Żołnierz A., 1976 — Rozwój wydm wschodniej części Niecki Włoszczowskiej na tle rzeźby i budowy geologicznej (praca doktorska). WSP, Kraków.
- Żołnierz A., 1991 — Morfologia doliny Lipnicy. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie*, **142**, *Pr. Geogr.*, 13.



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Włoszczowa (812)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



#### Formy lodowcowe

- Równiny moreny dennej i wodnomorenowe
- Moreny czołowe akumulacyjne

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny: a. wodnolodowcowe, b. sandrowe
- Obszary zastoiskowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Pola piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych nadzalewowe: a. I-III, b. IV
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych zalewowe (V i VI)
- Tarasy erozyjne i erozyjno-akumulacyjne

#### Formy denudacyjne i różnej genezy

- Powierzchnie zrównań wierzchołkowych
- Równiny denudacyjne
- Powierzchnie soliflukcyjne, złaziskowe
- Ostańce
- Dolinki denudacyjne i młode rozcięcia erozyjne
- Stożki napływowe
- Stoki
- Grzbiety: a. wąskie, b. zaokrąglone
- Przełęcze
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

#### Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

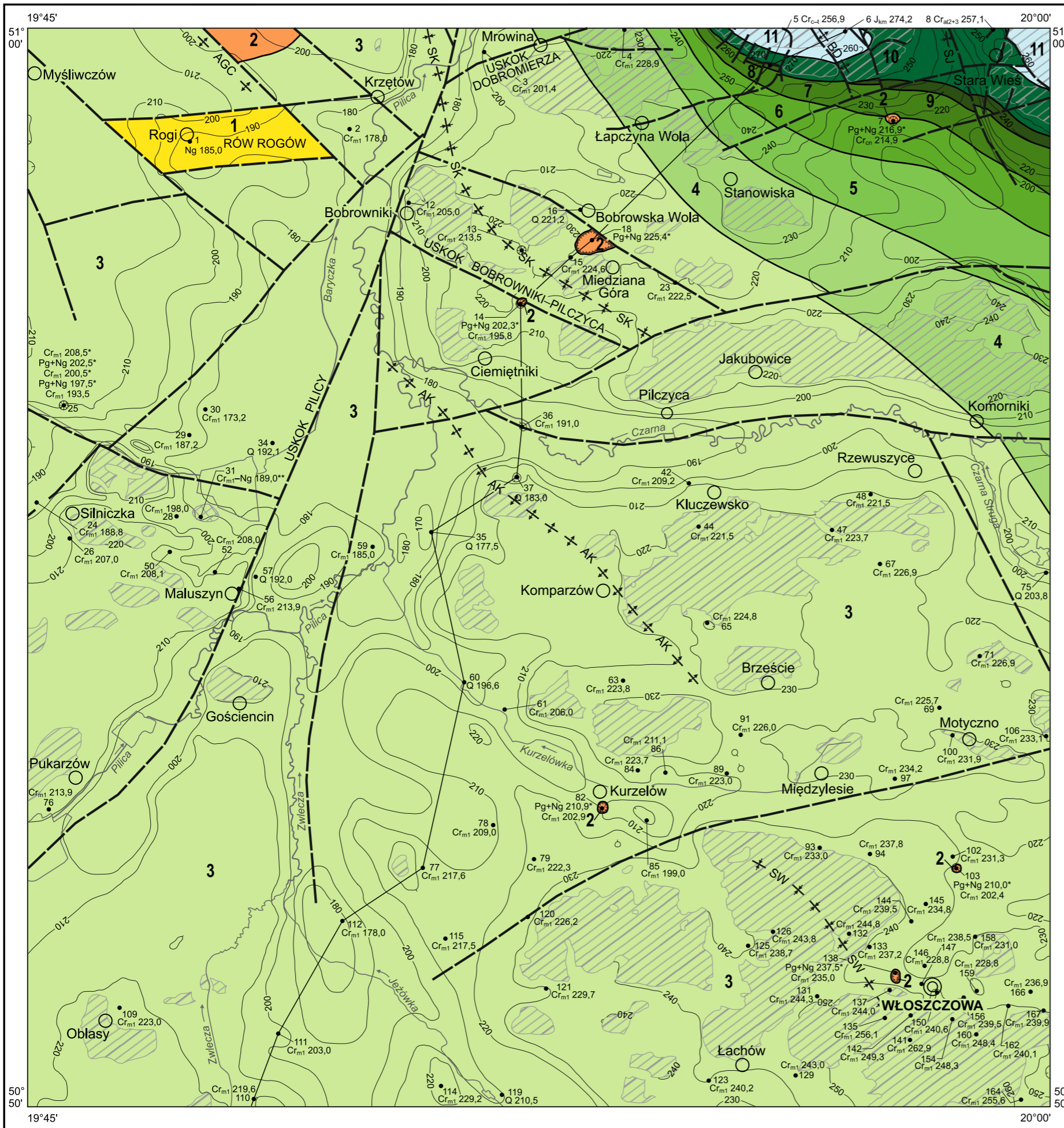
- Kamieniotomy (K), piaskownie (P) i glinianki (G)
- Dna stawów
- Nasypy (n) i wysypiska odpadów komunalnych (w)
- Grodziska



