



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

**Mirosław KAMIŃSKI**

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

**Arkusz OPOLE LUBELSKIE (783)**

**AKTUALIZACJA**

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie  
W.D. Dowgiałły (1981) oraz W.D. Dowgiałły i M. Małek (2015)



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



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

WARSZAWA 2023

Opracował: Mirosław KAMIŃSKI<sup>1</sup> – 2020  
z wykorzystaniem  
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie  
W.D. Dowgiałły (1981) oraz W.D. Dowgiałły i M. Małek (2015)

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,  
ul. Rakowiecka 00-975 Warszawa

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI  
Koordynator regionu południowego Mazowsza i Wyżyny Lubelskiej: Marcin ŻARSKI

Redakcja merytoryczna: Anna DOBRZENIECKA-GÓRKA

ISBN 978-83-68112-17-7

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp .....	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu .....	11
III. Budowa geologiczna .....	19
A. Stratygrafia .....	19
1. Devon .....	19
a. Devon środkowy .....	19
Eifel .....	19
Żywet .....	20
Fran .....	20
2. Karbon .....	20
a. Karbon dolny .....	20
Turnej (?) .....	20
3. Jura .....	20
a. Jura środkowa .....	21
b. Jura górna .....	21
Oksford .....	21
Kimeryd .....	21
4. Kreda .....	21
a. Kreda dolna .....	21
Alb .....	21
b. Kreda górna .....	21
Cenoman .....	22
Turon .....	22
Koniak .....	22
Santon .....	22
Kampan .....	22
Kampan dolny .....	23
Kampan górny .....	23
Mastricht .....	24
Mastricht dolny .....	25
Mastricht górny .....	25

Kampan + mastrycht .....	26
Kampan górny + mastrycht .....	26
5. Czwartorzęd .....	26
a. Plejstocen .....	26
Złodowacenia południowopolskie .....	26
Złodowacenie Sanu 1 .....	27
Interglacjał ferdynandowski .....	27
Złodowacenie Sanu 2 .....	28
Interglacjał wielki .....	28
Interglacjał mazowiecki .....	28
Złodowacenia środkowopolskie .....	29
Złodowacenie Odry .....	29
Stadiał dolny .....	29
Interstadiał .....	30
Stadiał górny .....	30
Interglacjał eemski .....	32
Złodowacenia północnopolskie .....	32
Złodowacenie Wisły .....	32
Stadiał górny .....	32
b. Czwartorzęd nierozdzielony .....	35
c. Holocen .....	38
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu .....	40
C. Rozwój budowy geologicznej .....	44
IV. Podsumowanie .....	51
Literatura .....	52

## SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

## I. WSTĘP

Obszar arkusza Opole Lubelskie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) zajmuje powierzchnię około 325 km<sup>2</sup>. Jego granice wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: 21°45'–22°00' długości geograficznej wschodniej oraz 51°00'–51°10' szerokości geograficznej północnej. Znajduje się on na pograniczu trzech podprovincji: Niziny Środkowopolskie, Wyżyna Małopolska oraz Wyżyna Lubelsko-Lwowska (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018).

Pod względem administracyjnym obszar arkusza jest położony w obrębie województw: lubelskiego – powiat opolski (gminy: Opole Lubelskie, Łaziska i Józefów nad Wisłą), świętokrzyskiego – powiat opatowski (gmina Tarłów) i mazowieckiego – powiat lipski (gmina Solec nad Wisłą). Główny ośrodek stanowi, liczące około 8,4 tys. mieszkańców, miasto Opole Lubelskie, które znajduje się w północno-wschodniej części badanego terenu. Urodzajne gleby (brunatne, rędziny, a w dolinie Wisły – mady) uwarunkowały rolniczy charakter tego regionu. Na obszarze arkusza nie ma zakładów przemysłowych, znajdują się tu tylko niewielkie przedsiębiorstwa produkcyjno-usługowe, związane z przetwórstwem produktów rolnych. Pewne znaczenie ma również górnictwo kopalin (kopalnie kruszywa naturalnego w okolicach Głodkowa, Ożarowa i Solca nad Wisłą).

Na badanym terenie znajduje się m.in. Wrzelowiecki Park Krajobrazowy. Obejmuje on ochroną obszar środkowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej wraz z fragmentem przełomowego odcinka Wisły. Urozmaiconą rzeźbę tego parku tworzą strome krawędzie doliny Wisły oraz liczne wąwozy lessowe, a także piaszczyste wydmy i równiny denudacyjne.

W obrębie jednego z najbardziej malowniczych odcinków Małopolskiego Przełomu Wisły, w pobliżu Piotrawina, usytuowany jest, nieczynny już, kamieniołom górnokredowych opok. Z uwagi na swoje położenie stanowi on doskonały punkt widokowy na dolinę Wisły i jej zachodni brzeg. Ściany kamieniołomu tworzą miększe, spękane blokowo, gruboławicowe opoki i opoki margliste kampanu górnego. Skąły te pozyskiwano w latach 60. i 70. XX w. na skalę przemysłową jako kruszywo łamane wykorzystywane przy regulacji koryta Wisły. Łączna wysokość ścian wyrobiska dochodzi do 40 m, przy długości przekraczającej 2000 m. Odsłonięcie w Piotrawinie jest znane z obecności

zróżnicowanej, bogatej i dobrze zachowanej makrofauny (głównogów, małży, ślimaków, jeżowców, gąbek oraz koralowców) i stanowi jeden z największych profili utworów kredy górnej w Polsce. Ze względu na istotne znaczenie dla badań stratygraficznych i paleontologicznych kamieniołom ten pretenduje do objęcia go ochroną w ramach europejskiej sieci geostanowisk.

Pierwszą wersję arkusza Opole Lubelskie SMGP opracował Dowgiałło (1991 – mapa geologiczna). objaśnienia do mapy wraz z załącznikami, wymagające poprawek i uzupełnień, opublikowano dopiero w 2015 r. (Dowgiałło, Małek, 2015b). Zdjęcie geologiczne zachodniej części omawianego obszaru wykonał W. Pożaryski w latach 1949–1953, a następnie zreambulował W.D. Dowgiałło w latach 1982–1986. Zdjęcie geologiczne pozostałej części terenu arkusza wykonał W.D. Dowgiałło w 1986 r. Ponadto zdjęcie surowcowe badanego obszaru sporządzili: H. Łozińska w 1961 r. i E. Such w latach 1957–1958, geologiczno-inżynierskie – M. Franczyk w 1955 r., a hydrogeologiczne – E. Maszoński w 1961 r. Przy realizacji tematu wykorzystano opisy 2307 punktów dokumentacyjnych (w tym 960 sond o łącznej głębokości 506 m). Zebrano i przeanalizowano również archiwalne materiały wiertnicze, geologiczne i geofizyczne, w tym 966 punktów badawczych wykonanych przez Maruszczaka i innych (1955) oraz profile 117 otworów archiwalnych. W celu określenia pozycji stratygraficznej osadów organogenicznych z Ciszycy Górnej i Józefowa nad Wisłą analizy palinologiczne wykonała Winter (1985), a badania metodą radiowęglową ( $^{14}\text{C}$ ) – Pazdur (1985). Wiek bezwzględny osadów mułkowych z Józefowa nad Wisłą metodą termoluminescencji (TL) określili Prószyński i inni (1985). Dla całego obszaru niniejszego arkusza wykonano wówczas analizę fotogeologiczną z wykorzystaniem zdjęć lotniczych i satelitarnych. W ramach prac uzupełniających, na potrzeby opracowania tekstu objaśnień do mapy geologicznej wraz z załącznikami (szkicem geomorfologicznym i geologicznym odkrytym) zebrano i przeanalizowano, wykonane po 1986 r., 24 profile otworów wiertniczych.

Niniejszy arkusz zaktualizowano w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym (PIG-PIB). Nową wersję arkusza dostosowano do wytycznych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2011 r.

Powodem aktualizacji arkusza Opole Lubelskie SMGP była potrzeba ujednoczenia i korelacji danych (uzgodnienie stratygrafii i zasięgu wydzielen geologicznych) z sąsiednimi arkuszami SMGP: Kazimierz Dolny (Dowgiałło, 1982; Dowgiałło, Małek, 2015a; Kamiński, 2019), Chodel (Marszałek, 2001, 2002), Lipsko (Piotrowska, 2003a, b) i Annopol (Włodek, Gaździcka, 2009a, b). Ponownego opracowania wymagała także tektonika podłoża utworów czwartorzędowych. Konieczne było również przedstawienie obrazu kartograficznego na prawidłowym podkładzie topograficznym,

w aktualnie obowiązującym w Polsce układzie geodezyjnym. Poprzednia wersja mapy geologicznej została opracowana na podkładzie topograficznym o trudnym do ustalenia układzie odwzorowania. W Objaśnieniach do pierwszej wersji arkusza nie omówiono także najnowszych poglądów na temat budowy geologicznej i tektoniki utworów paleozoicznych.

Podczas prowadzenia prac terenowych w latach 2019–2020 opisano 193 punkty dokumentacyjne. Pobrano także trzy próbki osadów czwartorzędowych do oznaczenia wieku metodą optycznie stymulowanej luminiscencji (OSL – tab. 1). Przeanalizowano również profile 120 otworów wiertniczych (w tym 86 otw.arch. znanych z pierwszej wersji mapy i 34 nowych otw.), z których 60 przedstawiono na mapie geologicznej. Mapę geologiczną i szkic geomorfologiczny wykonano i zaktualizowano z wykorzystaniem laserowego numerycznego modelu terenu LiDAR (*Light Detection and Ranging*), zdjęć satelitarnych Landsat 8 oraz fotogrametrycznej analizy stereopar zdjęć lotniczych (opracowanie orientacji zdjęć prowadzono na cyfrowej stacji fotogrametrycznej Dephos). Szkic geologiczny odkryty opracowano na podstawie profili otworów archiwalnych oraz archiwalnych map geologicznych. Do analizy tektoniki podłoża czwartorzędu wykorzystano także archiwalne profile sejsmiczne oraz półszczegółowe zdjęcie grawimetryczne. Na podstawie danych satelitarnych, LiDARu i danych geofizycznych opracowano rozmieszczenie lineamentów. Wyniki te były podstawą do wyinterpretowania w utworach kredowych kierunków przebiegu uskoków oraz osi antyklin.

Tekst Objaśnień do zaktualizowanego arkusza Opole Lubelskie SMGP oparto przede wszystkim na Objaśnieniach tekstowych wykonanych do pierwszej wersji omawianego opracowania (Dowgiało, Małek, 2015b).

Tabela 1

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu dokumentacyjnego		Rodzaj punktu (według słownika)	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna [m n.p.m.]	Głębokość [m]	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	1	od	Chruślina	175,0	1,8	Analiza palinologiczna (próbka pobrana z głębokości 1,6 m) Osady rzeczne tarasów nadzalewowych
2	2	od	Wandalin	197,0	2,0	Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL (próbka pobrana z głębokości 2,8 m) Osady wodnolodowcowe
3	3	od	Ożarów Drugi	193,0	2,0	Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL (próbka pobrana z głębokości 1,2 m) Osady deluwialne

\* od – odsłonięcie

Najwcześniejsze wzmianki na temat położenia i stratygrafii osadów kredy przełomowego odcinka doliny Wisły, obejmującego również obszar badanego terenu, pojawiły się m.in. w opracowaniach: Siemiradzkiego (1886, 1905, 1909), Siemiradzkiego i Dunikowskiego (1891), Trejdosiewicza (1895) oraz Krisztafowicza (1897, 1898). Ostatni z wymienionych jako pierwszy zauważył pojawianie się wraz z biegiem Wisły (od Józefowa nad Wisłą do Kazimierza Dolnego) coraz młodszych skał kredy i zaliczył je do senonu. Autor ten poczynił również cenne spostrzeżenia dotyczące osadów czwartorzędowych. W okolicach Kazimierza Dolnego i Puław wyróżnił on osady dwóch zlodowaceń i rozdzielających je utworów interglacjału. Wśród pierwszych badaczy utworów kredy omawianego odcinka doliny Wisły można wyróżnić również: Łopuskiego (1911), Mazurka (1915), Sujkowskiego (1931) i Pożaryskiego (1938). Na początku XX w. badania z zakresu geomorfologii i stratygrafii czwartorzędu prowadzili także: Samsonowicz (1922, 1925, 1927), Sawicki (1922, 1925), Zaborski (1926, 1927) oraz Krygowski (1937) i Sitrak (1937).

Istotny wkład w rozpoznanie budowy geologicznej badanego regionu, zarówno osadów czwartorzędu, jak i jego podłoża mieli Pożaryski (1938, 1947, 1948, 1951, 1953, 1955a, b, 1956a, b, 1962, 1965) i Pożaryska (1939, 1948, 1952, 1967). Pożaryski przedstawił szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny kredy górnej odcinka przełomowego Wisły (1938) oraz obraz budowy geologicznej osadów kredy i jury z elementami tektoniki północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (1948). Podjął również pierwszą próbę zsynchronizowania wiadomości o kredzie z przełomu Wisły z danymi uzyskanymi z głębokiego otworu wiertniczego w Lublinie (1956b). Monografie dotyczące budowy geologicznej w przełomowym odcinku Wisły i na przyległych wyżynach opracowali: Pożaryski (1953, 1955b, 1974), Pożaryski i Mojski (1987) oraz Pożarski i inni (1994a, b). Autorzy ostatniej z prac przyjęli, że na omawiany obszar lądolód wkroczył trzykrotnie.

Zagadnieniom paleogeografii i podziałów biostratygraficznych kredy górnej (głównie kampanu i mastrychtu) na badanym terenie poświęcone są prace: Liszkowskiego (1965), Błaszkiwicza (1966, 1980), Cieślińskiego i Wyrwickiej (1970), Krassowskiej (1977, 1986, 1990), Wyrwickiej (1980) oraz Kracha (1981). Litofacje jury środkowej i górnej w tym rejonie były przedmiotem badań Niemczycskiej (1978). Informacje dotyczące utworów trzeciorzędowych (paleogeńskich i neogeńskich) w dolinie Wisły i na Wyżynie Lubelskiej można znaleźć w opracowaniach Morawskiego (1959, 1965). Zagadnieniami tymi zajmowali się również: Peryt i Piwocki (red., 2004), Słodkowska (2004), Machalski (2007) oraz Świdrowska (2007).

Do najstarszych opracowań kartograficznych dotyczących badanego regionu należy Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Radom, wydania A (Rühle, 1946) i B (Rühle, 1955). W latach 1949–1953 na obszarze omawianego arkusza prace kartograficzne prowadzili m.in.:

Pożaryski (1956a) – w dolinie Wisły i po jej zachodniej stronie oraz Matuszczak i inni (1955) – po wschodniej stronie doliny Wisły. Do rękopisów wykonanych wówczas map dołączone są bardzo dokładne szkice i opisy profili oraz interpretacje nawiązujące do obszarów położonych na południe i północ od terenu badań. Stały się one podstawą podziału stratygraficznego w pierwszej wersji niniejszego arkusza.

Ważnym syntetycznym opracowaniem geologiczno-kartograficznym obejmującym omawiany obszar jest Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Sandomierz, wydania A (Janiec i in., 1993; Romanek, 2011a) i B (Romanek, Złonkiewicz, 1992; Romanek, 2011b) wraz z objaśnieniami (Janiec i in., 1992; Romanek, 2011c). Nowsze prace kartograficzne prowadzone w pobliżu badanego terenu były związane z wykonaniem sąsiednich arkuszy SMGP: Chodel (Marszałek, 2001, 2002), Lipsko (Piotrowska, 2003a, b) i Annopol (Włodek, Gaździcka, 2009a, b). Do opracowań kartograficznych przedstawiających problematykę środowiskową i hydrogeologiczną omawianego terenu należą następujące mapy arkusza Opole Lubelskie (w skali 1:50 000): Mapa Geośrodowiskowa Polski, plansza A (Wrzoskiewicz i in., 2015) i plansza B (Mądry i in., 2015) wraz z objaśnieniami (Wierzbanowski i in., 2006) oraz Mapa Hydrogeologiczna Polski wraz z objaśnieniami (Krajewski, Woźnicka, 2000a, b).

Charakter monograficzny mają prace obejmujące zagadnienia dotyczące budowy geologicznej Wyżyny Lubelsko-Wołyńskiej (Jahn, 1956; Maruszczak, 1972) i Polski Środkowej (Różycki, 1972; Mojski, 1984, 2005; Lindner, 1992).

Na temat wglębnej budowy geologicznej i tektoniki omawianego obszaru pisali: Żelichowski (1972a, b, 1974, 1979, 1983), Kotański i Miłaczewski (1977), Znosko (1987), Pożaryski (1997), Antonowicz i inni (2003), Krzywiec (2007) oraz Narkiewicz i inni (2007). Publikacje te były efektem badań geologicznych prowadzonych przez Instytut Geologiczny i przemysł naftowy w brzeźnej części platformy prekambryjskiej oraz w niecce radomsko-lubelskiej. Tektonice i strukturalnym uwarunkowaniem rozwoju sieci dolinnej na Wyżynie Lubelskiej poświęcone są również prace: Harasimiuka (1980), Henkla i Nitychoruka (1980), Henkla, (1993) oraz Brzezińskiej-Wójcik i innych (2007).

Na temat budowy geologicznej, stratygrafii osadów czwartorzędowych oraz wieku powstania przełomu doliny Wisły i etapów jej rozwoju jako pierwsi wypowiedzieli się: Luniewski (1923), Samsonowicz (1925, 1927), Sawicki (1925) i Zaborski (1926, 1927). Plejstocenska ewolucja przełomowego odcinka Wisły środkowej i jej dopływów oraz przyległych wyżyn w kolejnych latach była tematem publikacji: Pożaryskiej (1948), Pożaryskiego (1953, 1955a, b, 1956b, 1965), Kowalskiego i innych (1965), Kęsika (1967) oraz Mycielskiej-Dowgiałło (1969). Informacje dotyczące holocenińskiej historii doliny Wisły można znaleźć w pracach Falkowskiego (1965, 1970)

i Kociszewskiej-Musiał (1965). O chronostratygrafii osadów plejstoceńskich i rozwoju doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez Wyżyny Południowopolskie pisali: Pożaryski i Mojski (1987), Pożarski i inni (1994a, b) oraz Warowna (2007).

Problem stratygrafii czwartorzędu i zasięgu zlodowaceń w omawianym regionie był przedmiotem rozważań m.in.: Radłowskiej (1957, 1963), Bartosika (1970, 1972), Łyczewskiej (1971), Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1972) oraz Borowieckiej i innych (1978). Badania Radłowskiej (1957, 1963) obejmowały część obszaru arkusza Opola Lubelskie między ujściowymi odcinkami rzek Kamiennej i Krępianki. Według autorki największe rozcięcie tych dolin nastąpiło podczas interglacjału mazowieckiego. Zdaniem Bartosika (1970, 1972), który zajmował się zagadnieniem zlodowaceń środkowopolskich na omawianym terenie, jeden lob tych zlodowaceń zajął dolinę Wisły (do doliny Kamiennej), a drugi sięgnął rowu tarnowskiego. Wysoczyzna między dolinami Krępianki i Kamiennej była natomiast wolna od lodu. Według Kosmowskiej-Suffczyńskiej (1972) łądolód zlodowaceń środkowopolskich przekroczył dolinę Kamiennej i oparł się o stoki Gór Świętokrzyskich. Podobnie uważała Łyczewska (1971), która wydzieliła starszy stadiał tych zlodowaceń (na obszarze nadwiślańskim do Sandomierza), interstadiał Kamiennej oraz młodszy stadiał – Skarżyska nad Kamienną.

Na temat zasięgu i chronologii zlodowaceń środkowopolskich na Wyżynie Małopolskiej wypowiedział się Lindner (1984), na obszarze międzyrzecza Warty i Bugu – Lindner i inni (1985), natomiast na terenie między Wisłą a Bugiem – Janczyk-Kopikowa i inni (1980), Maruszczak (1980) oraz Wojtanowicz (1984). Maksymalny zasięg łądolodu zlodowaceń środkowopolskich po wschodniej stronie Wisły poprowadzono wzdłuż linii północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej oraz przy samej dolinie Wisły, aż po rejon Sandomierza. Według Maruszczaka (1980) maksymalny zasięg zlodowacenia Odry sięgał linii Sandomierz–Kraśnik–Trawniki–Rejowiec–Dubienka (poza granicami obszaru omawianego arkusza). Powyżsi autorzy określili ponadto zasięg łądolodu stadiału przedmaksymalnego (Krzny) wzdłuż linii Przedbórz–Odrzywół (poza zachodnią granicą badanego terenu), po ujście Kamiennej do Wisły oraz stadiału postmaksymalnego w rejonie Puław (wzdłuż Wisły) i w Kotlinie Chodelskiej (na wschód od Wisły). Wynika to m.in. z badań Bera i Rywockiej-Kenig (1968) prowadzonych w Kotlinie Chodelskiej (Dowgiałło, Małek, 2015b). Podobne poglądy odnośnie do zasięgu łądolodów stadiałów zlodowaceń środkowopolskich przedstawiono w pracy Lindnera i innych (1985).

Szczegółową charakterystykę osadów eolicznych na Wyżynie Lubelskiej przedstawił Morawski (1965), a w Kotlinie Chodelskiej, a także koło Opola Lubelskiego i Wrzelowca – Kęsik i Wojtanowicz (1968), Harasimiuk (1980) oraz Zieliński (1998, 1999, 2001a, b, 2007). Problematyka lessów była poruszana w pracach Pożaryskiego (1953, 1955a), Maruszczaka i innych (1955), Harasimiuka

i Henkla (1976), Koneckiej-Betley i Maruszczaka (1976). Na temat genezy i stratygrafii lessów wypowiedzieli się: Maruszczak (red., 1991; 1972, 1993), Jersak (1976) oraz Dolecki i inni (2005). Litologię i właściwości deluwiów w dolinach Zwolenki i Kamiennej badał Stochlak (1971), a utworów lessopodobnych na Wyżynie Lubelskiej – Uziak i Pomian (1976).

W związku z planami zagospodarowania doliny Wisły (budowa stopnia wodnego) prowadzono badania własności geotechnicznych skał kredowych przełomu Wisły (Staniewicz, 1959; Kowalski i Łozińska-Stępień, 1965; Dziedzic, 2007). Wiele prac dotyczy litologii oraz jakości i możliwości wykorzystania skał kredowych (węglanowych i węglanowo-krzemionkowych) Lubelszczyzny również jako surowców w przemyśle cementowym i budowlanym (Kowalski, Łozińska-Stępień, 1965; Cieśliński, Wyrwicka, 1970; Kozłowski, Wyrwicka, 1970; Wyrwicka, 1977, 1980), a lessów jako surowców ceramicznych (Wyrwicki, 1984).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski na regiony (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018) obszar arkusza Opole Lubelskie obejmuje zachodnią część makroregionu Wyżyna Lubelska (mezoregiony: Kotlina Chodelska, a według Solona i innych (2018) – Obniżenie Chodelskie; Wzniesienia Urzędowskie i Małopolski Przełom Wisły) oraz wschodnie części makroregionów: Wyżyna Kielecka (mezoregion Przedgórze Iłżeckie) i Wzniesienia Południowomazowieckie (mezoregion Równina Radomska) (fig. 1).

