



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



**MACIEJ WŁODEK, ELŻBIETA GAŹDZICKA**

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER  
Koordynator regionalny — A. ROMANEK

# **OBJAŚNIENIA**

## **DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**

### **POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Annopol (820)**  
(z 3 tab., 2 fig. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO  
ŚRODOWISKA



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska  
za środki finansowe wypłacone przez  
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska  
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2009

Autorzy: Maciej WŁODEK<sup>1</sup>, Elżbieta GAŹDZICKA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>GEO-SPEC s.c. Przedsiębiorstwo Usług Geologicznych i Wiertniczych  
ul. Rakowiecka 4, 00–975 Warszawa

<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Rakowiecka 4, 00–975 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS

Akceptował do udostępniania  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego  
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-615-8

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2009

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	11
III. Budowa geologiczna . . . . .	12
A. Stratygrafia. . . . .	12
1. Jura . . . . .	15
a. Jura górna . . . . .	15
Kimeryd . . . . .	15
2. Kreda . . . . .	15
a. Kreda dolna + górna . . . . .	15
Alb + cenoman. . . . .	15
b. Kreda górna . . . . .	17
Turon. . . . .	17
Turon dolny . . . . .	17
Turon górny . . . . .	18
Koniak . . . . .	19
Santon . . . . .	19
Kampan . . . . .	19
Kampan dolny . . . . .	19
Kampan górny . . . . .	20
3. Paleogen . . . . .	20
4. Neogen . . . . .	22
a. Miocen . . . . .	22
Miocen środkowy . . . . .	22
Baden. . . . .	22
Sarmat . . . . .	24

5. Czwartorzęd . . . . .	24
a. Plejstocen . . . . .	24
Plejstocen dolny . . . . .	24
Zlodowacenia południowopolskie . . . . .	25
Interglacjał małopolski . . . . .	25
Interglacjał wielki . . . . .	26
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	27
Zlodowacenie Odry . . . . .	27
Interglacjał eemski . . . . .	29
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	29
Zlodowacenie Wisły . . . . .	29
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	32
c. Holocen . . . . .	33
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	34
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	37
IV. Podsumowanie . . . . .	43
Literatura . . . . .	44

## SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

## I. WSTĘP

Granice obszaru arkusza Annopol (820) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 wyznaczają współrzędne: 21°45'–22°00' długości geograficznej wschodniej i 50°50'–51°00' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia badanego terenu wynosi 326 km<sup>2</sup>. Administracyjnie leży on w obrębie województw świętokrzyskiego — gminy: Ożarów, Tarłów (powiat Opatów) i Zawichost (powiat Sandomierz), oraz lubelskiego — gminy: Annopol, Gościeradów (powiat Kraśnik) i Józefów (powiat Opole Lubelskie).

Jest to teren o charakterze rolniczym. Główna miejscowość to miasto Annopol<sup>1</sup>. Tereny leśne, nie tworzące zwartego kompleksu, znajdują się w centralnej części obszaru arkusza. W pozostałej części występują niewielkie zagajniki i laski. Przeważają tu lasy prywatne. Większe kompleksy leśne należą do Nadleśnictwa Gościeradów. W sumie lasy zajmują kilkanaście procent powierzchni badanego terenu. Przez obszar arkusza przebiega droga krajowa z Kielc do Lublina (przez most na Wiśle w Annopolu) oraz kilka dróg lokalnych o utwardzonej nawierzchni.

Arkusze Annopol został wykonany na podstawie „Projektu badań geologicznych dla arkusza Annopol Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000” zatwierdzonego dnia 18.05.1988 r., przez Centralny Urząd Geologii, pismem numer KOP BG/015/2986/88. Autorami projektu byli Kühn i Sobczuk.

Po sporządzeniu projektu arkusza Annopol, terenowe prace geologiczne prowadzone były w latach 1988–1990, przez Pizona, Sobczuka i Muchowskich, następnie zostały przerwane. Wykonawcy pozostawili materiały rękopiśmienne, w tym mapki obejmujące znaczną część powierzchni obszaru opracowania. Trudno określić liczbę wykonanych i opisanych punktów dokumentacyjnych (sond ręk.

---

<sup>1</sup>Na starej mapie rosyjskiej, którą posługiwali się Samsonowicz i Pożaryski, Annopol opisano błędnie (od nazwy sąsiedniej wsi) jako Rachów, stąd w starszej literaturze geologicznej dotyczącej tego regionu funkcjonuje pojęcie antykliny Rachowa.

cznych i mechanicznych oraz odsłoneń), gdyż część materiałów zaginęła. Liczba pierwotnie opisanych punktów dokumentacyjnych, które posłużyły do sporządzenia map rękopiśmiennych, przekracza 5 punktów/km<sup>2</sup>.

Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach wykonało przewidziane projektem sondowania geoelektryczne (Wachowicz, Szelański, 1989). Wyniki badań były pomocne do wykonania przekroju geologicznego.