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Włoszczowa (812)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY Z ELEMENTAMI TEKTONIKI**

Skala 1:75 000



NEOGEN	1	Piaski		
PALEOGEN + NEOGEN	2	Gliny, mułki, ropy i rumosze skalne		
KREDA	3	Margle i opoki, miejscami opoki piaszczyste, piaskowce wapieniste i gezy	MASTRYCHT DOLNY	MASTRYCHT
	4	Margle i opoki z wkładkami piaskowców wapienistych i gezy, miejscami wapienie margliste		KAMPAN
	5	Opoki, margle z czertami i gezy		SANTON
	6	Margle i opoki		KONIAK
	7	Wapienie, wapienie piaszczyste, opoki i margle		TURON
KREDA DOLNA	8	Iły, ropy z krzemieniami i ropy		CENOMAN-TURON
	9	Piaski glaukonitowe i piaskowce		CENOMAN
JURA	10	Piaskowce, miejscami gezy i spongiolity	ALB ŚRODKOWY + GÓRNY	ALB
JURA GÓRNY	11	Wapienie oolitowe, oolity, onkolity, wapienie pasiaste, wapienie pelityczne, wapienie ławcowe i ropy (wapienie kruche, kompleks oolitowo-grabowy, horyzont onkolitowy, kompleks oolitowo-plateau, wapienie płytkowe i ropy podścielające), wapienie płytkowe, wapienie pelityczne i wapienie detrytyczne z ooidami oraz ropy (kompleks oolitowo-plateau, wapienie płytkowe i ropy podścielające), wapienie muszlowe (muszlowce skorkowskie) (kimeryd dolny), muszlowce, wapienie i margle (górne wapienie płytkowe i ropy stropowe), ropy margliste i margle (ropy stropowe) (kimeryd dolny-górny)		KIMERYD

- Granice geologiczne
- Uskok przypuszczalny
- + + Osie antyklin
- + + Osie synklin
- 260— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Formy krasowe
- ▨ Wychodnie utworów podłoża czwartorzędowego na powierzchni terenu
- ▧ Kry utworów podłoża czwartorzędowego
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej symbol oznacza wiek: Ng – neogen, Pg – paleogen, Cr<sub>m1</sub> – mastyrycht, Cr<sub>t</sub> – turon, Cr<sub>c</sub> – cenoman, Cr<sub>al3</sub> – alb górny, Cr<sub>al2</sub> – alb środkowy, J<sub>km</sub> – kimeryd; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędowego, w m n.p.m.)

A—B Linia przekroju geologicznego

\* wysokość stropu utworów podłoża czwartorzędowego jako wypełnień form krasowych, w m. n.p.m.

\*\* wysokość stropu utworów podłoża czwartorzędowego jako kier w osadach plejstoceńskich, w m. n.p.m.