Wzniesienia Urzędowskie zajmują niemal połowę powierzchni omawianego terenu. Jest to obszar wyniesiony morfologicznie, którego kulminacje często przekraczają 210 m n.p.m. Najwyżej położony punkt, o wysokości 231,3 m n.p.m., znajduje się na równinach lessowych w pobliżu Świdrów. W rejonie Gór Kluczkowickich, Zadola i Wandalina na pokrywie lessowej rozwinęły się liczne, palczasto rozgałęzione wąwozy. Nieco niżej (wys. 210,0–220,0 m n.p.m.) koło: Idalina, Nietrzeby, Kamionki i Kręciszówki znajdują się powierzchnie zrównań kredowych.

Kotlina Chodelska zajmuje północno-wschodnią część obszaru arkusza. Jest ona nieckowatym obniżeniem wypreparowanym w mało odpornych na denudację osadach kredy piszącej i marglistych. Jej powierzchnia obniża się od około 165 m n.p.m. w rejonie Janiszkowic do około 145 m n.p.m. w okolicy Niezdowa.

Teren arkusza obejmuje środkową część Małopolskiego Przełomu Wisły. Jest to obszar niemal płaski, o szerokości około 5 km, położony najniżej w obrębie badanego terenu. Dno doliny Wisły znajduje się tu na rzędnej od 128,5 m n.p.m. w okolicach Kolonii Nadwiślańskiej i Kępy Gosteckiej

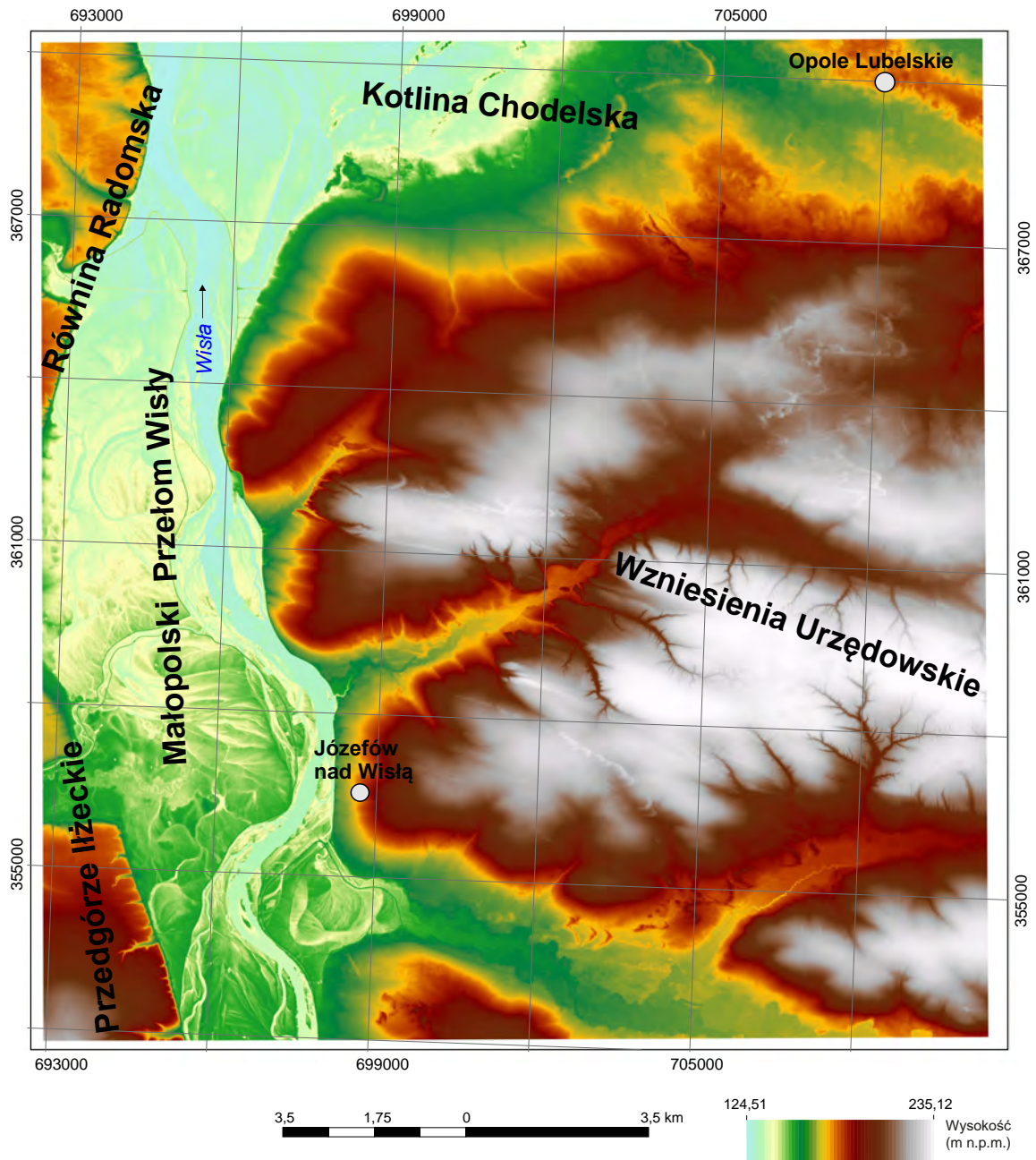


Fig. 1. Podział fizycznogeograficzny (Kondracki, 2009) na tle ukształtowania powierzchni obszaru arkusza Opole Lubelskie, wygenerowanego za pomocą LiDAR

do 133,7 m n.p.m. w pobliżu Dorotki. Zbocze doliny jest zbudowane z utworów kredowych, głównie opok. Typową cechą opisywanego krajobrazu są liczne starorzecza, często wypełnione wodą, oraz zabagnienia i podmokłości. W tej części regionu dolina Wisły, niemal na całej swej długości, jest oddzielona od sąsiednich terenów stromymi krawędziami, których wysokość względna sięga miejscami 40 m (okolice Piotrawina).

Powierzchnie zrównań kredowych Przedgórze Iłżeckiego koło Ciszycy Górnej (południowo-zachodnia część obszaru arkusza) znajdują się na wysokości 180,0–200,0 m n.p.m.

Na Równinie Radomskiej w rejonie Solca nad Wisłą (północno-zachodnia część terenu arkusza) równiny denudacyjne wznoszą się na wysokość 150,0–165,0 m n.p.m., a dno doliny Krępianki znajduje się na wysokości 132,0–135,0 m n.p.m. Deniwelacja obszaru arkusza wynosi 102,8 m.

Większą część terenu arkusza zajmują fragmenty starej (neogeńskiej) rzeźby, odpreparowanej w młodszym czwartorzędzie. W jej obrębie wydzielono *p o w i e r z c h n i e z r ó w n a ń* (tabl. I), które powstały na utworach kredy górnej. Ich najwyższy poziom wznosi się do wysokości 210,0 m n.p.m. (okolice: Idalina, Nietrzeby, Kręciszówki i Kamionki), a lokalnie (na północny wschód od Idalina) – nawet do około 220 m n.p.m. (Dowgiałło, Małek, 2015b). Wysokość względna powierzchni zrównań w stosunku do doliny Wisły wynosi około 85 m, a do rozcinających Wzniesienia Urzędowskie dolin: Wyżnicy, Podlipia i Wrzelowianki – około 60–70 m. Najstarszy poziom zrównań został w kilku fazach rozcięty formami dolinnymi (Maruszczak i in., 1955; Jahn, 1956; Maruszczak, 1972; Harasimiuk, 1980). Wskazują na to poziomy zrównań, zaznaczające się na stokach, które obniżają się w stosunku do powierzchni wysoczyzny w stronę den dolinnych (Dowgiałło, Małek, 2015b). Na badanym terenie rozpoznano dwa tego rodzaju poziomy zrównań stokowych. Poziom o wysokości 180,0–200,0 m n.p.m. znajduje się koło Studnisk, Spław, między Józefowem nad Wisłą a Nietrzebą, Kaliszanami a Kopaniną Kaliszańską, Kolonią Łaziską a Elżbietą oraz koło Kolonii Dąbrówki. Niższy, na wysokości 150,0–180,0 m n.p.m., i słabiej rozwinięty poziom zrównań stokowych zaobserwowano między Basonią a Prawnem oraz między Piotrawinem a Łaziskami (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Powierzchnie zrównań są ograniczone *d ł u g i m i* (łagodnymi) *s t o k a m i*, związanymi z wieloetapowymi procesami denudacji na zbudowanych ze skał kredy górnej zboczach dolin Wisły (między Rybitwami, Józefowem nad Wisłą i Wólką Kolczyńską oraz między Piotrawinem a Kamieniem) i Podlipia (koło: Idalina, Chruślanek Mazanowskich i Owczarni). Wzdłuż doliny górnej Wrzelowianki (powyżej Wrzelowca) oraz Podlipia (koło Chruśliny) długie stoki ograniczają także równiny lessowe, a miejscami – denudacyjne.

Na płaskich, silnie zdenudowanych wysoczyznach polodowcowych w okolicach Niezdowa, między Wrzelowcem a Starym Franciszkowem (Wzniesienia Urzędowskie), w pobliżu Woli Rudzkiej (Kotlina Chodelska), między Solcem nad Wisłą a Kłudziem (Równina Radomska) oraz koło Ciszycy Górnej (Przedgórze Iłżeckie) wyróżniono *r ó w n i n y d e n u d a c y j n e*. Miąższość osadów czwartorzędowych jest tam silnie zredukowana. Przy powierzchni terenu stanowią je gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Odry, o miąższości kilku metrów. Najczęściej są one przykryte piaszczysto-żwirowymi rezydunami lub piaszczysto-pyłowatymi eluwiami. W rejonie Ciszycy Górnej, Niezdowa i Starego Franciszkowa gliny zwałowe leżą bezpośrednio na skałach górnokredowych. Powierzchnia równin denudacyjnych obniża się ku północy (zgodnie z monoklinalnym zapadaniem skał

górnokredowych) od około 200 (w rejonie Sław, Wrzelowca i Ożarowa) do około 150 m n.p.m. (koło Niezdowa i Woli Rudzkiej). Na zachód od doliny Wisły ich wysokość jest mniej zróżnicowana i wynosi około 150–170 m n.p.m. Równiny denudacyjne koło Solca nad Wisłą, Wólki Kolczyńskiej i Starego Franciszka rozcinają suche doliny. Są one płytkie, o łagodnie nachylonych zboczach, wypełnione piaszczysto-pyłowatymi osadami deluwialnymi (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Na badanym terenie powszechnie występują stożki napływowe. Są one zlokalizowane u wylotów dolinek, parowów, wąwozów i młodych rozcięć erozyjnych. Najwięcej stożków napływowych powstało na równinach lessowych i pokrywach pyłowych koło: Chruśliny, Kluczkowic, Zadoła, Wólki Kolczyńskiej i Kopaniny Kaliszańskiej (po wschodniej stronie Wisły) oraz w pobliżu Sadkowic (po zachodniej stronie Wisły). Utworzyły się one także u wylotu bocznych dolinek, które rozcinają stoki zbudowane ze skał górnokredowych i uchodzą do dolin: Wisły (koło: Kaliszan-Kolonii, Józefowa nad Wisłą, Piotrawina, Ciszycy Górnej i Dorotki), Podlipia (w okolicach: Idalina, Chruślanek Mazanowskich i Owczarni) oraz Wrzelowianki (koło Wólki Kolczyńskiej). Wielkość stożków jest zróżnicowana i wynosi od kilku do kilkuset metrów, a ich wysokość względna – od 1 do 4 m ponad powierzchnie aluwiów w dolinach. Formy te przeważnie mają charakterystyczne wachlarzowate kształty.

W środkowej części omawianego obszaru, między Kopaniną Kaliszańską a Wandalinem i Chruśliną występują równiny lessowe (fig. 2). Pas lessów o szerokości do około 4 km przebiega w kierunku południowo-wschodnim i kontynuuje się na terenie sąsiedniego arkusza Chodel SMGP (Marszałek, 2001, 2002). Płaska powierzchnia tych równin jest położona na wysokości 200,0–215,0 m n.p.m. Koło Kluczkowic i Chruśliny wąwozy dzielą ją na niewielkie garby i pagórki. Północne zbocze równin, obniżające się w kierunku Wrzelowianki, również jest gęsto pocięte siecią wąwozów, parowów i dolinek, u których wylotów powstały stożki napływowe. Miąższość lessów w tej części Wzniesień Urzędowskich wynosi 5,0–15,0 m. Drugi płat lessów stwierdzono po zachodniej stronie Wisły między Wolą Pawłowską a Sadkowicami. Jest to wschodni kraniec rozległej równiny lessowej udokumentowanej na terenie sąsiedniego arkusza Lipsko SMGP (Piotrowska, 2003a, b). Miąższość lessów jest tam mniejsza (do 3,0 m). Stroma krawędź tej równiny, od strony doliny Wisły, jest rozcięta kilkoma krótkimi wąwozami. Wysokość równiny wynosi 150,0–160,0 m n.p.m. (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Na południowym obrzeżeniu pasa lessów, między Wólką Kolczyńską a Chruśliną oraz koło Kaliszan-Kolonii, wyznaczono pokrywy pyłowe. Są to obszary występowania lessów piaszczystych i piasków pyłowatych, które stanowią pośrednie ogniwo między piaskami eolicznymi i lessami.

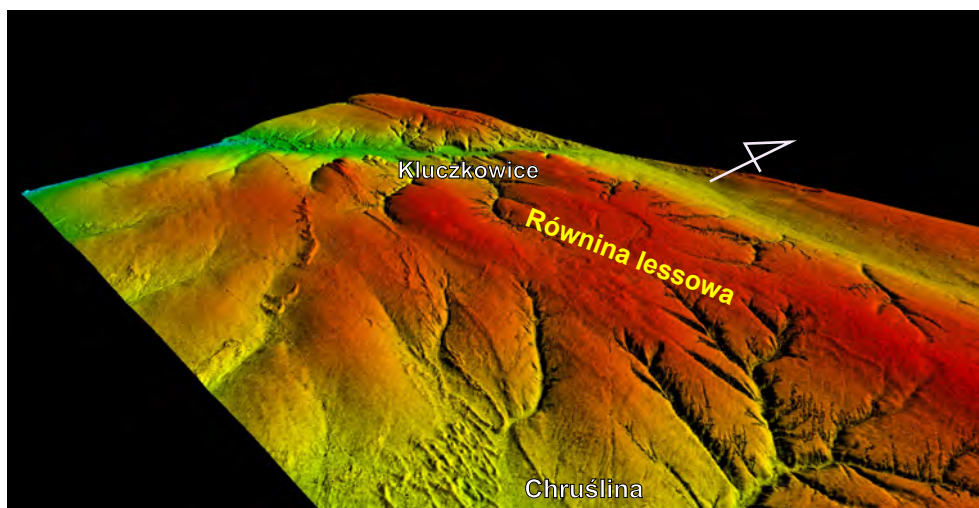


Fig. 2. Przestrzenny model fragmentu obszaru arkusza Opole Lubuskie (wygenerowany za pomocą LiDAR)

Przeważnie występują one na łagodnych stokach wzgórz nadbudowanych lessami (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Największe równiny piasków przewianych występują od Kaliszan-Kolonii przez okolice Wrzelowca do Górnej Owczarni, koło Łazisk i Niezdowa oraz po północnej stronie dolin Wyżnicy i Podlipia. Tworzą one stosunkowo płaskie powierzchnie, niewyróżniające się w rzeźbie terenu. Występują zazwyczaj zarówno w sąsiedztwie dolin rzecznych, jak i na powierzchniach zrównań kredowych. Miejscami znajdują się również na równinach denudacyjnych, gdzie tworzą mniejsze lub większe wysepki. Na równinach piasków przewianych wyróżniono liczne wydmy. Należą one do najmłodszych form morfologicznych. Powstały w schyłkowym okresie zlodowaceń północnopolskich i z początkiem holocenu. Najpowszechniejszą formę wydym stanowią wydłużone pagórki o symetrycznym profilu poprzecznym. Pagórki wydymowe łączą się często w duże wały, przeważnie o kierunku WNW–ESE (Dowgiałło, Małek, 2015b). Zazwyczaj osiągają one długość około 1 km, a maksymalnie może ona dochodzić do 2,5 km (np. koło: Łazisk i Niezdowa, Wrzelowca, Ożarowa Drugiego, Studnisk i Basonii). Ich wysokości względne są rzędu kilku metrów. Najwyższe wydmy o wysokości przekraczającej 10 m stwierdzono koło Łazisk i Niezdowa (przekrój morfologiczny przez wydmy w Niezdowie, wygenerowany za pomocą LiDAR, wskazuje wysokość względną wynoszącą prawie 12 m – fig. 3).

Tarasy akumulacyjno-erozyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych. Dolina Wisły przecina skośnie lub prawie prostopadle warstwy skał górnokredowych (od kampanu górnego do mastrychtu górnego). Skały tych pięter odsłaniają się w zboczach doliny Wisły. Wysokość zboczy dochodzi do ponad 20 m. Szerokość doliny Wisły jest uzależniona głównie od litologii

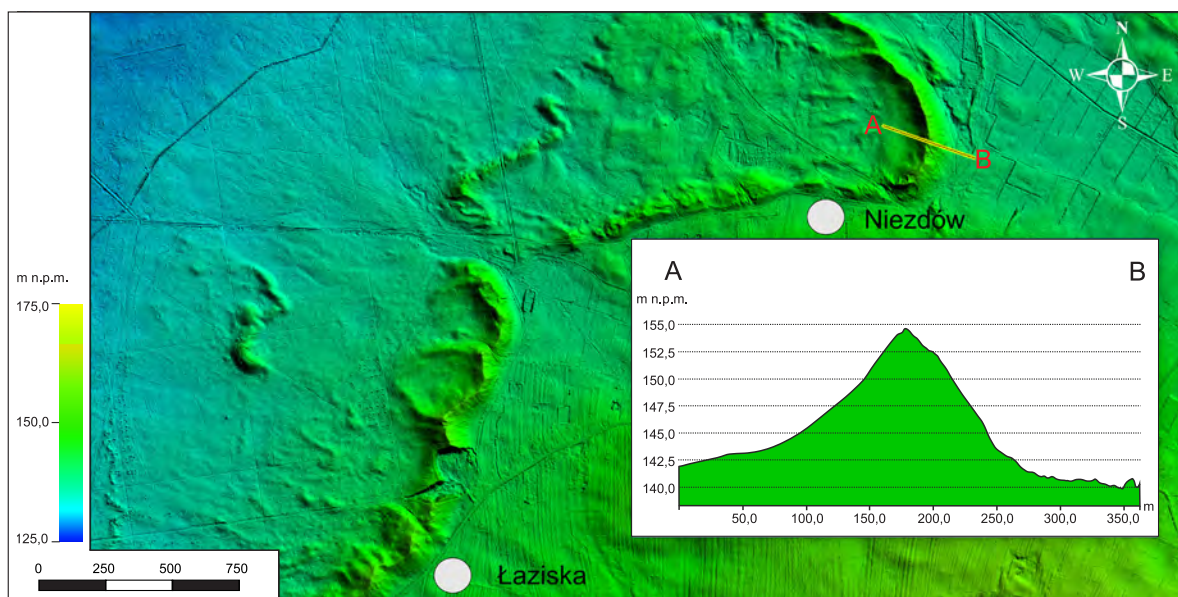


Fig. 3. Przestrzenny model ukształtowania powierzchni terenu fragmentu obszaru arkusza Opole Lubelskie z przekrojem morfologicznym A–B przez wydęg w Niezdowie

skał górnokredowych oraz tektoniki i zwykle wynosi około 4 km. Na badanym odcinku w dolinie Wisły wykształciły się cztery poziomy tarasów nadzalewowych.

Taras nadzalewowe najwyższe I – 11,0–13,5 m n.p. rzeki tworzą niewielkie płyty przy zachodnich i wschodnich zboczach doliny Wisły. Największą powierzchnię zajmują one w pobliżu Janiszewa, gdzie od niższych tarasów oddzielone są krawędzią tarasów. Nieliczne płyty występują też w okolicy Woli Rudzkiej i w dolinie Wyżnicy koło Prawna. Tarasy I są utworzone z piasków wysokiego zasypania i zostały szczegółowo zbadane w Górze Puławskiej (ark. Puławy SMGP – Żarski, 1998a, b). Z tego względu Pożaryski (1953, 1955a, b) nazwał omawianą formę tarasem Góry Puławskiej lub tarasem wysokiego zasypania (Dowgiało, Małek, 2015b).

Taras nadzalewowe wysokie II – 7,5–9,0 m n.p. rzeki występują tylko po wschodniej stronie doliny Wisły, m.in. na północny zachód od Opola Lubelskiego. Zachowały się także wzdłuż doliny Wyżnicy (w pobliżu Boisk-Kolonii i Rybitw) oraz Podlipia koło Chruślanek Małych i w rejonie Chruśliny.

Taras nadzalewowe średnie III – 5,5–7,5 m n.p. rzeki wykartowano w dolinie Wyżnicy poniżej ujścia Podlipia oraz w okolicy Nieszawy. Formy te rozpoznano także na północ od Łazisk.

Taras nadzalewowe niskie IV – 3,0–5,5 m n.p. rzeki występują w dolinie dolnej Wyżnicy w pobliżu Mazanowa oraz w dolinie Wisły koło Janiszowa. Miejscami, od tarasów średnich oddziela je wyraźna krawędź. Wąska listwa tarasów nadzalewowych niskich zachowała się również u podnóża łagodnego zbocza doliny Wisły w okolicy Kamienia (Dowgiało, Małek, 2015b).

Tarasы nadzalewowe wysokie, średnie i niskie przeważnie nie są od siebie wyraźnie odgraniczone i stopniowo przechodzą jedne w drugie. Ich powierzchnie zostały wtórnie przemodelowane w wyniku procesów eolicznych, ablacyjno-erozyjnych oraz na skutek działalności człowieka. Podziału tarasów dokonano na podstawie ich położenia względem wysokości średniego poziomu wody w Wiśle. W miejscach, w których trudno jest oddzielić od siebie poszczególne tarasy wyróżniono tarasy nadzalewowe nierozdzielone II–IV. Oznaczono je między Wolą Pawłowską i Solcem nad Wisłą (po zachodniej stronie doliny Wisły), w rejonie Łazisk i Niedźwiady Małej (po wschodniej stronie doliny Wisły), a także w dolinach Leonki, dolnej Wrzelowianki i Wyżnicy (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Tarasы akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych na obszarze arkusza zajmują większość powierzchni doliny Wisły. W rzeźbie terenu szczególnie wyróżniają się tarasy zalewowe wyższe V – 2,0–3,0 m n.p. rzeki. Są one związane ze starszymi etapami rozwoju doliny w holocenie. Tarasy te zajmują znaczną powierzchnię po zachodniej stronie Wisły. Po wschodniej stronie Wisły, między Józefowem nad Wisłą a Kamieniem, gdzie dolina ograniczona jest stromą krawędzią opisywane tarasy praktycznie nie występują. Rozpoznano je natomiast w szerokich odcinkach doliny u ujścia Wyżnicy oraz na północ od Kamienia. Wyrównana zazwyczaj powierzchnia tarasów zalewowych wyższych występuje na wysokości 127,8–133,7 m n.p. rzeki. Poza doliną Wisły niewielkie powierzchnie tych tarasów występują tylko w dolinach Kamiennej i Krępianki. Tarasy zalewowe niższe VI – 0,5–2,0 m n.p. rzeki obejmują koryto Wisły z mieliznami i kępami oraz pas przybrzeżny o szerokości do 2,5 km. Towarzyszą one także większym zawodnionym starorzeczom (m.in. koło Dorotki oraz między Kamieniem a Podwalem). Powierzchnia tarasów nieznacznie obniża się wraz z biegiem rzeki. Tarasy zalewowe wyższe i niższe na znacznych odcinkach są rozdzielone wałami przeciwpowodziowymi (Dowgiałło, Małek, 2015b). W miejscach, w których trudno jest je rozróżnić (okolice Chruślanek Mazanowskich w dolinie Podlipia) wydzielono tarasy zalewowe nierozdzielone.