Objaśnienia skrótów

AGC	antyklina Góry Chełmo	BD	brachyantyklina Dobromierza	SK	synklina Kraszewic
AK	antyklina Komparzowa	SJ	synklina Józefowa	SW	synklina Włoszczowa

Opracował: D. WIECZOREK



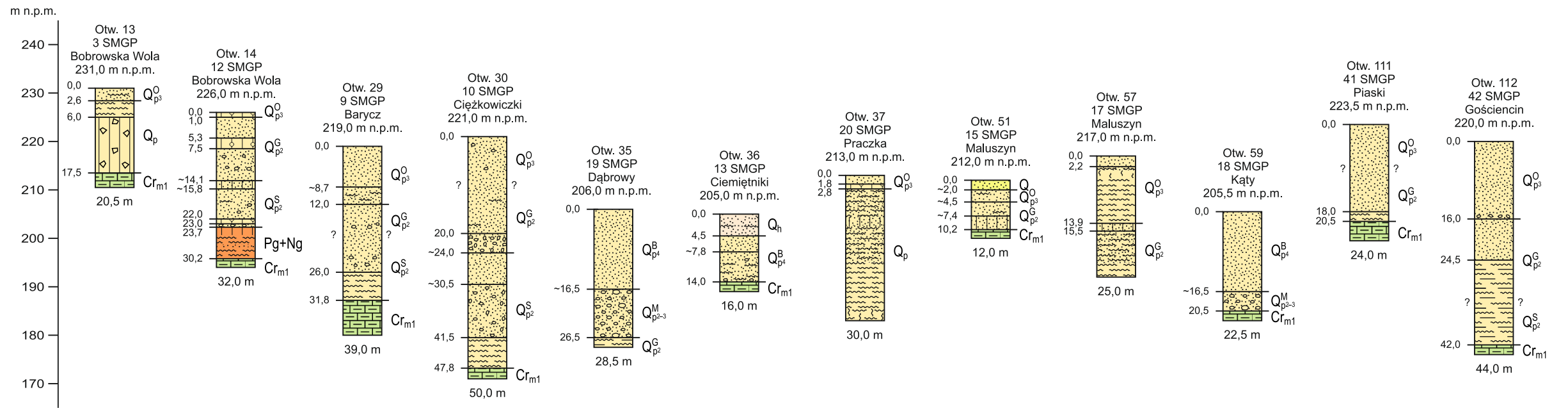
Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Włoszczowa (812)

## SZCZEGÓŁOWA METRYCZKA GŁĘBOKIEGO OTWORU WIERTNICZEGO ZAMIESZCZONEGO NA MAPIE GEOLOGICZNEJ

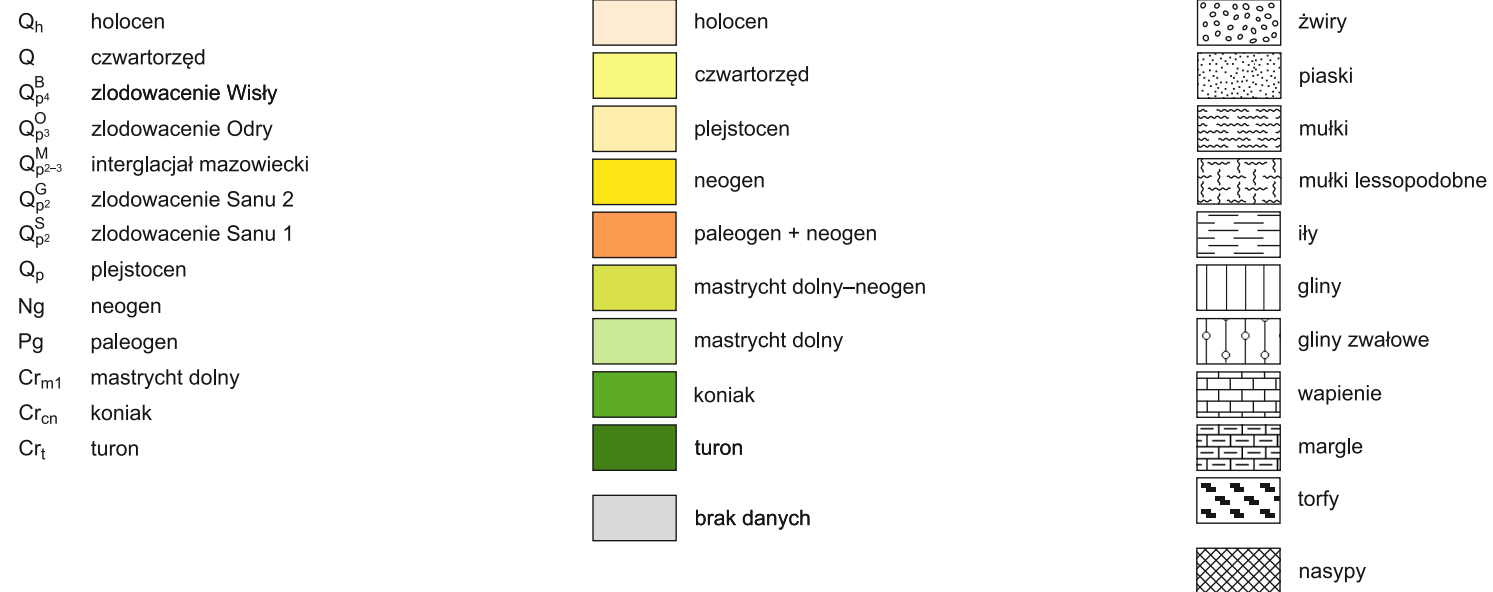
125  
240,5  
●  
Cr<sub>m1</sub> – 1,8  
Cr<sub>cp</sub> – 303,6  
Cr<sub>st</sub> – 620,0  
Cr<sub>cn</sub> – 726,0  
Cr<sub>t</sub> – 780,0  
Cr<sub>c</sub> – 817,3  
Cr<sub>al2+3</sub> – 844,1  
J<sub>km1-3</sub> – 850,1  
J<sub>o-km1</sub> – 1060,0  
J<sub>bj-cl</sub> – 1613,0  
J<sub>1</sub> – 1666,0  
T<sub>k</sub> – 1703,0  
T<sub>w</sub> – 2174,5  
T<sub>p3</sub> – 2280,0  
D<sub>z</sub> – 2338,1  
D<sub>em</sub> – 2512,0  
S<sub>la</sub> – 2541,0  
(2618,6)