Powierzchnię tarasów urozmaicają bardzo liczne starorzecza. Na obszarze arkusza, w obrębie tarasów powodziowych, wyróżniono dwa typy starorzeczy (Falkowski, 1965, 1978). Pierwszy z nich ma w planie zarys sierpowy, a w przekroju kształt głębokiego, zwartego koryta o głębokości 4,0–12,0 m. Głębokość koryta omawianej formy rośnie wraz ze zmniejszaniem się promienia krzywizny meandru, jej szerokość natomiast maleje. Drugi typ starorzeczy, położony bliżej koryta rzeki, jest wydłużony, prawie prostoliniowy. W nierównym, urozmaiconym zagłębieniach (wyrwami i dołami) dnie tego typu starorzeczy, gdzieśgdzie tworzą się wydłużone jeziora.

Na powierzchniach zrównań i równinach denudacyjnych występują liczne dolinki cieków okresowych. Na równinach lessowych są to parowy, wąwozy i młode rozcięcia erozyjne cyklicznie pogłębiane przez wody roztopowe, opadowe i ciekły płynące okresowo. Miejscami są one silnie rozgałęzione. W strefach występowania osadów deluwialnych i lessopodobnych dolinki te mają stopniowo coraz łagodniejsze zbocza i stopniowo stają się szersze (Dowgiałło, Małek, 2015b).

W stromych zboczach doliny Wisły, utworzonych w skałach górnokredowych, występują wyraźnie zaznaczone w rzeźbie terenu krawędzie wysoczyzn. Miejscami ich wysokość sięga 20 m nad powierzchnię lustra wody. Najlepiej są one widoczne wzdłuż odcinka od Józefowa nad Wisłą do Piotrawina, między Sadkowicami i Kłudziem oraz na północ od Ciszycy Górnej. Na pozostałych odcinkach doliny Wisły krawędzie te są mniej czytelne — zasłonięte osadami zboczowymi (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Wysoczyzna morenowa płaska zajmuje niewielką powierzchnię na obszarze arkusza. W okolicy Kłudzia (północno-zachodni kraniec obszaru arkusza) oraz na wschód od Opoła Lubelskiego znajduje się ona na wysokości około 160 m n.p.m. Przy wschodniej granicy badanego terenu, koło Starego Franciszkowa, jej powierzchnia jest położona znacznie wyżej, na wysokości około 200 m n.p.m. Wysoczyznę morenową falistą wyznaczono przy zachodnim krańcu obszaru arkusza (na zachód od Kłudzia).

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono także niewielkie równiny wodnolodowcowe. Małe płyty osadów wodnolodowcowych stwierdzono koło: Solca nad Wisłą, Woli Pawłowskiej, Józefowa nad Wisłą oraz w Kotlinie Chodelskiej w pobliżu Woli Rudzkiej. Są one silnie zdenudowane i słabo czytelne w rzeźbie terenu (trudne do odróżnienia od równin denudacyjnych i piasków przewianych).

Równiny torfowe występują w północnej części obszaru arkusza koło Łazisk, Niezdowa oraz w Opolu Lubelskim (w dolinie Leonki). Niewielkie torfowisko stwierdzono także koło Ożarowa Drugiego (Dowgiałło, Małek, 2015b), a także w okolicy Nieszawy.

Liczne głazy narzutowe występują w rejonie miejscowości Kamionka i Ożarów Drugi, a pojedyncze także koło Kręciszówki i Starego Franciszkowa. Ich średnica dochodzi do 1,5 m. Dość często wśród głazów występują granity rapakiwi. Większość eratyków leży zwykle bezpośrednio na skałach kredowych (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Na obszarze arkusza znajdują się też formy pochodzenia antropogenicznego. Należą do nich m.in. kamieniołomy, które są związane z eksploatacją skał górnokredowych. Największy, nieczynny już, kamieniołom zlokalizowany jest w rejonie Piotrawina. Mniejsze takie wyrobiska

występują koło Ciszycy Górnej i na wschód od Wrzelowca. W wielu miejscach znajdują się niewielkie łomy, których nie zaznaczono na mapie geologicznej i szkicu geomorfologicznym (tabl. I).

Duże piaskownice związane z eksploatacją piasków wydmych są czynne w pobliżu miejscowości: Niesiołowice, Wólka Kolczyńska, Kopanina Kaliszańska, Ożarów Drugi, Góry Opolskie, Elżbieta i Niezdów. Na północ od Wrzelowca znajduje się także niewielka glinianka (Dowgiałło, Małek, 2015b) – niezaznaczona na mapie geologicznej i szkicu geomorfologicznym (tabl. I). Duże kompleksy stawów zostały założone w dolinie Wrzelowianki we Wrzelowcu oraz w dolinie Leonki w Opolu Lubelskim. W dolinie Wisły, a także wzdłuż dolnych odcinków jej większych dopływów (rzek: Wyżnicy, Kamiennej i Krępianki) zbudowano system wysokich wałów przeciwpowodziowych o wysokości względnej dochodzącej do około 5 m oraz nasypy.

\*      \*

\*

Główną rzeką obszaru omawianego arkusza jest Wisła, która przepływa przez zachodnią część badanego terenu z południa na północ. W tym rejonie ma ona charakter rzeki roztokowej o rozgałęziającym się korycie. Charakterystyczną cechą są tu zmiany kierunków biegu koryta Wisły (Dowgiałło, Małek, 2015b). W północnej części omawianego obszaru powierzchnia wody w Wiśle znajduje się na wysokości 124,8 m n.p.m., a w południowej – 129,7 m n.p.m. Największymi dopływami Wisły na terenie arkusza są rzeki Wyżnica i Wrzelowianka (dopływy prawobrzeżne) oraz – Kamienna i Krępianka (dopływy lewobrzeżne). W południowo-wschodniej części obszaru opracowania znajduje się fragment strugi Podlipie (dopływ rzeki Wyżnicy). Północno-wschodni narożnik badanego terenu przecina dolina Chodelki, przez Opole Lubelskie przepływa natomiast niewielka struga Leonka. Opisywany rejon stanowi środkowy odcinek Małopolskiego Przełomu Wisły.

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

#### **A. STRATYGRAFIA**

##### **1. Dewon**

###### **a. Dewon środkowy**

###### **Eifel**

Dolomity i margle dolomityczne eiflu są to najstarsze skały, które udokumentowano na obszarze arkusza. Rozpoznano je w otworze 46 (otw. badawczy Niesiołowice IG-1) na głębokości 1597,2–1651,0 m (miąższość ok. 53,8 m). Skały te są ciemnoszare, na ogół drobnokrystaliczne, miejscami występują w nich kawerny, które wypełnia biały kalcyt z fragmentami koralowców oraz

gruboskorupowych brachiopodów i ślimaków. W stropie profilu utworów eiflu (głęb. 1597,2–1602,5 m) stwierdzono wkładki kryptokrystalicznych dolomitów okruszczowanych pirytem i galeną (Dowgiało, Małek, 2015b).

### Żywet

Iłowce, mułowce, wapienie i dolomity żywetu odwiercono w otworze 46 na głębokości 1200,0–1597,2 m (miąższość 397,2 m). W spągu opisywanych osadów udokumentowano szare, drobnokrystaliczne dolomity, powyżej których, na głębokości 1561,0–1566,9 m, występują przewarstwienia ciemnoszarych, bardzo twardych piaskowców kwarcowych oraz margli dolomitycznych. W środkowej części serii dominują szarozielonkawe iłowce i ciemnoszare mułowce przeławiczone wapieniami. Zawierają one liczne fragmenty liliowców i koralowców, miejscami także brachiopodów. W stropie profilu omawianych skał (powyżej głęb. 1324,0 m) stwierdzono natomiast drobnokrystaliczne, szarobrunatne dolomity z licznymi fragmentami przekrystalizowanych koralowców gałązkowych (Dowgiało, Małek, 2015b).

### Fran

Dolomity franu są szare lub ciemnoszare, drobnokrystaliczne i twarde, miejscami spękane. Zawierają one liczne fragmenty koralowców gałązkowych, a w stropowej części ich profilu występują cienkie żyłki pirytu. Omawiane skały odnotowano w otworze 46 na głębokości 1119,5–1200,0 m. Ich miąższość wynosi 80,5 m.

## 2. Karbon

### a. Karbon dolny

#### Turnej (?)

Iłowce i dolomity. W otworze 46 na głębokości 1105,5–1119,5 m rozpoznano 14-metrową serię iłowców oraz skrasowiałych dolomitów z nalotami pirytu i relikdami koralowców. Opisywane osady, prawdopodobnie, należą do turneju.

## 3. Jura

Na obszarze omawianego arkusza stwierdzono dużą lukę stratygraficzną, która obejmuje: karbon (od wizenu), perm, trias, jurę dolną i częściowo jurę środkową. Bezpośrednio na silnie zredukowanych osadach zaliczonych do turneju (karbon dolny) występują nierozdzielone skały jury środkowej.

#### a. Jura środkowa

Wapienie i piaskowce jury środkowej odnotowano w otworze 46 na głębokości 1075,0–1105,5 m. W spągu warstwy występują piaskowce kwarcowe wapieniste, miejscami dolomityczne. Ku stropowi profilu stopniowo przechodzą one w szarobrunatne wapienie piaszczyste. Miąższość omawianych skał sięga 30,5 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

#### b. Jura górna

##### Oksford

Wapienie organodetrytyczne, wapienie ooidowe i wapienie margliste oksfordu stwierdzono w otworze 46 na głębokości 820,0–1075,0 m. W spągu profilu przeważają zdolomityzowane wapienie organodetrytyczne, w części środkowej – ooidowe z wkładkami organodetrytycznych, a w stropie – ooidowe i margliste. Łączna miąższość opisywanych utworów wynosi 255,0 m.

##### Kimeryd

Wapienie margliste i dolomity margliste kimerydu, o miąższości 120,0 m, rozpoznano w otworze 46 na głębokości 700,0–820,0 m. Dolną część profilu tych utworów stanowią głównie wapienie z wkładkami margli, a górną – dolomity z wkładkami wapieni dolomitycznych i marglistych.

### **4. Kreda**

Na skałach jurajskich niezgodnie zalegają utwory kredowe (od albu do mastrychtu). Ich łączna miąższość w profilu otworu 46 wynosi 699,0 m.

#### a. Kreda dolna

##### Alb

Margle, piaski i piaskowce margliste z glaukonitem albu, o miąższości 6,5 m, stwierdzono w otworze 46 na głębokości 693,5–700,0 m.

#### b. Kreda górna

Bezpośrednio na powierzchni omawianego terenu lub pod stosunkowo cienką pokrywą osadów czwartorzędowych występują utwory kredy górnej. W kierunku północnym i północno-wschodnim,

zgodnie z ich zapadaniem, odsłaniają się coraz młodsze jej ogniwa od kampanu górnego do mastrychtu górnego. Łączna miąższość utworów kredy górnej stwierdzona w otworze 46 wynosi 692,5 m.

#### Cenoman

Wapienie organodetrytyczne, miejscami margliste, z fragmentami inoceramów rozpoznano w profilu otworu 46 na głębokości 683,5–693,5 m.

#### Turon

Wapienie i wapienie z pojedynczymi czertami występują na głębokości 495,0–683,5 m (otw. 46). Gdziekolwiek utwory te zawierają skorupy inoceramów.

#### Koniak

Wapienie margliste i margle nawiercono na głębokości 454,0–495,0 m (otw. 46). Skały te są jasnoszare i plamiste. Charakteryzują się one średnią twardością. Miejscami w profilu tych utworów występują duże nagromadzenia skorup inoceramów. Miąższość osadów koniaku wynosi około 41 m.

#### Santon

Margle i wapienie margliste stwierdzono na głębokości 290,0–454,0 m (otw. 46). Ich miąższość wynosi około 164 m w rejonie nadwiślańskim i maleje ku północnemu wschodowi. W spągowej części ich profilu występują jasnoszare, miejscami białoszare, wapienie margliste o średniej twardości, z drobnymi skupiskami pirytu. Ku górze profilu przechodzą one w jasnoszare margle. W omawianych skałach stwierdzono także drobne, nieoznaczalne, małże oraz amonity z rodzaju *Baculites* sp. Udział substancji ilastej rośnie ku północnemu wschodowi, o czym świadczy pojawieniem się litofacji marglistej (Świdrowska, 2007)

#### Kampan

Największe wychodnie skał kampanu stwierdzono w nieczynnym od ponad 30 lat kamieniołomie, który znajduje się na prawym zboczu doliny Wisły, w pobliżu Piotrawina. Kamieniołom ten określa się mianem geostanowiska, ponieważ stanowi odsłonięcie profilu skał górnokredowych o wyjątkowym znaczeniu dla badań stratygraficznych, paleontologicznych i facjalnych na skalę europejską. Odsłaniające się tu utwory są to przede wszystkim opoki i opoki margliste. Kamieniołom ten od dawna (Siemiradzki, 1909) znany jest z licznych i efektownych okazów paleontologicznych.

Na podstawie fauny kopalnej – głowonogów (amonyty) i małży (inoceramy) Błaszkiwicz (1980) oraz Walaszczyk (2004) datowali opoki piotrawińskie na kampan górny. Utwory kampanu na obszarze arkusza Opole Lubelskie odsłaniają się także w kilku mniejszych kamieniołomach na lewym brzegu Wisły (geostanowiska: Ciszycza Górna, Dorotka i Raj).

#### Kampan dolny

Opoki margliste reprezentują morskie osady, przypuszczalnie kampanu dolnego (brak badań paleontologicznych – Niemczycka, 1972). W otworze 46 występują one prawdopodobnie na głębokości 270,0–290,0 m. Omawiane skały są białe, stwierdzono w nich pojedyncze igły gąbek i drobne skupiska pirytu.

Na obszarze arkusza Annopol SMGP (Włodek, Gaździcka, 2009a, b), poza południową granicą niniejszego opracowania, w podłożu czwartorzędu udokumentowano twarde opoki z glaukonitem kampanu dolnego. Wschodnie tych skał na obszarach sąsiednich opisywali wcześniej m.in.: Pożaryski (1948), Cieśliński i Wyrwicka (1970) oraz Błaszkiwicz (1980). Na podstawie tych danych przypuszczalną granicę między utworami kampanu dolnego i górnego poprowadzono na zachód od doliny Wisły, przez południowo-zachodnie naroże obszaru arkusza Opole Lubelskie (rejon Kolonii Dąbrówka – tabl. II) (Dowgiałło, Małek, 2015b).

#### Kampan górny

Opoki i margle. Najpełniejszy profil utworów kampanu górnego udokumentowano w otworze 46 na głębokości 12,9–270,0 m. Omawiane skały reprezentują średniej twardości, białe i jasnoszare opoki oraz opoki margliste, miejscami z drobnymi skupieniami pirytu. Na głębokości 120,0–125,0 oraz 166,0–200,0 m są one przewarstwione marglami. Wśród fauny odnotowano drobne, pojedyncze igły gąbek, kilka amonitów z rodzaju *Baculites* sp., nieoznaczalne drobne małże oraz łuski ryb. W stropowej części profilu znaleziono pojedynczą otwornicę *Pseudouvierina cristata* (Marsson), charakterystyczną dla pogranicza kampanu i mastrychtu (Niemczycka, 1972). Bez dokładnych badań paleontologicznych trudno jest jednak precyzyjnie określić przynależność stratygraficzną tych osadów. Według Romanka i Złonkiewicza (1992) oraz Pożaryskiego (1997) granicę rozdzielającą wschodnie kampanu górnego i mastrychtu dolnego po wschodniej stronie doliny Wisły należałoby przesunąć na południe do dolin Wyżnicy i Podlipia (rejon wsi: Rybitwy, Studnisko i Niesiołowice). Problemy z rozdzieleniem bardzo podobnych pod względem litologicznym osadów kampanu górnego i mastrychtu dolnego były powodem przedstawienia ich jako nierozdzielonych na sąsiadującym od wschodu terenie arkusza Chodel SMGP (Marszałek, 2001, 2002).

Skały kampanu górnego tworzą podłoże czwartorzędu w południowej i środkowo-zachodniej części obszaru arkusza (Dowgiałło, Małek, 2015b). Występują one na południe od okolic Sadkovic, Kolonii Nadwiślańskiej, Piotrawina, Zgody, Wrzelowca, Kluczkowic i Chruśliny. Ich rozległe wychodnie tworzą powierzchnie zrównań Wzniesień Urzędowskich (koło Kaliszan i Piotrawina, między Wólką Kolczyńską a Spławami, Basonią a Mazanowem oraz Owczarnią a Boiskami-Kolonią) oraz Przedgórza Iłżeckiego (na zachód od Dorotki i Ciszycy-Kolonii). Powierzchnia stropowa utworów kampanu górnego jest silnie zróżnicowana w wyniku działania procesów erozyjnych. Deniwelacje między dnem kopalnej doliny Wisły koło Kępy Piotrawińskiej (wys. 94,8 m n.p.m.) a rejonem: Kluczkowic, Świdrów, Niesiołowic i Idalina (210,0–220,0 m n.p.m.) w środkowej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza sięgają 125,0 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Najstarsze skały kampanu górnego odsłaniają się w rejonie Basoni. Utwory te stanowią szarobiałe opoki margliste z odcieniem żółtawym. Zgodnie z podziałem biostratygraficznym Błaszkiwicza (1980) zaliczono je do poziomu amonitowego *Neancyloceras phaleratum*. Nieco dalej na zachód oraz północny zachód (w rejonie Dorotki i Ciszycy-Kolonii) występują żółtobiałe opoki z czertami, białóżółtawe margle ilaste oraz silnie wapniste opoki z licznymi igłami gąbek. Osady te należą do niższego poziomu *Bostrychoceras polyplacum* oraz wyższego *Didymoceras donezianum*. W rejonie Józefowa nad Wisłą poziom *Didymoceras* tworzą gruboławicowe opoki, silnie strzaskane, a w dolinie Wisły także częściowo odwapnione (Pożaryski, 1951; Zatoń, 2003). Kolejne ogniwo kampanu górnego stanowi poziom *Nostoceras pozaryskii*, wyznaczony w dolinie Wisły w rejonie Piotrawina, Sadkovic i Raju. Tworzą go, widoczne w przekroju w dolinie Wisły, silnie spękane opoki, w których w kierunku północnym zaobserwowano coraz liczniejsze wkładki miękkich margli, z bogatą fauną inoceramów. W kamieniołomie w Piotrawinie występują opoki z przewarstwieniami gez. Miąższość utworów kampanu górnego na obszarze arkusza Opole Lubelskie sięga 257,1 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

### Mastrycht

Utwory kampanu i mastrychtu scharakteryzowano głównie na podstawie wyników prac: Błaszkiwicza (1966, 1978, 1980), Krassowskiej (1977, 1986, 1990) i Wyrwickiej (1977, 1980) oraz – materiałów pochodzących z kartowania geologicznego (Dowgiałło, 1991). Wyrwicka (1977, 1980) rozdzieliła osady mastrychtu „lubelskiego” na pięć kompleksów litologicznych (I–V). Trzy dolne kompleksy (I–III) występują w granicach omawianego obszaru (Dowgiałło, Małek, 2015b).

## Mastrycht dolny

Opoki i opoki margliste mastrychtu dolnego reprezentują I najniższy kompleks litologiczny (Wyrwicka, 1977). Dokumentują one ciągłe przejście litologiczne od serii opok i margli kampanu górnego. Opoki z wkładkami opok marglistych są szczególnie dobrze widoczne w skarpie Wisły na północ od Piotrawina i w zboczu Krępianki koło Solca nad Wisłą. Dzięki swej stosunkowo dużej twardości omawiane skały zaznaczają się w rzeźbie terenu jako kulminacje w pasie rozciągającym się wzdłuż kierunku NW–SE od Solca nad Wisłą (po lewej stronie Wisły – powierzchnia na wys. 150,0–165,0 m n.p.m.) przez okolice: Kamienia, Kamionki i Wrzelowca do Kręciszówki (po prawej stronie Wisły – powierzchnia do wys. 200,0–210,0 m n.p.m.). Między Kamieniem, Kamionką i okolicami Wrzelowca opoki mastrychtu dolnego tworzą rozległe wychodnie w obrębie powierzchni zrównań Wzniesień Urzędowskich. Ich najpełniejszy profil, opisany przez Wyrwicką (1977), ma miąższość około 90 m (głęb. 10,4–100,0 m) i znajduje się w Ożarowie Drugim (otw. 48 w pierwszej wersji arkusza – Dowgiałło, 1991; Dowgiałło, Małek, 2015b).

Opoki i margle z wkładkami kredy piszącej. Utwory te pojawiły się pod koniec mastrychtu dolnego w miejscu prawie jednolitego kompleksu opok. Wyrwicka (1977) wydzieliła je jako kompleks II.

## Mastrycht górny

Kreda pisząca i margle mastrychtu górnego według podziału Wyrwickiej (1977) tworzą kompleks III. Granica stratygraficzna między osadami mastrychtu dolnego i górnego przecina tutaj diachronicznie różne kompleksy litologiczne (Wyrwicka, 1980). Utwory mastrychtu górnego występują w północno-wschodniej części obszaru omawianego arkusza, w pasie o szerokości około 2–3 km, od okolic Gór Opolskich do rejonu Łazisk. Na powierzchni terenu osady te odsłaniają się na wschód i południe od Opola Lubelskiego oraz koło Łazisk. Tworzą one jednorodny kompleks kredy piszącej z cienkimi przewarstwieniami margli (w stropie) oraz bogatą fauną jeżowców i głowonogów z gatunku *Belemnitella junior* Nowak.

Na podstawie wyników prac Wyrwickiej (1977, 1980), a także analogii z obszarami sąsiednimi (ark. Chodel SMGP – Marszałek, 2001, 2002) maksymalną miąższość omawianych osadów można oszacować na około 140 m. Dane pochodzące z badanego terenu nie są jednak wystarczające do jej jednoznacznego określenia.

Na północ i zachód od Opola Lubelskiego skały mastrychtu górnego są przykryte utworami czwartorzędowymi, w tym aluwiami rzek Chodelki i Wisły, których łączna miąższość waha się w granicach 13,0–18,0 m.

#### Kampan + mastrycht

#### Kampan górny + mastrycht

Opoki, opoki margliste, margle i kreda pisząca powstawały zarówno pod koniec kampanu górnego, jak i na początku mastrychtu. Skały te przeławicają się, a ich podobieństwo litologiczne nie pozwala na precyzyjne rozdzielenie obu pięter (zarówno w profilach otworów, jak i odsłonięciach) bez oznaczeń fauny przewodniej (Dowgiałło, 1991; Dowgiałło, Małek, 2015b). Dlatego na syntetycznym profilu utworów czwartorzędowych przedstawiono je łącznie. Grupa odsłoneń opok w okolicy Solca nad Wisłą dostarcza kluczowych danych na temat położenia granicy kampan–mastrycht w Małopolskim Przełomie Wisły (Walaszczyk, 2004). Niektóre interwały odsłoniętej w pobliżu Solca nad Wisłą sukcesji są bogate w skamieniałości. Szczególnie istotne jest współwystępowanie inoceramów (Walaszczyk, 2004), amonitów (Błaszkiwicz, 1980; Machalski, 2012) oraz belemnitów (Kongiel, 1962).

### 5. Czwartorzęd

Na obszarze omawianego arkusza osady plejstocenske reprezentują utwory zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich, północnopolskich oraz osady dzielących je interglacjałów i interstadiałów. Na badanym terenie, w dolinie Podlipia koło Chruśliny, osady czwartorzędowe tworzą nieciągłą pokrywę o grubości od kilku do 35,0 m. Występują one w formie oderwanych płatów, charakteryzujących się zmiennymi profilami pionowymi. Powoduje to duże trudności z ich korelacją. Ustalenie pozycji stratygraficznej i wieku poszczególnych utworów utrudnia szczególnie brak osadów organogenicznych. W dolinie Wisły występują głównie osady rzeczne o miąższości do 25,0 m, a na jej zboczach miejscami także osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe, przeważnie w formie szczątkowej, o miąższości zaledwie kilku centymetrów (Dowgiałło, Małek, 2015b).

#### a. Plejstocen

#### Zlodowacenia południowopolskie

Na obszarze arkusza osady korelowane z utworami zlodowaceń południowopolskich są silnie zredukowane. Rozpoznano je jedynie w dolinie Wisły. W pierwszej wersji opracowania (Dowgiałło, 1991; Dowgiałło, Małek, 2015b) zaliczono je do stadiałów dolnego i górnego oraz dzielącego

je interstadiału. Wyniki badań geologicznych na sąsiednich arkuszach SMGP: Chodel (Marszałek, 2001, 2002), Lipsko (Piotrowska, 2003a, b) i Annopol (Włodek, Gaździcka, 2009a, b) wskazują, że osady te mogą być pozostałością utworów zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2, rozdzielonych osadami interglacjału ferdynandowskiego.

#### Zlodowacenie Sanu 1

Głazy, żwiry i piaski rezydualne stwierdzono w stromej krawędzi doliny Wisły, między Józefowem nad Wisłą a Kolczynem (Pożaryski, 1953). Występują one bezpośrednio na utworach kredy, na wysokości około 128 m n.p.m. Głazy skał krystalicznych pochodzenia północnego mają średnicę do 25 cm. Rezydualia te są pozostałością glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1. Na obszarze arkusza Lipsko w dolinie Kamiennej badały je Radłowska (1963) i Łyczewska (1971).

#### Interglacjał ferdynandowski

Żwiry, piaski i mułki rzeczne występują w krawędzi doliny Wisły koło Józefowa nad Wisłą, ponad osadami rezydualnymi. Zaznacza się w nich stopniowe przejście od żwirów (w spągu profilu) do mułków (w stropie profilu). Żwiry, niemal wyłącznie, składają się z drobnych otoczek opok kredowych (lokalnych), z niewielkim dodatkiem skał krystalicznych pochodzenia północnego. Miąższość tych osadów wynosi około 2 m. Po lewej stronie Wisły odpowiednikiem omawianych utworów są żwiry z Woli Pawłowskiej opisane przez Pożaryską (1948) jako gruboziarniste żwiry tarasu V. W ich skład wchodzi głównie otoczki wapieni i krzemieni jurajskich z bardzo nielicznymi otoczkami margli kredowych i sporadycznie występującymi żwirami skał krystalicznych. Materiał ten został przyniesiony przez wody wykorzystujące dolinę rzeki Kamiennej, z obszarów położonych w jej górnym biegu, m.in. z rozmytych utworów preglacjałnych. Opisywane osady rzeczne są położone na wysokości około 130 m n.p.m., a ich miąższość wynosi około 2 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Mułki i piaski jeziorne. Powyżej osadów rzecznych, w krawędzi doliny Wisły między Józefowem nad Wisłą a Kolczynem, stwierdzono mułki ilaste i piaszczyste ze zwęglonymi szczątkami roślin. Ku stropowi profilu przechodzą one w piaski drobnoziarniste z ławicami mułków oraz piaski drobno- i średnioziarniste, przekątnie warstwowane. Miąższość tej serii wynosi około 3–4 m. Omawiane osady powstały w środowisku jeziornym lub jeziorno-rzecznym. Znajdują się one na wysokości około 130 m n.p.m. Analiza palinologiczna (Winter, 1985) opisywanych utworów dała wynik negatywny. Ich wiek bezwzględny udokumentowano metodą TL na  $114 \pm 17$  tys. lat (Prószyński i in., 1985). Wynik tego datowania prawdopodobnie również nie jest jednak miarodajny (Dowgiałło, 1991; Dowgiałło, Małek, 2015b).

## Złodowacenie Sanu 2

Gliny rezydualne odnotowano w odsłonięciu koło Woli Pawłowskiej. Są to mułki ilaste, które ku stropowi profilu przechodzą w gliny zwałowe z nielicznymi gładzikami krystalicznymi. Cała seria nosi cechy rozmycia, a także przeobrażeń procesami soliflukcyjnymi. Jej miąższość wynosi 0,5–3,0 m (Pożaryski, 1953). Utworom tym odpowiada warstwa piasków średnio- i drobnoziarnistych z gładzikami, o grubości do 15 cm (pozostałość po glinach zwałowych), opisana przez Pożaryskiego (1953) w odsłonięciu koło Józefowa nad Wisłą. Omawiane utwory występują na wysokości 131,0 m n.p.m. (w pobliżu Prawna) i około 133 m n.p.m. (w okolicy Józefowa nad Wisłą). Do osadów rezydualnych tego wieku, przypuszczalnie, należą również gliny i ropy przewiercone w dnie doliny Wisły koło Sadkowic (Dowgiało, Małek, 2015b).

### Interglacjał wielki

#### Interglacjał mazowiecki

Żwiry z gładzami rzeczne wypełniają dolną część, wyerodowanej w skałach górnokredowych, doliny Wisły, której głębokość w rejonie Woli Pawłowskiej przekracza 20 m. W spągu doliny kopalnej występują żwiry z piaskami różnoziarnistymi (w których dominują skalenie, opoki, czarne kwarcyty, rzadziej łyszczyki) oraz pojedynczymi gładzami. Żwiry w 60–70% składają się z otoczków opok i czertów miocenu górnego (tortonu) oraz, w mniejszym stopniu, otoczków opok kampanu górnego. Stwierdzono w nich pojedyncze otoczki krzemieni i wapieni jurajskich, wapieni litotamniowych, kwarcu, piaskowców i rogowców karpaccich oraz skał krystalicznych pochodzenia północnego. Największe otoczki (ze skał kredowych i krystalicznych) osiągają średnicę do 8 cm (Pożaryski, 1955a, b). Miąższość żwirowej serii interglacjału mazowieckiego w dnie doliny koło Woli Pawłowskiej, Ostrowa (otw. 31) i Wólki Kolczyńskiej wynosi od 2,0 do około 8 m. Miejscami, m.in. w pobliżu Sadkowic, dochodzi ona do 21,0 m. Znaczna ilość otoczków ze skał kredowych, występujących na południe od badanego terenu, wskazuje na transport rzeki płynącej ku północy (Dowgiało, Małek, 2015b).

Żwiry, mułki i piaski rzeczne stwierdzono w dolinie Wisły w rejonie Woli Pawłowskiej. Osady te w dolnej części profilu reprezentują żwiry (składające się głównie z kwarcu, piaskowców i łupków, rzadziej z rogowców karpaccich) oraz piaski średnioziarniste z dodatkiem piasków gruboziarnistych, a miejscami – drobnoziarnistych, w skład których wchodzi liczne: skalenie, ciemne kwarcyty, opoki i wapienie. Ziarna glaukonitu i łyszczyków występują tylko we frakcji drobnoziarnistej. Skały krystaliczne z północy stanowią 5–20% żwirów. Znaczący udział mają otoczki: krzemieni, czertów i opok kredowych (głównie turonu i santonu), krzemieni i wapieni jury

oraz wapieni litotamniowych neogenu. Średnica otoczków zazwyczaj nie przekracza 3 cm. Wyjątek stanowią opoki i krzemienie kredowe, których średnica dochodzi do około 20 cm. Miąższość omawianych osadów w dolinie Wisły, między Wolą Pawłowską i Kolczynem (otw. 30–33), wynosi około 5–11 m (Dowgiałło, Małek, 2015b). Wyżej w profilu aluwiów interglacjału mazowieckiego występują mułki. Według Pożaryskiego (1953, 1955a, b) w otworze archiwalnym koło Woli Pawłowskiej są to szarooliwkowe mułki z domieszką iłów lub piasków drobno- i średnioziarnistych z licznymi drobnymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu. Ich łączna miąższość wynosi 4,0 m. Powyżej zalega 8-metrowa seria białych i jasnoszarożółtawych piasków. W spągu profilu są one drobnoziarniste, ku górze przechodzą natomiast w drobno- i średnioziarniste, z pojedynczymi żwirami opok kredowych (o średnicy do 3 cm) i skał krystalicznych (o średnicy do 1 cm). Po wschodniej stronie Wisły koło Kolczyna omawianą serię rozpoczyna 1-metrowa warstwa niebieskawoszarych mułków z nie-licznymi ziarnami glaukonitu i łyszczyków, powyżej których występuje 13-metrowa warstwa białych i jasnożółtych piasków grubo-, średnio- i drobnoziarnistych z ławicami żwirów. Żwiry składają się z otoczków opok i skał krystalicznych pochodzenia północnego (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Do omawianej wyżej serii rzecznej interglacjału mazowieckiego, przypuszczalnie, należą także piaski przewiercone w dolinie Podlipia koło Chruśliny (otw. 53). Są to piaski drobnoziarniste, miejscami gruboziarniste, lekko zailone, z drobnymi otoczkami skał kredowych. Spąg omawianego wydzielenia w Cegłówce (otw. 53) jest położony na wysokości około 130 m n.p.m. Opisywane osady leżą bezpośrednio na skałach górnokredowych i wypełniają kopalną dolinę (szacunkowo do wys. ok. 168 m n.p.m.). Ich miąższość dochodzi tam do około 23 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Obecność utworów interglacjału mazowieckiego na omówionym odcinku doliny Wisły oraz w dolinie Kamiennej udokumentowali również: Pożaryska (1948), Pożaryski (1953, 1955a, b), Lindner (1984) oraz Pożaryski i inni (1994a, b). Utwory te stwierdzono także na terenach sąsiednich arkuszy SMGP: Kazimierz Dolny (Dowgiałło, 1982; Dowgiałło, Małek, 2015a), Lipsko (Piotrowska, 2003a, b) i Annopol (Włodek, Gaździcka, 2009a, b).

### Zlodowacenia środkowopolskie

#### Zlodowacenie Odry

##### Stadiał dolny

Piaski i żwiry wodnolodowcowe na powierzchni terenu występują we wschodniej części doliny Wisły (w rejonie: Kolczyna, Chruślanek Małych oraz Opola Lubelskiego). Niewielkie, cienkie płyty omawianych osadów leżą tam przeważnie bezpośrednio na skałach górnokredowych (Dowgiałło, Małek, 2015b). W profilu Wola Pawłowska (Radłowska, 1963) opisywane osady

zalegają na żwirach, mułkach i piaskach rzecznych interglacjału mazowieckiego. Reprezentują one żółte i żółtordzawe piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste, z dość licznymi ziarnami skaleni. Zawierają też nieliczne żwiry powstałe ze skał krystalicznych pochodzenia północnego, podrzędnie, z opok kredowych. Ich miąższość wynosi 2,2 m. Według Radłowskiej (1963) są to utwory wodnolodowcowe z początku zlodowaceń środkowopolskich. W rejonie Kolczyna omawiane piaski zawierają wkładki mułkowo-ilaste i otoczaki krystaliczne o średnicy do 30 cm. Ich miąższość wynosi 2,0 m. Piaski i żwiry opisywanego wieku rozpoznano także poza doliną Wisły w okolicach: Splaw (otw. 51), Kluczkowic (otw. 28) i Ożarowa Drugiego (otw. 27).

Gliny zwałowe odnotowano na obszarze wysoczyzny na północ od Wrzelowca i Ożarowa. Osady te są zwykle ciemnobrązowe, silnie zwiertzałe i zawierają liczne żwiry i gładziki skał krystalicznych. Omawiane gliny zalegają najczęściej bezpośrednio na utworach kredy górnej w obniżeniach jej powierzchni, gdzie zachowały się w postaci cienkich warstw o miąższości do około 2 m. Przykrywają je utwory zastoiskowe, wodnolodowcowe lub gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Odry (Dowgiałło, Małek, 2015b). Według Lindnera i innych (1985) opisywane osady, prawdopodobnie, należą do stadiału przedmaksymalnego – tzw. stadiału Krzny (obecnie stadiału dolnego zlodowacenia Odry).

#### Interstadiał

Piaski z gładzami rezydualne zachowały się w prawym zboczu doliny Wisły w rejonie ujścia rzeki Wrzelowianki oraz w okolicy Kluczkowic (otw. 28), jako pozostałość glin zwałowych stadiału dolnego zlodowacenia Odry (Dowgiałło, Małek, 2015b). Są to drobno- i średnioziarniste piaski z domieszką piasków gruboziarnistych, miejscami z wkładkami mułkowo-ilastymi, gładzikami skał krystalicznych (do 30%) oraz gładzami (Pożaryski, 1953).

#### Stadiał górny

Iły, mułki i piaski zastoiskowe według Pożaryskiego (1953) są to ily wapniste z przewarstwieniami mułków i mułków piaszczystych oraz gniazdami piasków drobnoziarnistych. Zawierają one liczne ziarna skaleni i muskowitu. W stropie i spągu profilu ily są nieregularnie warstwowane i zaburzone, natomiast w środkowej części – warstwowane poziomo. Spąg iłów (w dolinie Wisły) jest położony na głębokości około 5,5 m (wys. ok. 140 m n.p.m.). Poza doliną Wisły omawiane osady rozpoznano na powierzchni terenu w rejonie Woli Rudzkiej, na północ od Opola Lubelskiego (Maruszczak i in., 1955). Znajdują się tam bezpośrednio na kredowym podłożu, a ich miąższość dochodzi do 2,0 m. Osady zastoiskowe stadiału górnego zlodowacenia Odry stwierdzono również

w okolicy Ożarowa (otw. 27), na północ od Chruśliny w Złotej Górze oraz w kilku wyrobiskach (wkopach) w rejonie Wrzelowca, gdzie ich miąższość nie przekracza 5 m (Dowgiałło, Małek, 2015b). Podobnie wykształcone osady zastoiskowe o miąższości 7,0 m zostały opisane w rejonie Solca nad Wisłą i Boisk (Pożaryski, 1953).

Gliny zwałowe występują powszechnie na powierzchni terenu omawianego arkusza, głównie po wschodniej stronie doliny Wisły. Leżą one na osadach zastoiskowych lub bezpośrednio na skałach górnokredowych. Płaty omawianych glin zachowały się jedynie w obniżeniach terenu – na kulminacjach zostały one prawie całkowicie zniszczone. Pozostały po nich głazy skał północnych, przeważnie granitów rapakiwi, co potwierdziłoby pogląd Różyckiego (1972) o nasunięciu lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Odry z północnego wschodu. Omawiane gliny zwałowe są ciemnobrązowe z odcieniem czerwonym. W stropie są one silnie zwietrzałe, piaszczyste, miejscami z dużą ilością żwirów skał północnych i okruchów opok. Ich maksymalna miąższość wynosi około 8 m (Dowgiałło, Małek, 2015b). Osady te rozpoznano m.in. w pobliżu Spław (otw. 51) i Ożarowa Drugiego (otw. 27). Znane z okolic Solca nad Wisłą czerwono-brunatne gliny, podścielone łąkami zastoiskowymi, opisał Pożaryski (1953).

Piaski, żwiry i głazy lodowcowe na powierzchni terenu stwierdzono w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Są to piaski średnioziarniste, miejscami gruboziarniste, z domieszką żwirów i pojedynczymi głazami. Zazwyczaj zazębiają się z glinami zwałowymi zlodowacenia Odry (Dowgiałło, Małek, 2015a). Występują także w rejonie Ożarowa Drugiego i Kręciszówki, gdzie odnotowano ich maksymalną miąższość, która wynosi około 2 m (Maruszczak i in., 1955; Dowgiałło, Małek, 2015b).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe rozpoznano w odsłonięciu w Boiskach koło Solca nad Wisłą (Pożaryski, 1953). Są to rudoczerwone, gruboziarniste piaski ze żwirami, warstwowane krzyżowo. Ich miąższość wynosi około 2 m. W obrębie omawianych osadów występują rozmyte bryły i soczewy glin zwałowych, a w spągu warstwy – bruk głazowy. W skład żwirów wchodzi głównie skały krystaliczne i wapienie pochodzenia północnego, a także nieliczne otoczaki lokalnych opok kredowych oraz niewielka ilość krzemieni jurajskich i rogowców karpaccy (Dowgiałło, Małek, 2015b). Utwory wodnolodowcowe ze schyłku zlodowacenia Odry na powierzchni terenu odsłaniają się również w rejonie Woli Rudzkiej i Woli Pawłowskiej, gdzie występują na glinach zwałowych tego samego wieku.

## Interglacjał eemski

Gleby kopalne stwierdzono w wąwozie lessowym na północ od Chruśliny (Złota Góra), na głębokości 7,8–9,0 m. Gleby te znajdują się na wtórnym złożu, a ich tekstura jest zaburzona inwolucyjnie (Maruszczak i in., 1955). Występują one na glinach zwałowych zaliczonych do stadiału górnego zlodowacenia Odry, podścielają natomiast lessy stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Omawiane gleby są pyłowate, jasnobrunatne (w spągu) i brunatnoszare (w stropie). W spągu profilu występuje cienka (15 cm) warstwa jasnożółtych, bezstrukturalnych piasków (Dowgiałło, Małek, 2015b). Gleby kopalne nie były badane laboratoryjnie. Stan ich zachowania oraz wyniki badań z obszarów sąsiednich wskazują, że powstały one w interglacjale eemskim (m.in.: Pożaryska, 1948; Łyczewska, 1971; Pożaryski i in., 1994a; Piotrowska, 2003a, b).

Żwiry i piaski rzeczne występują w dolinach Wisły i Kamiennej. Ich sedymentację poprzedził okres erozji wgłębnej, na skutek której powstały doliny kopalne o głębokości około 10 m. We frakcji żwirowej serii rzecznych osadów interglacjału eemskiego przeważają wapienie jurajskie (ok. 80–90%) z niewielką ilością otoczków skał krystalicznych. Udział żwirów i piasków o grubszej frakcji stopniowo zmniejsza się ku stropowi profilu. Miąższość osadów rzecznych interglacjału eemskiego wynosi około 5 m, a ich strop jest położony na wysokości około 125 m n.p.m. (Dowgiałło, Małek, 2015b).

## Zlodowacenia północnopolskie

### Zlodowacenie Wisły

#### Stadiał górny

Piaski deluwialne należą do najstarszych utworów zlodowacenia Wisły na obszarze omawianego arkusza. Rozpoznano je pod pokrywą lessową w rejonie: Kluczkowic, Cwiętalki, Wólki Koleczyńskiej i Niesiołowic (Złota Góra) (Maruszczak i in., 1955). Opisywane osady, miejscami, zawierają wkładki żwirów (opok oraz skał skandynawskich). W stropie są one gdzieś wyrażnie warstwowane utworami pyłowatymi (lessami deluwialnymi). W niektórych profilach zaznacza się stopniowe przejście od osadów piaszczystych do lessowych. Piaszczyste utwory deluwialne (podlessowe) mają charakter soliflukcyjny i są oddzielone od lessów wyraźną przerwą sedymentacyjną. Maksymalna miąższość omawianych osadów wynosi 1,6 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Lessy z przewarstwieniami piaszczystymi występują na stokach poziomu wierzchowinowego i na zboczach dolin. Charakteryzują się one wyraźnym warstwowaniem podkreślonym dużą zmiennością uziarnienia. W ich stropowej części odnotowano tylko delikatne smugowanie. Ku spągowi początkowo pojawiają się cienkie laminki piasków, a następnie wyraźne przewarstwienia

piaszczyste, miejscami ze żwirami miejscowych opok, a podrzędnie – skał północnych (Maruszczak i in., 1955; Maruszczak, 1972, 1991, 1993). Miąższość stropowej części omawianych utworów (bez przewarstwień piaszczystych) wzrasta stopniowo od peryferii do wnętrza pokrywy lessowej (w górę stoku). Całkowita miąższość omawianego kompleksu waha się od około 2 do około 15 m.

Na wierzchołkach w środkowej części obszaru arkusza, między Kopaniną Kaliszańską a Wandalinem i Chruśliną, występują lessy subaeralne (bez przewarstwień piaszczystych) – określone jako „less typowy” (Maruszczak i in., 1955; Maruszczak, 1972, 1991, 1993). Charakteryzują się one żółtoszarym zabarwieniem, jednorodnym uziarnieniem i porowatością. Łatwo ulegają oddziaływaniom mechanicznym, są pionowo-lupliwe i zawierają  $\text{CaCO}_3$ . Lessy wykazują bardzo słabo zaznaczone warstwowanie, podkreślone na ogół niewielką zmianą zabarwienia. Na podstawie obserwacji omawianych osadów w odsłonięciach naturalnych i sztucznych można przypuszczać, że odmiana ta jest jednolita w całym profilu i nie posiada wyraźnych przewarstwień piaszczystych. Zwykle występuje w nich minimalna domieszka piasków w postaci pojedynczych, rozproszonych ziaren. Miąższość opisywanych lessów wynosi 5,0–15,0 m. Miejscami, zwłaszcza po lewej stronie Wisły, cienka (2,0–3,0 m) warstwa lessów występuje na piaskach i żwirach wodnolodowcowych lub na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Odry (Dowgiało, Małek, 2015b).

Wiek bezwzględny lessów oznaczono metodą OSL dla dwóch próbek osadów. Pierwszą próbkę pobrano w odsłonięciu w Chruślinie (punkt dok. 1) i uzyskano wynik  $15,1 \pm 3,5$  ka. Drugą – w odsłonięciu lessów w Wandalinie (punkt dok. 2), gdzie wiek badanych utworów wyniósł  $17,2 \pm 3,7$  ka (Palczewski, 2020).