Uwaga: symbole stratygraficzne jak na mapie geologicznej

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

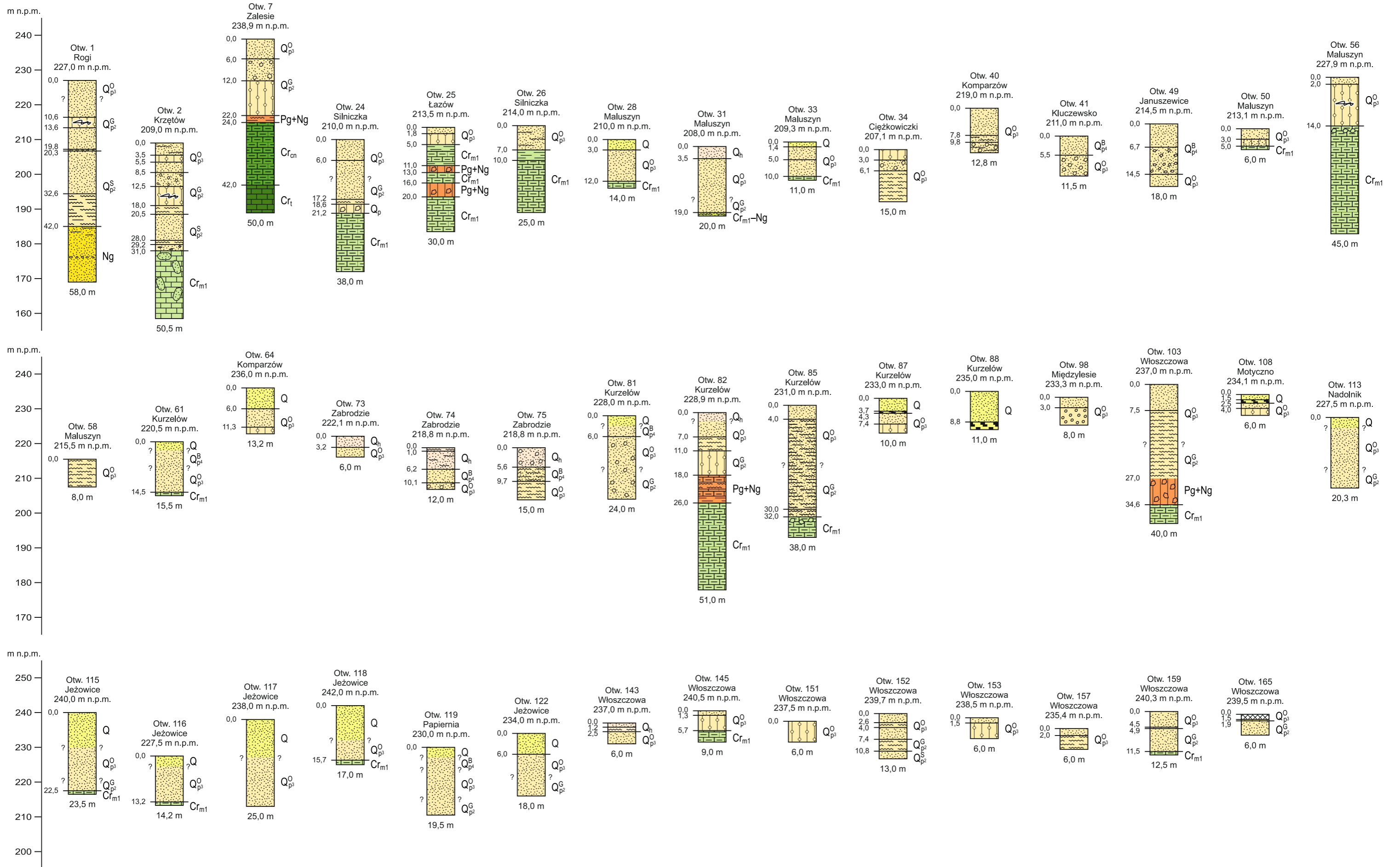


Uwaga: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach



Opracował: Dariusz WIECZOREK  
na podstawie opracowania J. SZAJNA (1980)

ZESTAWIENIE PROFILI WYBRANYCH OTWORÓW ARCHIWALNYCH

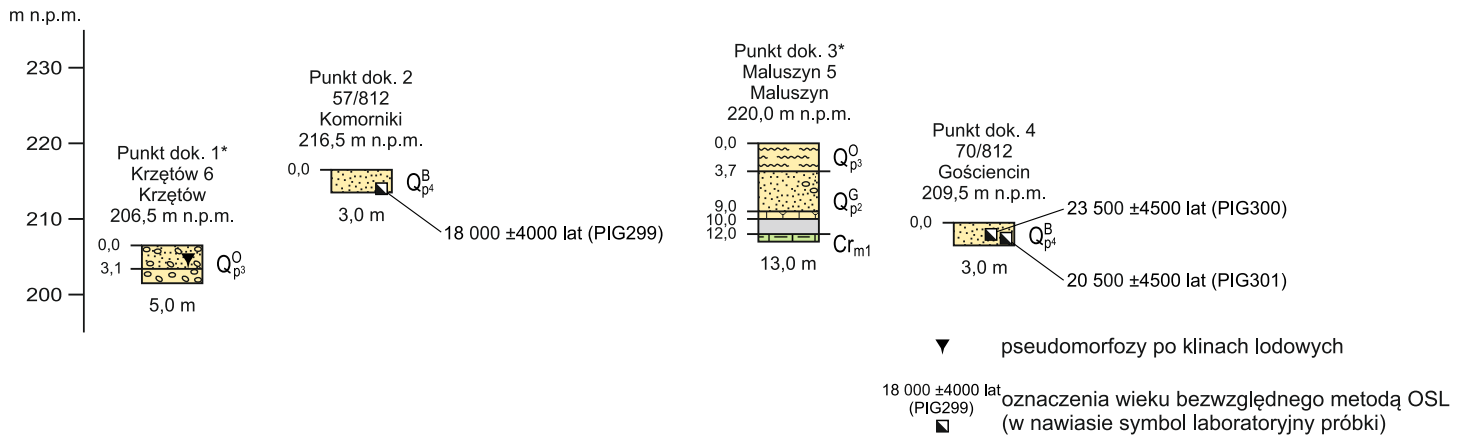


Uwaga: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach, pozostałe objaśnienia jak na tablicy IV

zaburzenia glacictoniczne

Opracował: Dariusz WIECZOREK  
na podstawie opracowania J. SZAJNA (1980)

## ZESTAWIENIE PROFILI WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH (ODSŁONIĘĆ)



Uwaga: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach,  
pozostałe objaśnienia jak na tablicy IV

Opracował: Dariusz WIECZOREK  
\* na podstawie opracowania W. CABAJA (1991)