Lessy piaszczyste rozpoznano w południowym obrzeżeniu pasa lessów w środkowej części obszaru arkusza, w rejonie Niesiołowic, gdzie pokrywają równiny denudacyjne, a także w okolicy Kopaniny Kaliszańskiej, gdzie występują na lessach. Są one osadami przejściowymi między lessami i piaskami eolicznymi, które z reguły z nimi sąsiadują. Reprezentują je szarżółtawe i jasnoszare piaski drobnoziarniste i pyłowate. Miejscami występują w nich kilkucentymetrowe przewarstwienia piasków drobno- i średnioziarnistych lub lessów, a także okruchy opok wapnistych. W omawianych utworach wśród minerałów lekkich (o frakcji 0,1–0,2 mm) przeważa kwarc (Uziak, Pomian, 1976). Udział innych minerałów, takich jak skalenie i muskowitz, jest minimalny. Wśród minerałów ciężkich dominują minerały nieprzezroczyste, a z przezroczystych – cyrkony, granaty, amfibole i rutyl. Stopień obtoczenia ziaren zarówno minerałów lekkich, jak i ciężkich jest nieduży. Z położenia omawianych osadów wynika, że powstały one w końcowym etapie sedymentacji lessów. Ich miąższość dochodzi do około 2 m (Dowgiało, Małek, 2015b).

Piaski i żwiry rzeczne i deluwialne tarasów nadzalewowych 11,0–13,5 m n.p. rzeki (najwyższych – I). Są to białoszare piaski różnoziarniste, słabo wysortowane, miejscami z wkładkami mułków i żółtawych piasków deluwialnych (odpowiadających przemytym lessom), położonych w wyższych częściach zboczy. Omawiane osady są niejednorodne. Często zawierają drobnookruchowe żwiry skał krystalicznych. Pożaryski (1955a, b) utwory te określił jako piaski wysokiego zasypania. Położenie piasków ponad płatami lessów w zboczach wąwozów wskazuje na ich młodszy wiek. Według Falkowskiego (1965) osady w dolinie Wisły są związane z działalnością rzeki dzikiej, której rozwój łączy się z intensywną denudacją przyległych wysoczyzn, pokrytych ubogą szatą roślinną. Sprzyjało to silnemu wietrzeniu i gwałtownemu spływowi wód opadowych. Miąższość opisywanych osadów w przełomowym odcinku doliny Wisły szacuje się na około 20 m. Na badanym terenie miąższość ta jest zredukowana do około 5 m (Dowgiałło, Małek, 2015b). Niewielkie powierzchnie tarasów nadzalewowych najwyższych (I) wyróżniono koło: Ciszycy Górnej, Solca nad Wisłą i Kłudzia (po zachodniej stronie doliny Wisły) oraz Józefowa nad Wisłą, Kolonii-Kaliszan, Łazisk i Woli Rudzkiej (po wschodniej stronie doliny Wisły).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych nierozdzielonych (II–IV). Są to piaski średnioziarniste z wkładkami drobno- lub gruboziarnistych, dobrze przemytych (białych), z pojedynczymi żwirami drobnookruchowymi lub soczewkami żwirów. W składzie frakcji żwirowej przeważają opoki kredowe odwapnione (lekkie). Rzadsze są otoczaki czertów, krzemieni i skał krystalicznych. Żwiry zawierają zazwyczaj domieszkę materiału karpackiego – rogowców. Miejscami, niemal wyłącznie w dolnej części tarasów, wśród piasków występują cienkie wkładki oliwkowych mułków (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Na badanym terenie tarasy nadzalewowe nierozdzielone wydzielono w dolinie Wisły (między Sadkowicami a Ciszycą Górną oraz na północ od Łazisk), a także w dolinach mniejszych rzek – Leonki i Wrzelowianki. Omawiane osady oraz utworzone przez nie formy opisali m.in.: Pożaryski (1955b, 1965), Pożaryski i Mojski (1987) oraz Pożaryski i inni (1994a, b).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 7,5–9,0 m n.p. rzeki (wysokich – II) na badanym terenie występują po wschodniej stronie doliny Wisły. Tworzą one tarasy w dolinie Wyźnicy (koło Rybitw i Boisk-Kolonii) oraz Podlipia (koło: Chrusłanek Małych, Chrusłiny i Owczarni). Zachowały się one również w dolinie Chodelki (w okolicy Woli Rudzkiej) oraz Leonki (koło Piszczka i Górnej Owczarni). Opisywane osady reprezentują dobrze wysortowane piaski średnioziarniste przewarstwione piaskami drobnoziarnistymi. Zawierają one także nieliczne żwiry drobnookruchowe oraz warstewki mułków piaszczystych. Łączna miąższość omawianych osadów dochodzi do 6,0 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,5–7,5 m n.p. rzeki (średnich – III). Omawiane osady są wykształcone jako piaski drobno- i średnioziarniste, w spągu profilu przeławiczone piaskami gruboziarnistymi ze żwirami. Ich miąższość oszacowano na 2,5–5,5 m (Dowgiałło, Małek, 2015b). Tworzą one tarasy nadzalewowe (III) w dolinie Wyżnicy (między Nieuszawą a Prawnem), wzdłuż doliny Podlipia (w rejonie Chruślanek Małych) oraz na północ od Łazisk. Rozpoznano je także po lewej stronie doliny Wisły (w okolicy Woli Pawłowskiej).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–5,5 m n.p. rzeki (niskich – IV). Piaszczysto-żwirowe osady tarasów niskich są bardzo podobne do utworów opisanych wyżej. Różni je jedynie wysokość położenia nad poziomem wody w Wiśle. Miąższość opisywanych osadów dochodzi do około 3 m. Utworzone przez nie tarasy niskie są dobrze rozwinięte w dolinach Wyżnicy oraz Wisły między Gibielami, Janiszowem a Niedźwiadą Małą. W samej dolinie Wisły omawiane utwory zostały w większości rozmyte i zwykle znajdują się pod osadami zboczowymi lub młodszymi aluwiami (Dowgiałło, Małek, 2015b). Po prawej stronie Wisły, w pobliżu Kamienia występują one w formie wąskiej listwy.

Na badanym terenie osady tarasów nadzalewowych niskich najlepiej zachowały się w dolinach Wyżnicy i Podlipia oraz w północnej części obszaru arkusza – w okolicy Janiszewa (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Mułki, piaski i żwiry rzeczno-peryglacjalne są to osady wysokiego zasypania (Pożaryski, 1955a, b), które nie tworzą wyraźnej powierzchni tarasowej, lecz występują na zboczach i u ich podnóży w formie płatów. Składają się na nie piaski drobnoziarniste i pyłowate z pojedynczymi żwirami (w stropie profilu), które niżej zazębiają się z piaszczysto-żwirowymi typowymi osadami rzecznyymi. Powierzchnia stropowa serii rzeczno-peryglacjalnej jest dość wyrównana i pochylona pod kątem do 10° w kierunku osi dolin. Miąższość serii jest zmienna, miejscami w dolinie Wisły przekracza 20 m. Na obszarze arkusza utwory rzeczno-peryglacjalne występują w wielu miejscach po obu stronach doliny Wisły (Dowgiałło, Małek, 2015b). W południowej części obszaru arkusza, w rejonie Rybitw, osady te leżą bezpośrednio na skałach górnokredowych. Razem z piaskami oraz żwirami rzecznyymi i deluwialnymi tworzą one tarasy nadzalewowe najwyższe (I). Wiek tych osadów jest trudny do ustalenia. Według Pożaryskiego (1955a, b) i Falkowskiego (1965) ich sedymentacja mogła rozpocząć się w allerødzie i trwać przez młodszy dryas aż do okresu borealnego.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski ze żwirami i głazami rezydualne. Płaty osadów rezydualnych występują w wielu miejscach niemal na całym obszarze arkusza. Są to piaski drobnoziarniste z wysoką zawartością

żwirów i głazików, które miejscami tworzą warstwę bruku. W utworach tych często występują, widoczne na powierzchni terenu, głazy, których średnica dochodzi do 1,5 m. Opisywane rezydualne pozostałości po glinach zwałowych, które uległy zniszczeniu w wyniku wieloetapowej denudacji i erozji rzecznej. W środkowej części badanego terenu, w pobliżu: Kamienia, Kamionki, Ożarowa Drugiego i Wólki Kolczyńskiej, wśród głazów spotykane są granity rapakiwi (Dowgiałło, Małek, 2015b). Daje to podstawę do wiązania tych głazów z lądolodem zlodowaceń środkowopolskich, których kierunek nasunięcia odbywał się od północnego wschodu (Różycki, 1972). Miąższość osadów rezydualnych zwykle nie przekracza 2 m. Najczęściej występują one na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Odry lub bezpośrednio na skałach kredy górnej (gdzie wśród frakcji żwirowej znaczny udział ma materiał lokalny).

**Piaski i mułki zwietrzelinowe (eluwialne).** Są to bezstrukturalne osady piaszczyste z dużą zawartością pyłów oraz pojedynczymi żwirami i otoczakami. Ich miąższość dochodzi do około 2 m. Utwory eluwialne rozpoznano w rejonie Solca nad Wisłą, Przedmieścia i Kłudzia, gdzie występują m.in. na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Odry.

**Piaski stożków napływowych** są to przeważnie warstwowane piaski różnoziarniste, miejscami pyłowate (zwłaszcza u wylotu wąwozów na obrzeżach równin lessowych). Zawierają one okruchy opok i drobnookruchowe żwiry krystaliczne. Duże stożki napływowe utworzyły się przy ujściu głównych dopływów Wisły: Wyżnicy, Kamiennej i Krępianki. Powodują one spychanie koryta Wisły w kierunku brzegu przeciwnego, a tym samym powstanie dużych (o średnicy 3–4 km) zakoli. Stożki napływowe powstały prawdopodobnie w warunkach peryglacialnych, w czasie, w którym brak roślinności umożliwiał szybki transport rzeczny. Osady powstałych wówczas stożków przykryte są obecnie aluwiami holoceniowymi. Współcześnie deponowane osady stożków napływowych występują na powierzchni terenu. Można je obserwować u wylotu różnej wielkości dolinek, rozcinających krawędzie dolin Wisły i jej dopływów. Stożki te są stale nadbudowywane, a jednocześnie w znacznym stopniu rozmywane, głównie przez Wisłę, gdzie tworzą mielizny, łachy i wysepki. Cienkie pokrywy omawianych osadów miejscami leżą na piaskach rzecznych tarasów nadzalewowych (m.in. w Sadkowicach i Pawłowicach) (Dowgiałło, Małek, 2015b).

**Piaski, gliny i żwiry koluwialne** tworzą nierówną, pofałdowaną i zaburzoną powierzchnię, co wskazuje na osuwanie się materiału skalnego. Łączna miąższość tych osadów dochodzi do 3,0 m. Opisywane utwory reprezentują piaski, gliny, żwiry i rumosze skał kredowych. Występują one wzdłuż doliny Wyżnicy, gdzie miejscami zalegają bezpośrednio na skałach kampanu górnego.

Piaski deluwialne znajdują się na zboczach oraz w dnach dolinek denudacyjnych i erozyjnych. Dość powszechne są one również po południowej i północnej stronie równin lessowych (środkowa część obszaru arkusza), a także w rejonie Wrzelowca i Gór Opolskich. Na tych obszarach osady deluwialne leżą na piaskach rzecznych tarasów nadzalewowych, lessach piaszczystych, glinach zwałowych zlodowacenia Odry oraz bezpośrednio na skałach kredy górnej. Omawiane utwory deluwialne są to piaski grubo- i średnioziarniste oraz pyłowate, miejscami zaglinione (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Mułki i gliny deluwialne często występują na lessach, glinach zwałowych zlodowacenia Odry, piaskach i żwirach rzecznych tarasów nadzalewowych, a miejscami bezpośrednio na skałach kredy górnej. Na zboczach równin lessowych zazębiają się one z wyżej opisanymi piaskami deluwialnymi. Omawiane utwory wypełniają również dna wąwozów. Zazwyczaj są one warstwowe, ze śladami struktur spływowych. Mułki deluwialne są odwapnione, ciemnożółte, miejscami rdzawożółte z siwoszarymi przewarstwieniami. Gdzieś tam zawierają one drobne przewarstwienia piasków pyłowatych i glin piaszczystych. Miąższość osadów deluwialnych jest zmienna, w niższych częściach stoków wzrasta ona nawet do około 5 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach zajmują rozległe powierzchnie na obszarze arkusza. Ich szczególnie duże pokrywy występują po prawej stronie doliny Wisły: koło Basonii i Nieszawy, po północnej stronie doliny Wyżnicy, po obu stronach doliny Wrzelowianki, w rejonie Wrzelowca i Zgody oraz w północnej części obszaru koło Janiszowa, Niezdowa, Elżbiety i Opola Lubelskiego. Po lewej stronie doliny Wisły występują tylko niewielkie płyty piasków eolicznych w rejonie: Woli Pawłowskiej, Solca nad Wisłą i Kłudzia oraz na tarasach zalewowych koło Ciszycy Dolnej.

Piaski eoliczne występują w różnych sytuacjach morfologicznych – zarówno w sąsiedztwie dolin rzecznych, jak i na tarasach akumulacyjnych oraz powierzchniach zrównań kredowych czy równinach denudacyjnych. Układ równin (pól) piasków przewianych i wydmy wskazuje na dominujący kierunek wiatrów z zachodu. Omawiane piaski składają się głównie z ziaren frakcji 0,25–0,50 mm, inne frakcje – z wyjątkiem frakcji 0,10–0,25 mm – nie odgrywają większej roli. W składzie mineralnym opisywanych osadów minerały ciężkie stanowią jedynie ułamek procenta (0,08–0,53%) i są reprezentowane przez: granaty, cyrkony, staurolit, turmaliny, dysten oraz minerały nieprzezroczyste. Wśród minerałów lekkich dominuje kwarc z dodatkiem skaleni (2,4–7,0%). W udziale cyrkonów odnotowano duże różnice ilościowe. Porównanie stopnia obtoczenia ziaren kwarcu, granatów i cyrkonów wykazało, że najsłabiej obtoczone są granaty, a najsilniej – kwarc. Pomiędzy stopniem

obtoczenia kwarcu i cyrkonów różnice są stosunkowo niewielkie (Morawski, 1965; Zieliński, 1998, 1999, 2001a, b, 2007).

Mięszość osadów eolicznych w wydmach może dochodzić do około 10 m, najczęściej jednak wynosi kilka metrów. Największe wydmy stwierdzono między Janiszowem, Łaziskami a Niezdowem, w rejonie: Zgody, Wrzelowca i Ożarowa Drugiego oraz między Basonią a Spławami.

Wiek osadów eolicznych, ustalony głównie na podstawie ich położenia w stosunku do tarasów rzecznych, określono na schyłek zlodowacenia Wisły i początek holocenu (Dowgiałło, Małek, 2015b). Z piaskowni położonej w okolicy Ożarowa Drugiego pobrano próbkę piasków do badań wieku bezwzględnego metodą OSL (punkt dok. 3) i otrzymano następujący wynik –  $16 \pm 3$  ka (Palczewski, 2020).

### c. Holocen

Iły, mułki i piaski (mady) rzeczne tarasów zalewowych nierozdzielonych rozpoznano w dolinie Podlipia (w pobliżu Chruslanek Mazanowskich). Są to ciemnoszare i szarobrunatne mady, laminowane humusem. Ich mięszość wynosi 2,0–3,5 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Mułki ilaste, miejscami z domieszką piasków (mady ciężkie), rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki tworzyły się w rzece meandrującej. Są to przeważnie ciemnoszare mady z brunatnoszarymi przewarstwieniami humusu, miejscami zawierają także wkładki i soczewki gytii. Zapiaszczone odcinki profilu są natomiast barwy rdzawej.

Najpełniejszy profil omawianych utworów pochodzi z Ciszycy Przewozowej (Pożaryski, 1955a, b). Na podstawie analizy palinologicznej przeprowadzonej dla próbki osadów organicznych z profilu z Ciszycy Górnej (z głęb. ok. 4 m) wykazano obecność licznych pyłku sosny i zbóż (Winter, 1985). Świadczy to o młodoholocennym wieku tych utworów, co potwierdził wynik analizy wykonanej metodą  $^{14}\text{C}$ , w której uzyskano datę  $3670 \pm 110$  lat BP (Pazdur, 1985).

W Basoni (Falkowski, 1965) rozpoznano młodszą część opisywanych osadów (o mięszości 1,0–2,5 m). Na głębokości 1,45–3,10 m (w spągu profilu) podścielają je gliny pyłowate, zawierające fragmenty naczyń kultury amfor kulistych, ceramiki sznurowej oraz kultury pucharów lejkowatych (2300–1500 lat p.n.e.). Wyżej natomiast odnotowano gliny pyłowate i pyły piaszczyste z dwoma poziomami humusowymi o charakterze gleby kopalnej, w której tkwią fragmenty ceramiki kultur trzebieńskiej i łużyckiej (w wyższych częściach jest to ceramika charakterystyczna dla okresu od XII do XVI w. n.e. – Dowgiałło, Małek, 2015b).

Spektra pyłkowe spągowej części wyższego kompleksu gliniasto-pyłowego wykazały znaczne przerzedzenie szaty leśnej obszaru dorzecza, w jego środkowej części wskazują one na występowanie lasu płatowego, w stropowej natomiast – na ponowną przewagę lasów. Wiek osadów oszacowano na lata od 1500 p.n.e. do 1600 n.e. Miąższość opisywanej serii wynosi 0,7–1,5 m (Dowgiałło, Małek, 2015b). Omawiane osady rzeczne występują także w rejonie Głódna (w północnej części badanego terenu).

Mułki piaszczyste (mady lekkie) i piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki występują zwykle na piaskach i żwirach rzecznych tarasów nadzalewowych nierozdzielonych (koło: Kępy Piotrawińskiej, Kilianówki, Leśnych Chałup i Nieszawy), a miejscami także na madach ciężkich (rejon Ciszycy Dolnej i Ciszycy Górnej). Są to osady pyłowato-piaszczyste, bez wyraźnych śladów warstwowania. W spągu zawierają one liczne wkładki piasków, często są również podścielone piaskami rzeczными. Bliżej koryta rzeki warstwa mad lekkich jest grubsza, a wkładki piasków liczniejsze. Omawiane osady przypominają szare, przemyte lessy (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Piaski i mułki (mady) rzeczne kęp, mielizn i tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki wypełniają współczesne koryto Wisły. Miejscami osady te tworzą piaszczyste nasypy i wały brzegowe odłożone podczas wezbrań rzeki, które zostały nadbudowane lub przedłużone wałami przeciwpowodziowymi (Dowgiałło, Małek, 2015b). Opisywane utwory są to piaski średnio- i gruboziarniste z pojedynczymi ziarnami żwirów oraz mułki, które tworzą nakładające się na siebie płyty przekątnie warstwowane. Ich miąższość wynosi przeważnie około 2 m.

Piaski humusowe i namuły den dolinnych i starorzeczy występują zarówno w dolinach dużych rzek (Wisły, Leonki, Wrzelowianki, Wyżnicy, Podlipia i Krępanki), jak i w podmokłych dolinkach małych cieków okresowych oraz licznych płytkich zagłębieniach bezodpływowych. Są to jasno- lub ciemnoszare (gdzieniegdzie szarobrunatne) piaski drobnoziarniste, miejscami różnoziarniste, często zailone. Zawierają one domieszkę części humusowych, których zawartość wzrasta ku stropowi profilu. W dolinie Wisły omawiane osady wypełniają duże, przeważnie zawodnione starorzecza, m.in. koło: Kępy Piotrawińskiej i Sadkowic (Łachy, Doły) oraz Leśnych Chałup (Stare Wiślisko). Piaski humusowe i namuły leżą na piaskach ze żwirami i głazami rezydualnych, piaskach i żwirach rzecznych tarasów nadzalewowych nierozdzielonych, glinach zwałowych zlodowacenia Odry, a także bezpośrednio na skałach mastrychtu dolnego (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują w korytach okresowych cieków lub cieków o stosunkowo wolnym przepływie. Są to żółte lub

szarozółte mułki i piaski drobnoziarniste oraz pyłowate. Miąższość opisywanych osadów nie przekracza 2 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Namuły torfiaste wypełniają niektóre starorzecza, a także zagłębienia i podmokłości podskarpowe. Większą powierzchnię zajmują w dolinie Wisły na północ od Janiszowa i Łazisk oraz w rejonie ujść rzek Wyżnicy (w pobliżu Nieszawy) i Krępanki (koło Kolonii Nadwiślańskiej). Omawiane osady są brunatne lub czarne, silnie zapiaszczone i zailone. Ich miąższość zwykle nie przekracza 2 m. Często występują na madach, miejscami na piaskach i żwirach rzecznych tarasów nadzalewowych nierozdzielonych (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Torfy. Na obszarze arkusza większe torfowiska stwierdzono jedynie w dolinie Leonki na północnych obrzeżach Opola Lubelskiego. Tworzą je ciemnobrunatne torfy, które ku spągowi profilu przechodzą w czarne. Ich miąższość wynosi około 2,5 m. Płytkie rozległe torfowisko (miąższość torfów do 1,0 m) uformowało się także w rejonie Łazisk (dolina Wisły), gdzie torfy nadbudowują piaski rzeczne tarasów nadzalewowych nierozdzielonych (Dowgiałło, Małek, 2015b).

## B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza jest położony w części brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej (Żelichowski, 1972b; Pożaryski, red., 1974, 1997), zwanej strefą krawędziową kratonu wschodnioeuropejskiego (Krzywiec, 2007). Jej ewolucja tektoniczna była uwarunkowana przebiegiem i aktywnością strefy Teisseyre'a-Tornquista (T-T) – jednej z najwyraźniejszych nieciągłości litosferycznych w skali kontynentu europejskiego, ciągnącej się od Morza Północnego do Morza Czarnego (Żelichowski, 1972b; Pożaryski, 1997; Narkiewicz i in., 2007). Strefa T-T osiąga w tym rejonie maksymalną szerokość około 75 km (fig. 4), a jej występowanie jest związane z wyraźną zmianą położenia nieciągłości strefy Moho (Guterch, Grad, 2006; Grad i in., 2009). Linia T-T wyraźnie zaznacza się zarówno na mapach magnetycznych, jak i grawimetrycznych (Petecki i in., 2001). Przebiega ona skośnie przez Polskę z kierunku NW ku SE i od ponad wieku jest uważana za wglębną granicę tektoniczną pomiędzy prekambryjską platformą wschodnioeuropejską na północnym wschodzie i młodą, paleozoiczną platformą zachodnioeuropejską na południowym zachodzie (Tornquist, 1908; Teisseyre, 1921; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Pożaryski i in., 1982; Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015).

W obrazie strukturalnym paleozoiku omawianego obszaru zaznacza się, ukształtowana w fazie asturyjskiej, struktura tektoniczna o rozciągłości NW–SE, zwana podniesieniem radomsko-krańskim (Żelichowski, 1972b, 1974, 1983; Żelaźniewicz i in., 2011). Struktura ta jest oddzielona od Rowu Lubelskiego uskokiem Kazimierz–Ursynów (fig. 5).

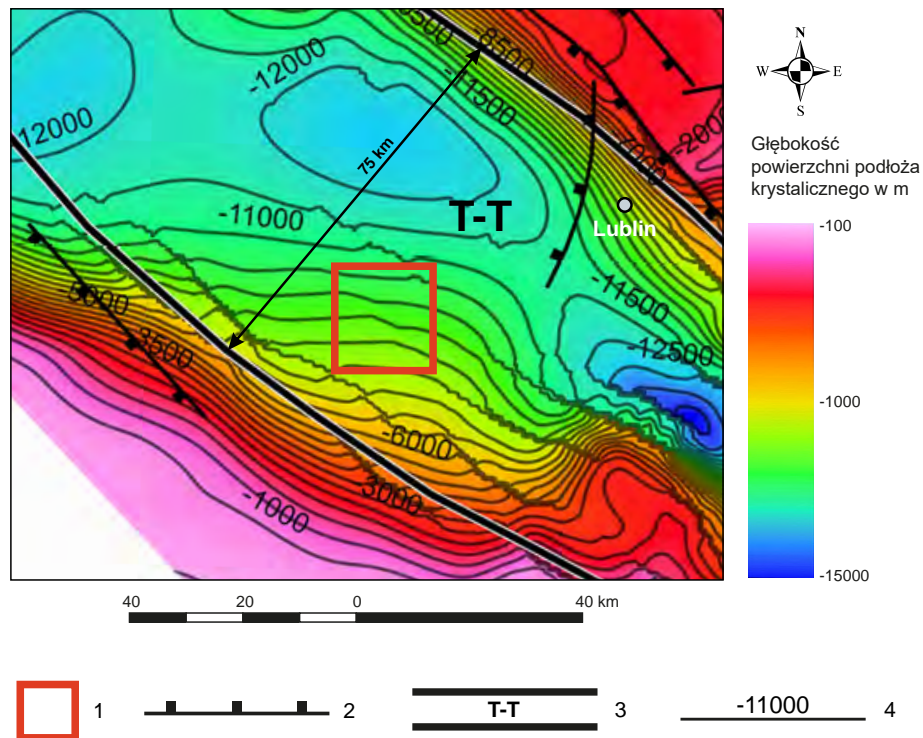


Fig. 4. Położenie obszaru arkusza Opole Lubelskie na tle powierzchni podłoża krystalicznego (Mikołajczak i in., 2018)

1 – obszar arkusza, 2 – uskoki normalne, 3 – strefa Teisseyre’a-Tornquista (T-T), 4 – izohipsy

W obrębie podniesienia radomsko-kraśnickiego wyróżniono mniejszą strukturę tektoniczną – zrąb Radom–Kraśnik, który jest położony pomiędzy uskokiem Nowego Miasta a uskokiem Kazimierz–Ursynów (fig. 5). Podniesienie radomsko-kraśnickie jest zbudowane ze sfałdowanych w czasie orogenezy kaledońskiej utworów starszego paleozoiku oraz przykrywających je skał dewonu. Pokrywa dewońska jest pocięta licznymi uskokami, a w południowo-wschodniej części obszaru arkusza została całkowicie zdenudowana (Dadlez, red., 1998).

Geneza struktur tektonicznych występujących na obszarze arkusza Opole Lubelskie jest związana z deformacjami kimeryjsko-laramijskimi (Pożaryski, red., 1974). Młodokimeryjskie ruchy tektoniczne zaznaczyły się luką erozyjno-sedymentacyjną, która obejmuje najwyższą jurę i kredę dolną (z wyjątkiem albu). Obie fazy ruchów tektonicznych polegały na wynoszeniu i pogrążaniu bloków, co zaznaczyło się w zmianach miąższości i związanymi z tym lukami erozyjno-sedymentacyjnymi. Główną fazę diastrofizmu należy łączyć z aktywnością laramijską (Pożaryski, red., 1974). Powstały wówczas wszystkie jednostki strukturalne. Ruchy laramijskie były wywołane kompresją podłoża skierowaną z południowego zachodu i północnego wschodu ku środkowej części terenu. Kompresji poziomej towarzyszyły pionowe ruchy kompensacyjne. Działanie tych sił w efekcie doprowadziło do powstania szerokopromiennych fałdów oraz przemieszczeń po powierzchniach uskoków.

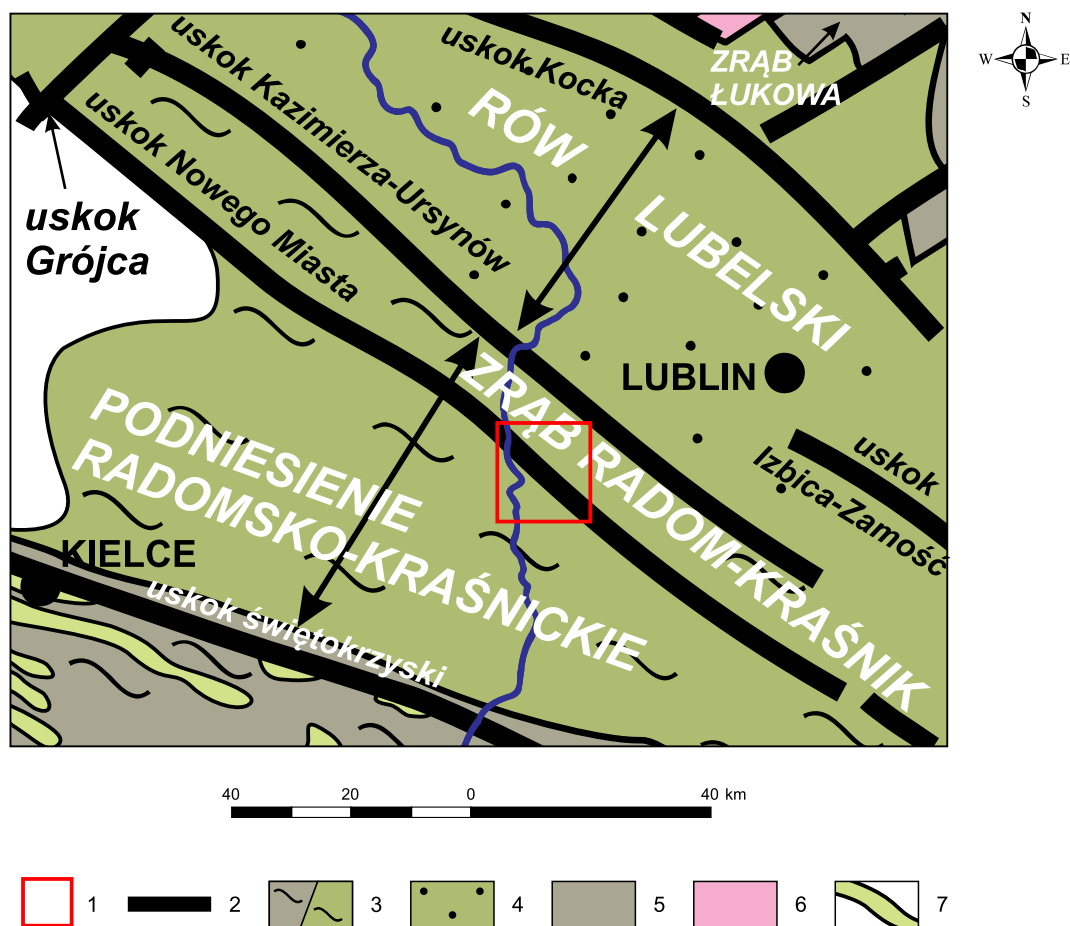


Fig. 5. Położenie obszaru arkusza Opole Lubelskie na tle fragmentu platformy wschodnioeuropejskiej (Żelaźniewicz i in., 2011)

1 – obszar arkusza, 2 – uskoki, 3 – pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich, 4 – pokrywa ordowicko-sylurska skłonu Słupsk–Lublin, 5 – pokrywa kambryjska, 6 – podłoże kratoniczne, 7 – pokrywa ordowicko-sylurska platformy zachodnioeuropejskiej

Na obszarze arkusza po lewej stronie Wisły wyróżniono dwie struktury tektoniczne. Są to – od południowego zachodu rów Tarłowa oraz znajdujący się na północ od niego – rów Zemborzyna. Obie struktury są ograniczone od wschodu uskokiem przesuwczym, który przebiega wzdłuż doliny Wisły. Po prawej stronie Wisły badany teren charakteryzuje się natomiast występowaniem w podłożu kredowym antyklin i synklin. Na podstawie analizy archiwalnych map geologicznych, danych literaturowych oraz wyników badań geofizycznych wyróżniono kilka łagodnie nachylonych synklin i antyklin, których oś przebiega wzdłuż kierunku NW–SE. Są to, w kolejności od południa: antyklina Wrzelowca, synklina i antyklina Kluczkowic, synklina Łazisk oraz antyklina Opole Lubelskie–Zwoleń (Żelichowski, 1972a, b, 1974, 1979; Pożaryski, red., 1974).

Jądro antykliny Wrzelowca stanowią margliste osady kampanu górnego. Jej skrzydła są łagodnie nachylone w kierunku NE i SW. Wartości tych nachyleń są zmienne i wynoszą od 2 do 10°. Oś antykliny ma długość ponad 10 km, a szerokość około 5 km.

Synklina Kluczkowic ma niewielkie rozmiary, szerokość jej osi wynosi około 1 km, a długość – około 3 km. Wypełniona jest opokami i opokami marglistymi mastrychtu dolnego. Na północ od niej rozciąga się, również niewielkich rozmiarów, antyklina Kluczkowic, której jądro stanowią opoki i margle kampanu górnego. Dalej, na północny wschód od antykliny Kluczkowic, rozciąga się synklina Łazisk. Długość jej osi wynosi około 10 km, a szerokość około 5 km. Skrzydło południowo-zachodnie tej synkliny jest szersze i łagodniej nachylone niż skrzydło północno-wschodnie. Jest ona więc nieco asymetryczna.

Występująca na północnym wschodzie obszaru arkusza antyklina Opole Lubelskie–Zwoleń ma przebieg prostoliniowy. Zaczyna się na południowym wschodzie, a maksimum amplitudy osiąga w Opolu Lubelskim. Zgodnie z wynikami badań Wyrwickiej (1977, 1980) w jądrze antykliny w okolicach Opola Lubelskiego występują opoki i margle z wkładkami kredy piszącej mastrychtu dolnego, a na skrzydłach – kreda pisząca i margle mastrychtu górnego. Ku południowemu wschodowi oś antykliny zanurza się, a w jej jądrze występują utwory mastrychtu górnego. Geneza powstania wymienionych struktur tektonicznych wiąże się z działalnością laramijskiej fazy górotwórczej.

Obraz tektoniki nieciągłej badanego terenu jest trudny do przedstawienia, głównie ze względu na brak zróżnicowania litologicznego w kompleksie opok kampanu i mastrychtu dolnego. Wpływa na to również słabe odsłonięcie terenu. Obserwacje najłatwiej można prowadzić w stromych zboczach doliny Wisły, a szczególnie w dobrze odsłoniętym kamieniołomie w Piotrowinie. Występują tu dwa niemal pionowe systemy spękań, o kierunkach WNW i NNW. Na ich stromych powierzchniach widoczne są rysy ślizgowe. Większość z nich zapada w kierunku S, nieliczne natomiast ku N lub NNE pod stromymi kątami. W wyżej wymienionym kamieniołomie widoczne są również prawie pionowe uskoki z przesunięciami warstw rzędu 2,0–3,0 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II), przy pomocy metod teledetekcyjnych i fotogrametrycznych oraz analizy anomalii grawimetrycznych, widocznych na półszczegółowym zdjęciu grawimetrycznym, wyznaczono szereg uskoków o przebiegu przypuszczalnym. Na podstawie obrazów satelitarnych Landsat oraz cyfrowego modelu terenu otrzymanego z lotniczego skaningu laserowego (LiDAR) wyinterpretowano szereg lineamentów mogących odpowiadać dyslokacjom. Wyróżniono trzy kierunki przebiegu uskoków: NW–SE, SW–NE, S–NNE. Linie uskoków w większości pokrywają się z głównymi dolinami rzek tego obszaru: Wisły, Wyżnicy, Kamiennej i Krępianki. Krzyżujące się fotolineamenty, analogicznie jak na terenach sąsiednich, podkreślają blokowy

charakter tektoniki badanego terenu. Amplituda zrzutów jest trudna do ustalenia ze względu na brak poziomów korelacyjnych w mastrychcie (Wyrwicka, 1980). Według Żelichowskiego (1972a, 1974, 1983) pokrywa mezozoiczna w tym regionie pocięta jest uskokami o amplitudzie nieprzekraczającej 100 m (Dowgiałło, Małek, 2015b).

W podłożu czwartorzędu na całym omawianym obszarze występują utwory kredy górnej, które zapadają (z lokalnymi zaburzeniami) pod niewielkim kątem rzędu 2–10° ku północnemu wschodowi. W południowej i południowo-zachodniej części badanego terenu, po obu stronach Wisły, są to opoki i margle kampanu górnego. Jedynie w południowo-zachodnim narożniku opisywanego obszaru występują najprawdopodobniej opoki margliste kampanu dolnego. W środkowej części terenu arkusza (od Chruśliny do Solca nad Wisłą) stwierdzono opoki, opoki margliste i margle mastrychtu dolnego, które ku północy przechodzą w kredę piszącą i margle mastrychtu górnego. Odporne na wietrzenie opoki kampanu górnego i mastrychtu dolnego tworzą główne kulminacje powierzchni terenu (o wys. 210–215 m n.p.m.) w południowej i środkowej części obszaru arkusza. Tam też znajdują się ich rozległe wychodnie, uformowane w powierzchniach zrównań wierzchwinowych i stokowych (Dowgiałło, Małek, 2015b).

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi utworami rozpoznanymi na obszarze arkusza Opole Lubelskie są skały dewońskie reprezentowane przez: dolomity, margle, iłowce i mułowce (tab. 2). W tym czasie obszar arkusza był położony w zasięgu oddziaływania tektoniki kaledońskiej. Aktywność tektoniczną w dewonie należy wiązać z tworzeniem się zapadliska przedgórskiego, w którym dominował mechanizm fleksuralnego uginania krawędzi kontynentalnej (Poprawa, Paczeńska, 2002). Stopniowo zbiornik morski zaczął się spłycać, a warunki sedymentacji różnicować na morskie i lagunowo-lądowe. Wskazują na to zmienne litologicznie utwory dewonu dolnego. Po okresie spokoju tektonicznego w środkowym dewonie, znacznie wzrosło tempo subsydencji tektonicznej w późnym dewonie (Narkiewicz i in., 1998a; Poprawa, 2006). Spowodowało to zwiększenie miąższości deponowanych osadów. Rozpoczął się wówczas dłuższy okres morskiej sedymentacji węglanowej, z niewielkim udziałem – klastycznej. Zapoczątkowana w późnym dewonie przebudowa strukturalna obszaru objawiła się m.in. znaczną subsydencją rowu mazowiecko-lubelskiego i wypiętrzeniem podniesienia radomsko-kraśnickiego. Ruchy górotwórcze fazy bretońskiej (pod koniec wczesnego karbonu) doprowadziły do powstania zrębów i zapadlisk, których nierównomierne wypiętrzanie zróżnicowało przebieg procesów erozyjno-denudacyjnych.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy — ${}_t Q_h$	Akumulacja organiczna
				Namuły torfiaste — ${}_{nr} Q_h$	Akumulacja organiczna w zagłębieniach bezodpływowych i okresowo przepływowych
				Namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}_n Q_h$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin i starorzeczach
				Piaski humusowe i namuły den dolinnych i starorzeczy — ${}_{p/h}^f Q_h$	Akumulacja rzeczna powodziowa i korytowa
				Piaski i mułki (mady) rzeczne kęp, mielizn i tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki — ${}_{pm}^f Q_h^{(2)}$	
				Mułki piaszczyste (mady lekkie) i piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{mal}^f Q_h^{(1)}$	
				Mułki ilaste, miejscami z domieszką piasków (mady ciężkie), rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{mac}^f Q_h^{(1)}$	
				Iły, mułki i piaski (mady) rzeczne tarasów zalewowych nierozdzielonych — ${}_{im}^f Q_h^{(1+2)}$	
				Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e Q_p^{(w)}$	Akumulacja eoliczna
				Piaski eoliczne — ${}^e Q_p$	
				Mułki i gliny deluwialne — ${}^d Q_{mg}$	Zmywanie osadów ze zboczy
				Piaski deluwialne — ${}^d Q_p$	
				Piaski, gliny i żwiry koluwalne — ${}^k Q_{pg}$	Akumulacja koluwiów (procesy osuwiskowe)
				Piaski stożków napływowych — ${}^s Q_p$	Akumulacja przez wody okresowe
				Piaski i mułki zwietrzelinowe (eluwialne) — ${}^z Q_{pm}$	Wietrzenie i wypłukiwanie osadów w warunkach peryglacialnych
				Piaski ze żwirami i głazami rezydualne — ${}^r Q_{pż}$	Rozmywanie osadów przez wody, wietrzenie
P l e j s t o c e n	Złodowacenia północnopolskie	Złodowacenie Wisły	Stadial górny	Mułki, piaski i żwiry rzeczno-peryglacialne — ${}_{mp}^{f-pg} Q_{p^1}^{B3}$	Akumulacja rzeczna i zmywanie osadów ze zboczy do koryta w warunkach peryglacialnych
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–5,5 m n.p. rzeki — ${}_{pż}^f Q_{p^1}^{B3(IV)}$	Akumulacja rzeczna korytowa i powodziowa
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 5,5–7,5 m n.p. rzeki — ${}_{pż}^f Q_{p^1}^{B3(III)}$	

Zlodowacenia północnopolskie		Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 7,5–9,0 m n.p. rzeki — $f_{pż} Q_{p^4}^{B3(II)}$	Akumulacja rzeczna korytowa i powodziowa
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych nierozdzielonych — $f_{pż} Q_{p^4}^{B3(III-IV)}$	
Zlodowacenia środkowopolskie		Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_{p^3}^{O3}$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem ustępującego lądolodu
				Piaski, żwiry i głązy lodowcowe — $g_{pż} Q_{p^3}^{O3}$	
Zlodowacenia południowopolskie		Zlodowacenie Sanu 2	Stadiał dolny	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^3}^{O1}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_{p^3}^{O1}$	
Zlodowacenia południowopolskie		Zlodowacenie Sanu 1		Głązy, żwiry i piaski rezydualne — $r_{głz} Q_{p^2}^S$	Rozmywanie przez wody rzeczne i fluwioglacjalne z topniejącego lądolodu, wietrzenie
Zlodowacenia południowopolskie		Zlodowacenie Sanu 2		Gliny rezydualne — $r_g Q_{p^2}^G$	Rozmywanie przez wody fluwioglacjalne z topniejącego lądolodu, wietrzenie
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał ferdynandowski		Mułki i piaski jeziorne — $li_{mp} Q_{p^2}^F$	Akumulacja mineralna w płytkich zbiornikach jeziornych
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki	Żwiry, mułki i piaski rzeczne — $f_{zm} Q_{p^{2-3}}^M$	Erozja i akumulacja rzeczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki	Żwiry z głązami rzeczne — $f_{zgł} Q_{p^{2-3}}^M$	
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Żwiry i piaski rzeczne — $f_{żp} Q_{p^{3-4}}$	Erozja i akumulacja rzeczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Gleby kopalne — $gl Q_{p^{3-4}}$	Procesy glebotwórcze
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Piaski deluwialne — $d_p Q_{p^4}^{B3}$	Zmywanie osadów ze zboczy
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Lessy — $l_1 Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja eoliczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Lessy piaszczyste — $lp Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja eoliczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 11,0–13,5 m n.p. rzeki — $f_{pż} Q_{p^4}^{B3(II)}$	Akumulacja eoliczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych nierozdzielonych — $f_{pż} Q_{p^4}^{B3(III-IV)}$	Akumulacja eoliczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 11,0–13,5 m n.p. rzeki — $f_{pż} Q_{p^4}^{B3(II)}$	Akumulacja eoliczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Lessy piaszczyste — $lp Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja eoliczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Lessy — $l_1 Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja eoliczna
Zlodowacenia południowopolskie		Interglacjał eemski		Piaski deluwialne — $d_p Q_{p^4}^{B3}$	Zmywanie osadów ze zboczy

Paleogen– neogen					Akumulacja i erozja rzeczna oraz denudacja
K r e d a	K r e d a g ó r n a	Kampan + mastrycht	Kampan górny + mastrycht	Opoki, opoki margliste, margle i kreda piszcząca — $ome Cr_{cp3+m}$	Z końcem mastrychtu wynurzenie i erozja Sedymentacja morska
		Mastrycht	Mastrycht górný	Kreda piszcząca i margle — $kpme Cr_{m3}$	Sedymentacja morska
			Mastrycht dolny	Opoki i margle z wkładkami kredy piszczącej — $ome Cr_{m1}$ Opoki i opoki margliste — $o Cr_{m1}$	Sedymentacja morska, pogłębienie morza
		Kampan	Kampan górný	Opoki i margle — $ome Cr_{cp3}$	Sedymentacja morska, lokalne spłylenie morza
			Kampan dolny	Opoki margliste — $ome Cr_{cp1}$	
		Santon		Margle i wapienie margliste — $me Cr_{st}$	Sedymentacja morska w warunkach zmiennej subsydencji
		Koniak		Wapienie margliste — $wme Cr_{cn}$	
		Turon		Wapienie i wapienie z czertami — $w Cr_t$	
	Cenoman		Wapienie organodetrytyczne — $wor Cr_c$		
	Kreda dolna	Alb		Margle, piaski i piaskowce margliste z glaukonitem — $me Cr_{al}$	Transgresja morska i sedymentacja w płytkim morzu
	J u r a	Jura górna	Kimeryd		Wapienie margliste i dolomity margliste — $wme J_{km}$
Oksford				Wapienie organodetrytyczne, wapienie ooidowe i wapienie margliste — $wor J_o$	
Jura środkowa				Wapienie i piaskowce — $wpc J_2$	Sedymentacja płytkomorska, szelfowa
Karbon	Karbon dolny	Turnej (?)		Iłowce i dolomity — $icdo C_{tn}$	Ruchy górotwórcze Sedymentacja w warunkach paralicznych lub limnicznych Subsydencja
D e w o n	Dewon górný	Fran		Dolomity — $do D_{fr}$	Wypiętrzenie, ruchy fałdowe Sedymentacja morska w strefie nerytycznej
	Dewon środkowy	Żywet		Iłowce, mułowce, wapienie i dolomity — $ic D_{gt}$	
		Eifel		Dolomity, iłowce i margle dolomityczne — $do D_e$	

Z tego względu powierzchnię podkarbońską tworzą różne ogniwa dewonu (Dowgiało, Małek, 2015b). Pod koniec wczesnego karbonu na zdenudowany obszar wkroczyło morze i rozpoczęła się sedymentacja w warunkach paralicznych lub limnicznych. Przerwały ją ruchy górotwórcze fazy asturyjskiej u schyłku późnego karbonu. Efektem tych ruchów było powstanie inwersji tektonicznej basenu lubelskiego w reżimie kompresyjnym. Wówczas, wzdłuż strefy uskoku Kazimierz–Ursynów doszło do nasunięcia podniesienia radomsko-kraśnickiego na basen lubelski. Według Tomaszczyka (2015) większość uskoków powstałych w późnym karbonie stanowią uskoki odwrócone lub nasunięcia o małych wartościach upadu.

Warunki lądowe panowały aż do środkowej jury, kiedy to wkroczyło stosunkowo płytkie morze (sedymentacja węglanowa). Transgresja morska oraz subsydencja zbiornika postępowały do oksfordu. Wtedy morze spłyściło się, a pod koniec kimerydu całkowicie wycofało, co było związane z ruchami górotwórczymi fazy neokimeryjskiej. Nastąpił okres erozji rzecznej i denudacji.

Ruchy górotwórcze fazy neokimeryjskiej spowodowały regresję morza i przerwę w sedymentacji (od końca późnej jury do albu).

Do kolejnej transgresji morskiej doszło dopiero w środkowym albie. Objęła ona swym zasięgiem cały omawiany obszar. W pierwszej kolejności osadziły się utwory piaszczyste. W kolejnych piętrach kredy górnej, aż po mastrycht górny, odbywała się sedymentacja węglanowo-krzemionkowa i węglanowa. Na podstawie analizy miąższości poszczególnych pięter kredy górnej wykazano, że akumulacja stawała się bardziej intensywna w coraz młodszych jej piętrach (Krassowska, 1976–1978, 1986; Świdrowska, 2007). W warunkach spokojnej sedymentacji morskiej w cenomanie tworzyły się głównie wapienie organodetrytyczne, w turonie – wapienie oraz wapienie z czertami, natomiast w koniaku i santonie – wapienie margliste i margle. Dla kampanu dolnego charakterystyczne są opoki margliste, a dla kampanu górnego – opoki i margle.

Na terenie arkusza Wyrwicka (1977, 1980) w obrębie pięter najwyższej kredy wyróżniła trzy cykle sedymentacyjne. W pierwszym, od kampanu do końca mastrychtu dolnego, zachodziła sedymentacja opok z nielicznymi wkładkami margli. W drugim, pod koniec mastrychtu dolnego, osadzały się na przemian opoki i margle oraz kreda pisząca. Pogłębianie się morza wpłynęło na zmniejszenie się udziału opok i margli na korzyść kredy piszącej. W trzecim cyklu, po spłyceciu morza, doszło do akumulacji kilku powtarzających się sekwencji: opoka–margiel, opoka–kreda pisząca i rzadziej, opoka–margiel–kreda pisząca.

Ruchy górotwórcze, które wystąpiły w fazie laramijskiej spowodowały regresję morza i przerwę w sedymentacji. Główna faza tych ruchów miała miejsce w mastrychcie górnym i trwała

do paleogenu. Ruchy wypiętrzające były powolne i powodowały nasilenie procesów erozyjnych. W paleogenie i neogenie doszło do akumulacji oraz wzmożonej erozji rzecznej i denudacji stosunkowo miękkich skał kredowych. Powstała wówczas dość urozmaicona rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. Osady paleogenu i neogenu zostały zerodowane i nie zachowały się na badanym obszarze. W pliocenie powstała dolina Wisły na odcinku wyżyn południowopolskich (Dowgiałło, Małek, 2015b).

W plejstocenie dolnym (preglacjałe) odbywał się transport materiału w rzekach płynących z południa. Powstała wówczas seria żwirowo-piaszczysta, której pozostałości zachowały się w dolinie Kamiennej, poza zachodnią granicą badanego terenu. Wisła na odcinku przełomowym w preglacjałe nie była jeszcze tak głęboko wcięta jak w plejstocenie.

Na obszarze arkusza nie występują osady zlodowaceń najstarszych i interglacjału augustowskiego. Przymuszczalnie nastąpiło wówczas wcięcie się rzek w skały górnokredowe (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Do najstarszych osadów plejstocenijskich na badanym terenie należą głazy, żwiry i piaski rezydualne (bruk morenowy) zaliczone do zlodowacenia Sanu 1. Wraz z recesją lądolodu tego zlodowacenia doszło do erozyjnej działalności rzek. W interglacjałe ferdynandowskim intensywna denudacja i erozja rzeczna doprowadziła do zniszczenia i rozmycia osadów morenowych. W wyerodowanych dolinach osadzały się żwirowo-piaszczyste serie rzeczne, a później, miejscami także mułki i łył jeziorne ze szczątkami roślin (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Lądolód zlodowacenia Sanu 2 objął cały obszar arkusza, pozostawiając poziom glin zwałowych. Na początku tego zlodowacenia ponownie nastąpiło zatamowanie odpływu wód ku północy. Wraz z recesją lądolodu rozpoczęło się intensywne niszczenie i wymywanie wcześniej złożonych osadów.

Początek interglacjału mazowieckiego wiąże się z powstaniem najgłębszych wcięć erozyjnych na omawianym terenie (Różycki, 1972, Radłowska, 1963). Procesy denudacji na wysoczyźnie doprowadziły wówczas do zniszczenia pokrywy morenowej. Jej niewielkie fragmenty zachowały się jedynie w obniżeniach powierzchni utworów górnokredowych, w postaci rezyduów. W dolinie Wisły zaczęły się osadzać serie rzeczne – początkowo żwiry i głazy przechodzące ku stropowi profilu w piaski ze żwirami oraz piaski i mułki. Zmniejszanie się frakcji ziaren było związane z wolniejszym spływem wód ku północy, spowodowanym nasuwaniem się lądolodu zlodowacenia Odry (Dowgiałło, Małek, 2015b).

Łądolód stadiału dolnego zlodowacenia Odry przykrył prawdopodobnie tylko północną część obszaru arkusza. Pozostawił po sobie piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz jeden poziom glin zwałowych. W interstadiale nastąpiło intensywne niszczenie osadów glacialnych w warunkach peryglacialnych. Pokrywa morenowa na wysoczyźnie uległa znacznej redukcji lub usunięciu. W zboczach doliny z tego okresu zachowały się piaski z głazami rezydualne. Nasuwanie się łądolodu stadiału górnego zlodowacenia Odry spowodowało utworzenie się zastoiska, w którym osadziły się ropy, mułki i piaski. Łądolód ten pokrył cały obszar arkusza Opolo Lubelskie, sięgając poza południowe peryferia dorzecza doliny Kamiennej (Lindner i in., 1985). Pozostawił on po sobie poziom glin zwałowych oraz piaszczysto-żwirowe osady lodowcowe. Z ustąpieniem łądolodu zlodowacenia Odry była związana akumulacja wodnolodowcowa. Jej śladem są piaszczysto-żwirowe osady zachowane fragmentarycznie w kilku miejscach w północnej części badanego terenu (Dowgiało, Małek, 2015b). Prawdopodobnie nastąpiło wówczas ostateczne uformowanie się przełomowego odcinka doliny Wisły przez wyżyny środkowopolskie. Przełom ten był predysponowany z jednej strony ruchliwością tektoniczną w obrębie rowu Tarłowa i na obszarze między doliną Sanu a krawędzią Roztocza, z drugiej natomiast – lobowym nasunięciem łądolodu na obszar Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1981; Pożaryski i in., 1994a, b).

Po ustąpieniu łądolodu zlodowacenia Odry doszło do wzmożonej denudacji na wysoczyznach. W dolinach odbywała się natomiast intensywna erozja rzeczna. W tym czasie Wisła wcięła się do głębokości około 10 m poniżej obecnego dna doliny. W wyniku procesów glebotwórczych na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Odry powstały gleby kopalne. Występują one pod lessami zlodowaceń północnopolskich, a ich wiek jest dyskusyjny. Autor niniejszej aktualizacji na podstawie wyników badań z sąsiednich obszarów (Pożaryska, 1948; Piotrowska, 2003a, b), a także opinii Maruszczaka i innych (1955) zaliczył opisywane osady do interglacjału eemskiego.

Pod koniec interglacjału eemskiego i na początku zlodowacenia Wisły w dolinie Wisły miały miejsce procesy erozji i akumulacji rzecznej. Początkowo rzeka wcięła się do głębokości około 5–10 m poniżej współczesnego dna doliny Wisły. Następnie dolina została zasypana serią osadów piaszczysto-mułkowych pochodzenia rzeczno-peryglacialnego. W utworach tych znaleziono również fragmenty drewna. U schyłku zlodowacenia Wisły ponownie doszło do erozji rzecznej, która sięgnęła kilku metrów poniżej współczesnego dna doliny. Kolejna akumulacja osiągnęła około 6 m nad obecne dno doliny Wisły (Pożaryski i in., 1994a).

Łądolód ostatniego zlodowacenia nie dotarł na obszar omawianego arkusza. Jego wpływ na morfologię terenu zaznaczył się jedynie powstaniem czterech poziomów tarasów akumulacyjno-erozyjnych (nadzalewowych) w dolinie Wisły oraz jej dopływu – Wyżnicy. Na wysoczyznach miała

miejsce akumulacja lessów, utworów lessopodobnych i eolicznych (tworzenie się wydym). Jednocześnie w wyniku ruchów neotektonicznych odbywała się tam intensywna denudacja w warunkach peryglacialnych, która w wielu miejscach doprowadziła do całkowitego usunięcia osadów plejstocénskich i odsłonięcia skał kredy górnej. Zerodowane osady były transportowane do dolinek, zagłębień w obrębie wysoczyzn oraz obniżzeń przystokowych. U wylotu niektórych dolinek uformowały się stożki napływowe i osuwiska (piaski, żwiry i gliny koluwalne). Gwałtowny napływ materiału skalnego do doliny Wisły spowodował natomiast utworzenie się koryta o charakterze roztokowym.

Na początku holocenu, wraz z ociepleniem się klimatu i związanym z tym rozwojem szaty roślinnej, zmniejszyło się zasypywanie dolin. Zmienił się również charakter koryta Wisły z roztokowego na meandrujący. Z dostarczanego z wysoczyzn materiału o frakcji drobniejszej utworzyły się mady. W okresach chłodniejszych były one bardziej piaszczyste (mady lekkie), natomiast wraz z ociepleniem stawały się pylasto-ilaste (mady ciężkie). W optimumach klimatycznych tworzyły się na nich poziomy gleb. Z mad w dolinie Wisły powstały dwa poziomy tarasów akumulacyjnych (zalewowych).

Od XVII w., wraz ze wzmożonym niszczeniem szaty roślinnej przez człowieka, nastąpiło ponowne zdziczenie rzeki, któremu towarzyszyły sedymentacja mad piaszczystych i piaszczysto-pylastych oraz formowanie się kęp, mielizn i starorzeczy. W obniżeniach i dolinach powstały piaski humusowe, a zagłębienia bezodpływowe i okresowo przepływowe wypełniły namuły torfiaste. Miejscami, w dolinach Wisły i Leonki, powstały płytkie torfowiska. Jednocześnie rozpoczęło się szybkie podnoszenie dna doliny Wisły, którego maksimum przypadło na lata 1915–1963 (Falkowski, 1965).

#### **IV. PODSUMOWANIE**

Zaktualizowany arkusz Opole Lubelskie SMGP opracowano głównie na podstawie archiwalnych danych geologicznych, teledetekcyjnych i geofizycznych oraz, wykonanych w niewielkim zakresie, prac terenowych. Nową wersję arkusza dostosowano do wytycznych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. oraz Aneksu do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2011 r. Szczegółowy obraz powierzchniowej budowy geologicznej przedstawiono na nowym podkładzie geodezyjnym. W ramach aktualizacji uzgodniono stratygrafię i zasięgi wydzielen geologicznych z sąsiednimi arkuszami SMGP.

Przy rozpoznaniu budowy geologicznej badanego terenu istotną rolę odegrała analiza zdjęć satelitarnych Landsat 8 oraz cyfrowych stereoskopowych zdjęć lotniczych. Do analizy przestrzennej wykorzystano ponadto laserowy numeryczny model terenu (LiDAR) oraz dane geofizyczne

(półszczegółowe zdjęcie grawimetryczne). Wyniki przeprowadzonych badań zweryfikowano w trakcie prac terenowych.

Dzięki zestawieniu otrzymanych danych teledetekcyjnych i geofizycznych z obrazem tektoniki przedstawionym w archiwalnych opracowaniach kartograficznych, zaprezentowano nowy model tektoniki omawianego obszaru Lubelszczyzny (tabl. II). Na podstawie danych satelitarnych i geofizycznych oraz LiDARu opracowano rozmieszczenie lineamentów. Pozwoliło to na wyinterpretowanie w utworach kredowych kierunków przebiegu uskoków oraz osi antyklin. Analiza rzeźby terenu przeprowadzona za pomocą LiDAR umożliwiła rozpoznanie form geomorfologicznych oraz określenie nowego zasięgu granic geologicznych aluwiów i osadów eolicznych.

Podczas prac terenowych pobrano trzy próbki osadów czwartorzędowych w celu zweryfikowania ich wieku.

Objaśnienia opracowano głównie na podstawie poprzedniej wersji arkusza (Dowgiałło, Małek, 2015b), choć część rozdziałów znacząco zaktualizowano. Przedstawiono m.in. najnowsze poglądy dotyczące tektoniki utworów paleozoiku na omawianym terenie.

Do najważniejszych problemów geologicznych wymagających wyjaśnienia i dalszych badań należą m.in.:

- oznaczenie wieku skał piaszczysto-żwirowych wypełniających dolinę kopalną Wisły,
- wykonanie badań makro- i mikrofaunistycznych skał kredowych,
- przeprowadzenie badań geofizycznych (np. metodą tomografii elektrooporowej) stref uskokowych oraz osadów czwartorzędowych.

Warszawa, 2020

## LITERATURA

- Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkoskórnych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, **51**, 4.
- Baraniecka M.D., Makowska A., Mojski J.E., Nowak J., Sarnacka Z., Skompski S., 1978 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Biul. Inst. Geol.*, 306.
- Bartosik J., 1970 — Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geogr. Lodziensia*, 24.
- Bartosik J., 1972 — Geomorfologia obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w okolicach Ilży. *Acta Geogr. Lodziensia.*, 29.
- Bażyński J., Doktor S., Graniczny M., 1984 — Mapa fotogeologiczna Polski 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., Rywocka-Kenig K., 1968 — Czwartorzęd Kotliny Chodelskiej. *Kwart. Geol.*, **12**, 1.
- Błaszkiwicz A., 1966 — Uwagi o stratygrafii kampanu i mastrychtu doliny środkowej Wisły. *Kwart. Geol.*, **10**, 4.

- Błaszkiwicz A., 1978 — Chronostratygrafia mastrychtu w wierceniach z obszaru zachodniej i centralnej części Wyżyny Lubelskiej na podstawie makrofauny. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Błaszkiwicz A., 1980 — Studium stratygraficzno-paleontologiczne amonitów kampanu i mastrychtu (Dolina Środkowej Wisły). *Pr. Inst. Geol.*, **92**.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1981 — Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.*, **29**, 8.
- Brzezińska-Wójcik T., Harasimiuk M., Superson J., 2007 — Strukturalne uwarunkowania rozwoju sieci dolinnej w brzeżnej, zachodniej części platformy prekambryjskiej. W: Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery (Harasimiuk M., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Cieśliński S., Wyrwicka K., 1970 — Kreda obszaru lubelskiego. W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dadlez R. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Grad M., Guterch A., 2005 — Crustal structure below the Polish Basin: Is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, **411**, 1–4.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Dolecki L., Kołodziej T., Mroczek P., 2005 — Występowanie oraz główne cechy lessów regionu lubelskiego. W: Mat. 12. konf.: Stratygrafia plejstocenu Polski. Lessy i utwory lessopodobne w stratygrafii plejstocenu (Żarski M., Derkacz M., red.). Zwierzyniec, 31 sierpnia–3 września 2005 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dowgiałło W.D., 1981 — Projekt badań geologicznych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Dowgiałło W.D., 1982 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kazimierz Dolny (746). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dowgiałło W.D., 1991 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dowgiałło W.D., Małek M., 2015a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kazimierz Dolny (746). *Państw. Inst. Geol.-PIB*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dowgiałło W.D., Małek M., 2015b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783). *Państw. Inst. Geol.-PIB*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dziedzic A., 2007 — Geoinżynierskie właściwości górnokredowych opok Małopolskiego Przełomu Wisły. W: Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery (Harasimiuk M., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Falkowski E., 1965 — Holocenińska historia i prognozy rozwoju Wisły środkowej na odcinku od Zawichostu do Solca. W: Mat. Symp.: Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły środkowej od Sandomierza do Puław. Kazimierz Dolny, 27–29 września 1965 r. NOT, Katowice.
- Falkowski E., 1970 — Zasady interpretacji budowy geologicznej aluwiów dolin „dojrzałych swobodnych” na podstawie odcinka Wisły środkowej. *Prz. Geol.*, **18**, 8–9.
- Falkowski E., 1978 — Mapa morfo- i litogenetyczna doliny środkowej Wisły, odcinek Zawichost–Warszawa. *Arch. Inst. Hydrogeol. i Geol. Inż.*, Wyd. Geol. UW.
- Grad M., Tiira T., Behm M., Belinsky A.A., Booth D.C., Brückl E., Cassinis R., Chadwick R.A., Czuba W., Egorkin A.V., England R.W., Erinchek Yu.M., Fougler G.R.,

- Gaczyński E., Gosar A., Guterch A., Hegedüs E., Hrubcová P., Janik T., Jokat W., Karagianni E.E., Keller G.R., Kelly A., Komminaho K., Korja T., Kortström J., Kostyuchenko S.L., Kozlovskaya E., Laske G., Lenkey L., Luosto U., Maguire P.K.H., Majdański M., Malinowski M., Marone F., Mechie J., Milshtein E.D., Motuza G., Nikolova S., Olsson S., Pasyanos M., Petrov O.V., Rakitov V.E., Raykova R., Ritzmann O., Roberts R., Sachpazi M., Sanina I.A., Schmidt-Aursch M.C., Serano I., Špičák A., Środa P., Šumanovac F., Taylor B., Vedrentsev A.G., Vozár J., Weber Z., Wilde-Piórko M., Yegorova T.P., Yliniemi J., Zelt B., Zolotov E.E., 2009 — The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.*, **176**.
- Guterch A., Grad M., 2006 — Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Kwart. Geol.*, **50**, 1.
- Harasimiuk M., 1980 — Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza (rozprawa habilitacyjna). UMCS, Lublin.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1976 — Osobliwości pokrywy lessowej zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 297.
- Henkiel A., 1993 — Nowa koncepcja morfogenezy Wyżyny Lubelskiej – geologia i geomorfologia Równiny Bełżyckiej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **48**, 11.
- Henkiel A., Nitychoruk J., 1980 — Spękania ciosowe i drobne struktury tektoniczne w skałach kredowo-paleogeńskich północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **35/36**, 2.
- Jahn A., 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **7**.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski E., Rzechowski J., 1980 — Stratygrafia i zasięgi osadów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu między Wisłą a Bugiem. W: Przew. Semin. Terenow.: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE (Maruszczak H., red.). Lublin, 23–29 września 1980 r.
- Janiec J., Romanek A., Złonkiewicz Z., 1992 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Sandomierz, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Janiec J., Romanek A., Złonkiewicz Z., 1993 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jersak J., 1976 — Geneza lessu wyżyn południowej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 297.
- Kamiński M., 2019 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kazimierz Dolny (746) – aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kęsik A., 1967 — Wisła w przełomie przez wyżyny. W: Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy (Kolago C., red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Kęsik A., Wojtanowicz J., 1968 — Analiza form wydmowych i procesów deflacyjnych fragmentu Kotliny Chodelskiej z wykorzystaniem zdjęć lotniczych. *Fotoint. w Geogr.*, **6**.
- Kociszewska-Musiał G., 1965 — Charakterystyka współczesnych aluwiów Wisły w facji korytowej na odcinku Sandomierz–Puławy. W: Mat. Symp. Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły Środkowej od Sandomierza do Puław. Kazimierz Dolny, 27–29 września 1965 r. NOT, Katowice.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Konecka-Betley K., Maruszczak H., 1976 — Analiza paleopedologiczna lessów z Kazimierza Dolnego nad Wisłą. *Biul. Inst. Geol.*, 297.

- Kongiel R., 1962 — On belemnites from the Maastrichtian, Campanian and Santonian sediments in the Middle Vistula Valley (Central Poland). *Pr. Muzeum Ziemi*, **5**.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1972 — Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego w Górach Świętokrzyskich (Pasma Jeleniowskie–Dolina Kamiennej). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, 1.
- Kotański Z., Miłaczewski L., 1977 — Rozwój paleotektoniczny dewońskiej struktury Zwolenia. *Biul. Inst. Geol.*, 303.
- Kowalski W.C., Drągowski A., Falkowski E., Liszkowski J., Łozińska-Stępień H., Stochlak J., 1965 — Plejstoceńska ewolucja przełomowego odcinka Wisły środkowej i jej dopływów oraz wyżyn przyległych. W: *Mat. Symp.: Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły Środkowej od Sandomierza do Puław*. Kazimierz Dolny, 27–29 września 1965 r. NOT, Katowice.
- Kowalski W.C., Łozińska-Stępień H., 1965 — Litologia skał górnokredowych doliny Wisły środkowej i wyżyn przyległych. W: *Mat. Symp.: Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły Środkowej od Sandomierza do Puław*. Kazimierz Dolny, 27–29 września 1965 r. NOT, Katowice.
- Kozłowski S., Wyrwicka K., 1970 — Surowce skalne obszaru lubelskiego. W: *Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin*, 3–5 września 1970 r.
- Krach W., 1981 — Fauna i stratygrafia paleocenu środkowej Wisły. *Studia Geol. Polon.*, **71**.
- Krajewski S., Woźnicka M., 2000a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krajewski S., Woźnicka M., 2000b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krassowska A., 1976 — Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Kryłowem. *Biul. Inst. Geol.*, 291.
- Krassowska A., 1977 — Kreda w okolicy Kraśnika–Zakrzewa (na podstawie głębokich otworów wiertniczych). *Prz. Geol.*, **25**, 2.
- Krassowska A., 1978 — Analiza paleotektoniczna strefy Biłgoraj–Cieszanów w kredzie. *Kwart. Geol.*, **22**, 4.
- Krassowska A., 1986 — Kreda górna i paleocen dolny okolic Lublina. *Kwart. Geol.*, **30**, 3/4.
- Krassowska A., 1990 — Utwory młodszej kredy górnej i paleocenu dolnego w głębokich otworach wiertniczych w rejonie Puław, Lublina i Lubartowa. *Prz. Geol.*, **38**, 4.
- Krisztafowicz N.J., 1897 — Kratkij otczet ob issledowanii mielowych otlozenij w Lublinskoj i Radomskoj guberniach. *Mat. dla Geol. Rossii*, **18**.
- Krisztafowicz N.J., 1899 — Litologiczeski charakter, fauna, stratigrafia i wozrost mielowych otlozenij na terriorii Lublinskoj i Radomskoj gubernii. *Mat. dla Geol. Rossii*, **19**.
- Krygowski B., 1937 — Sprawozdanie z badań nad stratygrafią dyluwium w dolinie Wisły na odcinku Sandomierz–Puławy. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 3.
- Krzywiec P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1981 — Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. W: *Mat. 3. Kraj. Symp.: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*. Ossolineum, Wrocław.
- Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 2.
- Lindner L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa.

- Lindner L., 1984 — Pozycja chronostratygraficzna oraz transgresja, maksymalny zasięg i zanik łądolodu zlodowacenia Odry na Wyżynie Małopolskiej. W: Przew. konf.: Zlodowacenie środkowopolskie na Wyżynach Południowopolskich i terenach przyległych. Sosnowiec, 19–23 września 1984 r. UŚI, Katowice.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985 — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych łądolodu środkowopolskiego (saalian) między górną Wartą i Bugiem. *Prz. Geol.*, **33**, 2.
- Liszkowski J., 1965 — Kras doliny Wisły środkowej i wyżyn przyległych na odcinku Zawichost–Puławy i jego wpływ na zagospodarowanie terenu. W: Mat. Symp.: Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły Środkowej od Sandomierza do Puław. Kazimierz Dolny, 27–29 września 1965 r. NOT, Katowice.
- Łopuski G., 1911 — Przyczynki do znajomości fauny kredowej gubernii Lubelskiej. *Spraw. Tow. z Pos. Nauk. Warsz.*, 4.
- Łuniewski A., 1923 — Z geologii okolic Zawichosta. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 1–2.
- Łyczewska J., 1971 — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Pr. Inst. Geol.*, **64**.
- Machalski M., 2007 — Wydarzenia na granicy kreda–paleogen w Małopolskim Przełomie Wisły. W: Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery (Harasimiuk M., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Machalski M., 2012 — Stratigraphically important ammonites from the Campanian-Maastrichtian boundary interval of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geol. Polon.*, **61**, 1.
- Marszałek S., 2001 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chodel (784). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Marszałek S., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chodel (784). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Maruszczak H. (red.), 1991 — Podstawowe profile lessów w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin.
- Maruszczak H., 1972 — Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. W: Geomorfologia Polski. **1**. Polska Południowa, góry i wyżyny (Klimaszewski M., red.). PWN, Warszawa.
- Maruszczak H., 1980 — Stratygrafia i chronologia lessów w Polsce. W: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Wyd. UMCS, Lublin.
- Maruszczak H., 1993 — Chronostratygrafia lessów warciańskich oraz ich korelacja z osadami glacialnymi w Polsce. *Acta Geogr. Lodziensia.*, **65**.
- Maruszczak H., Morawski J., Trembaczowski J., 1955 — Zdjęcie geologiczne na arkuszu Opole Lubelskie 1:100 000 w skali 1:25 000 do mapy geologicznej 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Mazurek A., 1915 — Przyczynek do stratygrafii formacji kredowej gubernii Radomskiej. *Spraw. z Pos. Tow. Nauk. Warsz.*, 8.
- Mądry S., Szrek D., Sokalski J., 2015 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783), plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2018 — Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. *Int. J. Earth Sci.*, **108**.
- Mojski J.E., 1984 — Mezoplejstocen, Niż Polski i niziny środkowopolskie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (Sokołowski S., Mojski J.E., red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski J., 1959 — Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny. *Ann. UMCS, Sect. B*, **12**.

- Morawski J., 1965 — Osady piaszczyste wyżyny lubelskiej. Studium sedimentologiczne (rozprawa habilitacyjna). Wyd. Biol. i Nauk o Ziemi UMCS, Lublin.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1969 — Próba rekonstrukcji warunków paleohydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedimentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem. *Prz. Geogr.*, **41**, 3.
- Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007 — Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2015 — Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**, 3.
- Narkiewicz M., Miłaczewski L., Krzywiec P., Szewczyk J., 1998 — Outline of the Devonian depositional architecture in the Radom-Lublin area. W: Sedimentary basin analysis of the Polish Lowlands (Narkiewicz M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Niemczycka T., 1972 — Dokumentacja wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Niesiołowice IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Niemczycka T., 1978 — Litofacje jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego. *Acta Geol. Polon.*, **28**, 4.
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla ark. Opole Lubelskie SMGP w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pazdur M.F., 1985 — Sprawozdanie z wykonania pomiarów metodą  $^{14}\text{C}$  próbki z profilu Ciszycza (p. 1056) – ark. Opole Lubelskie SMGP (783). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik, paleogen i neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Petecki Z., 2001 — Magnetic evidence for deeply buried crystal line basement south west of the Teisseyre-Tornquist Line in NW Poland. *Acta Geophys. Pol.*, **49**.
- Piotrowska K., 2003a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lipsko (782). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowska K., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lipsko (782). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Poprawa P., 2006 — Neoproterozoic break-up of the supercontinent Rodinia/Pannotia recorded by development of sedimentary basins at the western slope of Baltica. W: Facies, tectonic and thermal evolution of the Pomeranian Sector of Trans-European Suture Zone and adjacent areas (Matyja H., Poprawa P., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**.
- Poprawa P., Paczeńska J., 2002 — Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Prz. Geol.*, **50**, 1.
- Pożaryska K., 1939 — Prace geologiczne wykonane w 1938 r. na ark. Solec. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 15.
- Pożaryska K., 1948 — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 52.
- Pożaryska K., 1952 — Zagadnienia sedimentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 81.
- Pożaryska K., 1967 — Badania warstw pogranicznych kredy i trzeciorzędu w Polsce pozakarpackiej. *Kwart. Geol.*, **11**, 3.
- Pożaryski W., 1938 — Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 6.

- Pożaryski W., 1947 — Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 6.
- Pożaryski W., 1948 — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 46.
- Pożaryski W., 1951 — Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 75.
- Pożaryski W., 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Pr. Inst. Geol.*, 9.
- Pożaryski W., 1955a — Odcinek mapy geologicznej doliny Wisły między Puławami a Zawichostem w skali 1:25 000. Zdjęcie geologiczne do mapy geologicznej w skali 1:50 000, część zachodnia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pożaryski W., 1955b — Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Pr. Inst. Geol.*, 12.
- Pożaryski W., 1956a — Kreda. W: Regionalna geologia Polski. 2. Region lubelski. PWN, Kraków.
- Pożaryski W., 1956b — Stratygrafia plejstocenu w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowopolskich. *Prz. Geogr.*, 28, 2.
- Pożaryski W., 1962 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 10. Kreda. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1965 — Budowa geologiczna doliny Wisły środkowej między Sandomierzem i Puławami. W: Mat. Symp.: Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły Środkowej od Sandomierza do Puław. Kazimierz Dolny, 27–29 września 1965 r. NOT, Katowice.
- Pożaryski W., 1974 — Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski (Pożaryski W., red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, 45, 12.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H., 1982 — O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. *Prz. Geol.*, 30, 11.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994a — Chronostratygrafia osadów plejstocenijskich i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 147.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994b — Rozwój plejstocenijskiej doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Prz. Geol.*, 42, 7.
- Pożaryski W., Mojski J.E., 1987 — Plejstocen przełomu Wisły środkowej w świetle nowej stratygrafii czwartorzędowej. *Prz. Geol.*, 35, 3.
- Prószyński M., Stańska-Prószyńska W., Prószyńska-Bordas H., 1985 — Wyniki datowania metodą TL próbek z Józefowa koło Opola Lubelskiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Radłowska C., 1957 — Z badań nad morfogenezą doliny Krępianki i Iżanki. *Prz. Geogr.*, 29, 2.
- Radłowska C., 1963 — Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 38.
- Romanek A., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz, wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Romanek A., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz, wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Romanek A., 2011c — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Sandomierz – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Romanek A., Złonkiewicz Z., 1993 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 2, rozszerzone. PWN, Warszawa.
- Rühle E., 1946a — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Radom, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1955b — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Radom, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Samsonowicz J., 1922 — Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 4–6.
- Samsonowicz J., 1925 — O granicy zasięgu młodszego zlodowacenia między rzeką Iłżanką a Wisłą. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 12.
- Samsonowicz J., 1927 — Sprawozdanie z badań geologicznych w rogu północno-wschodnim arkusza Opatów. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 18.
- Sawicki L., 1922 — Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. *Rozpr. Wydz. Mat-Przyr. PAU*, **61**.
- Sawicki L., 1925 — Przełom Wisły przez Średniogórze Polski. *Pr. Inst. Geogr. UJ*, **4**.
- Siemiradzki J., 1886 — Przyczynek do fauny kopalnej warstw kredowych w gubernii Lubelskiej. *Pam. Fizjogr.*, **6**.
- Siemiradzki J., 1905 — O utworach górnokredowych w Polsce. *Kosmos*, **30**.
- Siemiradzki J., 1909 — Geologia ziem polskich. **2**. Formacje młodsze (kreda-dyluwium). Muzeum im. Dzieduszyckich, Lwów.
- Siemiradzki J., Dunikowski E., 1891 — Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicyi i krajów przyległych. *Pam. Fizjogr.*, **11**.
- Sitrak J., 1937 — Dyluwium w przełomie Wisły od Sandomierza do Puław. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **11**, 3.
- Słodkowska B., 2004 — Palinologiczny zapis trzeciorzędu w dolinie środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, **52**, 1.
- Staniewicz H., 1959 — Własności budowlane opok kampanu górnego i mastrychtu dolnego okolic między Józefowem a Kazimierzem oraz w Solcu (praca magisterska). Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Stochlak J., 1971 — Wykształcenie i charakterystyka inżyniersko-geologiczna osadów deluwialnych na obszarze między dolinami dolnej Kamiennej a Zwolenki (rozprawa doktorska). Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Sujkowski Z., 1931 — Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **6**, 3.
- Świdrowska J., 2007 — Kreda w regionie lubelskim – sedimentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Teisseyre W., 1921 — O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 2–3.
- Tomaszczyk M., 2015 — Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego (rozprawa doktorska). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Tornquist A., 1908 — Die Feststellung des Südwesttrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ost-preussischen Scholle. *Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg*, **49**, 1.
- Trejdosiewicz J., 1895 — Objaśnienia do Mapy geologicznej gubernii lubelskiej. *Pam. Fizjogr.*, **13**.
- Uziak S., Pomian J., 1976 — Utwory lessowate Wyżyny Lubelskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 297.
- Walaszczyk I., 2004 — Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geol. Polon.*, **54**, 1.

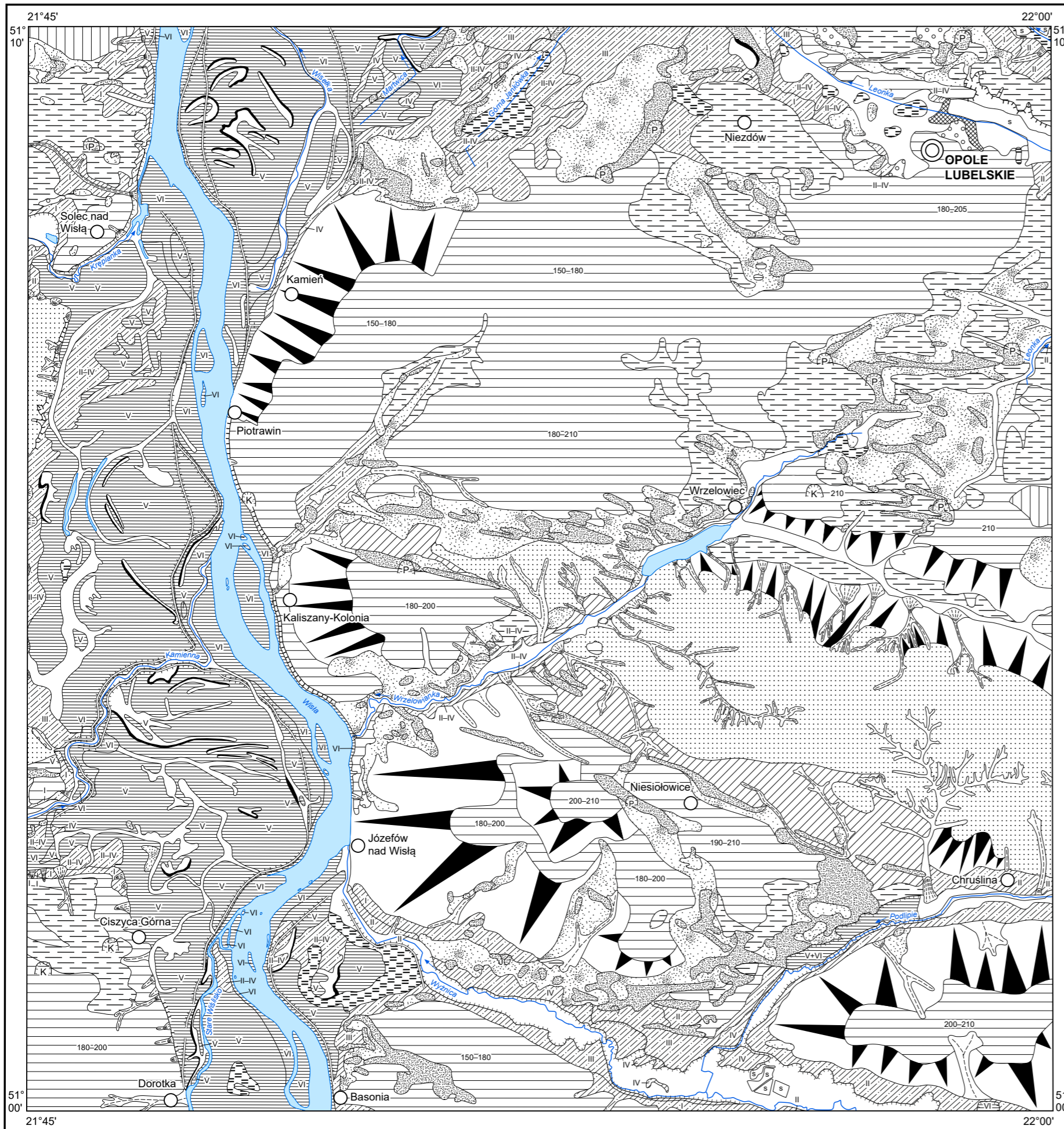
- Warowna J., 2007 — Ewolucja rzeźby dna doliny Wisły w odcinku przelomowym na przykładzie rejonu ujścia Kamiennej. W: Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery (Harasimiuk M., red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Wierzbanowski P., Pasieczna A., Stec B., Tomassi-Morawiec H., 2006 — Objąsnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wilczyński M.S., 1980 — Analiza wyników interpretacji zdjęć satelitarnych zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Kwart. Geol.*, **24**, 4.
- Winter H., 1985 — Orzeczenie palinologiczne dotyczące próbek z miejscowości Józefów i Ciszycza Górna, ark. Opole Lubelskie SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Włodek M., Gaździcka E., 2009a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Annopol (820). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Włodek M., Gaździcka E., 2009b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Annopol (820). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wojtanowicz J., 1984 — Klimatyczne cykle rozwoju rzeźby Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola w dolnym i środkowym plejstocenie. W: Przew. Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr. 1. Obrady plenarne i sekcyjne (Maruszczak H., red.). Lublin, 13–15 września 1984 r. Pol. Tow. Geogr., Lublin.
- Wrzaskiewicz M., Bąk E., Ślusarek W., 2015 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783), plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wyrwicka K., 1977 — Wykształcenie litologiczne i węglanowe surowców skalnych mastrychtu lubelskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 299.
- Wyrwicka K., 1980 — Stratygrafia, facje i tektonika mastrychtu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Kwart. Geol.*, **24**, 4.
- Wyrwicki R., 1984 — Lessy i osady pokrewne Lubelszczyzny jako surowce ceramiczne. *Prz. Geol.*, **32**, 6.
- Zaborski B., 1926 — O dyluwium zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Pr. Zakł. Geogr. UW*, **6**.
- Zaborski B., 1927 — Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, **7**, 1–2.
- Zatoń M., 2003 — Paleoeologia i paleośrodowisko późnego kampanu na podstawie wybranych profili z doliny środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, **51**, 8.
- Zieliński P., 1998 — Rozwój wydmy w późnym vistulianie w Łaziskach koło Opola Lubelskiego. W: Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy (Pękala K., red.). Przew. 4. Zjazdu Geomorf. Pol. Lublin, 3–6 czerwca 1998 r. Wyd. UMCS, Lublin.
- Zieliński P., 1999 — Rola wiatrów północno-zachodnich w kształtowaniu wydym w późnym plejstocenie w okolicach Opola Lubelskiego (Wyżyna Lubelska). *Ann. UMCS, Sect. B*, **54**.
- Zieliński P., 2001a — Procesy eoliczne w Kotlinie Chodelskiej (Wyżyna Lubelska) – ich natężenie i fazy rozwoju. *Prz. Geogr.*, **73**, 1–2.
- Zieliński P., 2001b — Relacje między piaszczystymi i pylastymi osadami eolicznymi okolic Wrzelowca (Wyżyna Lubelska). W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych (Kostrzewski A., red.). **3. Ser. Geogr.**, 64, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Zieliński P., 2007 — Charakterystyka późnovistuliańskich procesów i form eolicznych na przykładzie pola wydmo-wego Kosiorów. W: Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery (Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., Dobrowolski R., Mroczek P., Warowna J., red.). Wyd. UMCS, Lublin.

- Znosko J., 1987 — Mapa tektoniczna SW brzegu platformy wschodniej Europy (IGCP-86) – uwagi i impresje. *Prz. Geol.*, **35**, 1.
- Żarski M., 1998a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Puławy (710). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żarski M., 1998b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Puławy (710). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Oszczypko N., Ślącza A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk Geol. PAN, Wrocław.
- Żelichowski A.M., 1972a — Antyklina Opole Lubelskie–Zakrzew. *Kwart. Geol.*, **16**, 2.
- Żelichowski A.M., 1972b — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263.
- Żelichowski A.M., 1974 — Obszar radomsko–lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski (Pożaryski W., red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1979 — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, **23**, 2.
- Żelichowski A.M., 1983 — Mapa tektoniczna 1:500 000. Tabl. 43. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (Kozłowski S., Żelichowski A.M., red.). Wyd. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Opole Lubelskie (783)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



#### Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Pokrywy pyłowe
- Równiny lessowe

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych:  
V – 2,0–3,0 m n.p. rzeki, VI – 0,5–2,0 m n.p. rzeki,  
V+VI – nierozdzielone
- Tarasy akumulacyjno-erozyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych:  
I – 11,0–13,5 m n.p. rzeki, II – 7,5–9,0 m n.p. rzeki,  
III – 5,5–7,5 m n.p. rzeki, IV – 3,0–5,5 m n.p. rzeki,  
II–IV – nierozdzielone.
- Starorzecza
- Krawędzie:  
a. wysoczyzny, b. tarasów
- Dolinki, parowy, wąwozy,  
młode rozcięcia erozyjne, nierozdzielone

#### Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Powierzchnie zrównań  
(z wysokością w m n.p.m.)
- Suche doliny
- Stożki napływowe
- Długie stoki

#### Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

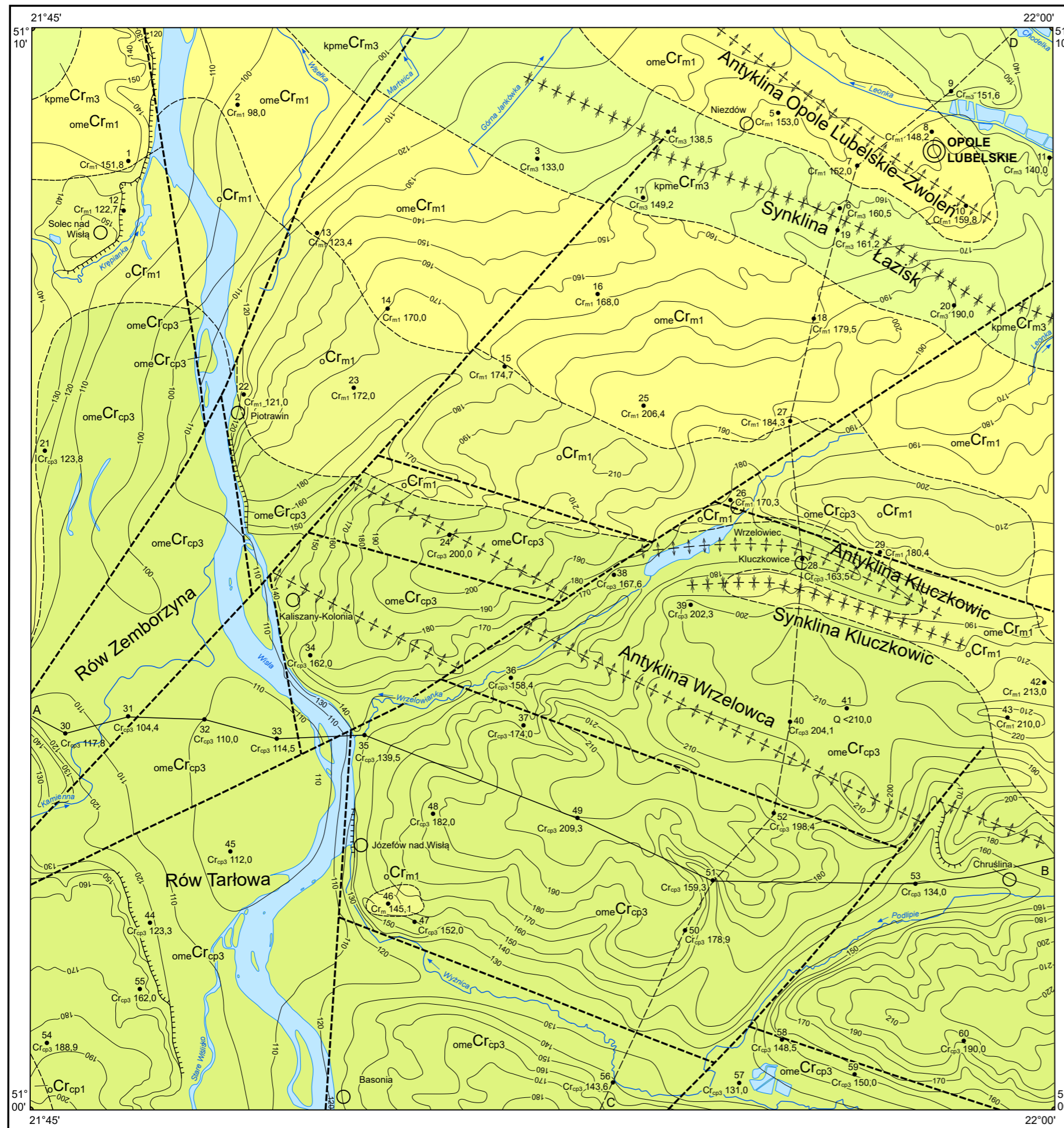
#### Formy antropogeniczne

- Wały przeciwpowodziowe
- Kamieniołomy (K), piaskownie (P)
- Dna stawów
- Nasypy

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Opole Lubelskie (783)

### SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000



KREDA	KREDA GÓRNA	kpmCr <sub>m3</sub>	Kreda pisząca i margle	} MASTRYCHT GÓRNY	} MASTRYCHT
		omeCr <sub>m1</sub>	Opoki i margle z wkładkami kredy piszącej		
		oCr <sub>m1</sub>	Opoki i opoki margliste		
		omeCr <sub>cp3</sub>	Opoki i margle	} KAMPAN GÓRNY	
		oCr <sub>cp1</sub>	Opoki margliste		} KAMPAN DOLNY

- Granice geologiczne
- 130— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Uskoki
- A — B  
C — D Linie przekrojów geologicznych na mapie geologicznej
- Krawędzie erozyjne

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Cr<sub>m3</sub> – mastrycht górny, Cr<sub>m1</sub> – mastrycht dolny, Cr<sub>cp3</sub> – kampan górny, Cr<sub>cp1</sub> – kampan dolny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędna zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