Prace nad arkuszem wznowiono w 2002 r. Włodek zestawiał całość materiałów rękopiśmiennych. Dokonał też weryfikacji i reambulacji dotychczas wykonanych prac, uznając uzyskane wyniki zdjęcia geologicznego za wystarczająco wiarygodne do sporządzenia powierzchniowej mapy geologicznej. Autor wykorzystał też prace archiwalne z lat 50-ych i 60-ych ubiegłego wieku, dotyczące zwłaszcza budowy geologicznej osadów starszych od czwartorzędu, w tym dokumentacje złożowe. Nie zachowały się systematyczne, pełne opisy odsłoneń. Jest to szczególnie dotkliwie w przypadku odsłoneń starszych formacji czwartorzędowych, neogeńskich i paleogeńskich, występujących w skarpacech doliny Wisły, między innymi w miejscach, w których eksploatowano surowce budowlane. Obecnie znaczna część tych odsłoneń nie istnieje — zostały wyeksploatowane, zarośnięte gęstą roślinnością bądź zrekultywowane (zwłaszcza tam, gdzie występowały osady paleogeńskie i neogeńskie, te bowiem raczej przeszkadzały w eksploatacji opok). Zaniechano również eksploatacji opok odwapnionych, a wyrobiska zrekultywowano. Materiały archiwalne nie posiadają precyzyjnie opisanej lokalizacji, częściowo z braku odpowiedniego podkładu topograficznego. Stwarza to poważne problemy z weryfikacją danych, niekiedy sprzecznych, podawanych przez różnych autorów. W rezultacie, w niniejszym opracowaniu zamieszczono wydzielenia przeniesione z materiałów archiwalnych, również w miejscach nie zawsze możliwych do weryfikacji.

W sezonie letnim 2002 r. wykonano, pod bezpośrednim nadzorem autora, 190 sond ręcznych i 85 sond mechanicznych (tab. 1). Na potrzeby arkusza wykorzystano także około 200 punktów dokumentacyjnych z archiwalnych dokumentacji złożowych (głównie dotyczy to dokumentacji złóż fosforytów w Annopolu oraz opok odwapnionych w Piotrowicach). Podczas prac korzystano ze zdjęć lotniczych w skali 1:25 000.

W porozumieniu z koordynatorem regionalnym zrezygnowano z wykonania przewidzianego projektem otworu badawczego (kartograficznego) w dolinie Wisły. Dolina Wisły posiada bowiem obfite materiały geologiczne, pochodzące z lat 50-ych ubiegłego wieku, które autorom projektu nie były znane. W Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego odnaleziono (Pizon) dokumentacje wykonanych na tym terenie wierceń (w tym 22 otworów na obszarze arkusza Annopol), błędnie skatalogowanych, nie uwzględnionych w Banku HYDRO. Rezultaty tych wierceń zostały opublikowane stosunkowo niedawno (Pozaryski i in., 1994a). Ponadto w 2002 r. osady doliny

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer punktu		Rodzaj punktu (według słownika)*	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym i na mapie dokumentacyjnej					
1	2	3	4	5	6	7
1	M24 1	sm	Hermanów	186,5	7,0	
2	1 2	od	Sulejów	160,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
3	2 3	od	Sulejów	160,0	20,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
4	3 4	od	Sulejów	160,0	20,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
5	40 5	od	Popów	165,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
6	** 6	od	Pielgrzymka	201,5	6,0	przekop drogowy, przekrój geologiczny A–B
7	M10 7	sm	Ugory	198,0	8,0	przekrój geologiczny A–B
8	M11 8	sm	Ugory	177,0	8,0	przekrój geologiczny A–B
9	M12 9	sm	Sosnowa Wola	161,5	4,0	przekrój geologiczny A–B
10	37 10	od	Sosnowa Wola	210,0	2,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
11	M26 11	sm	Leopoldów	197,0	2,0	
12	M27 12	sm	Słupia Nadbrzeżna	165,0	16,0	
13	6 13	od	Słupia Nadbrzeżna	190,0	5,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), przekop drogowy
14	5 14	od	Wesołówka	175,0	2,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
15	4 15	od	Wesołówka	160,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
16	7 16	od	Słupia Nadbrzeżna	185,0	5,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), przekop drogowy
17	8 17	od	Słupia Nadbrzeżna	150,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
18	38 18	od	Bliskowice	225,0	2,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
19	M75 19	sm	Stasin	205,0	10,0	
20	M74 20	sm	Pielgrzymka	198,0	12,0	przekrój geologiczny A–B
21	36 21	od	Miłoszówka	235,0	1,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), wykop budowlany
22	9 22	od	Nowe	185,0	3,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
23	M30 23	sm	Nowe	142,0	11,0	
24	10 24	od	Nowe	170,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
25	11 25	od	Nowe	165,0	30,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), przekop drogowy
26	M66 26	sm	Natalin	167,0	10,0	
27	M15 27	sm	Sucha Wólka	187,0	2,0	przekrój geologiczny A–B
28	M63 28	sm	Natalin	201,0	14,0	przekrój geologiczny A–B
29	M14 29	sm	Grabówka Ukazowa	222,0	15,0	przekrój geologiczny A–B
30	M70 30	sm	Aleksandrów	225,0	5,0	
31	35 31	od	Aleksandrów	220,0	1,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), wykop budowlany

1	2	3	4	5	6	7
32	M68 32	sm	Aleksandrów	245,0	11,5	
33	14 33	od	Biedrzychów	145,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), przekop drogowy
34	13 34	od	Biedrzychów	155,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), przekop drogowy
35	12 35	od	Biedrzychów	140,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
36	32 36	od	Rachów	170,0	10,0	analizy paleontologiczne (nannoplanktonu wapiennego), piaskownia (nieczynna)
37	39 37	od	Świeciechów	160,0	1,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), wykop budowlany
38	M23 38	sm	Kopiec	149,0	4,0	
39	M21 39	sm	Pod Lasem	203,0	5,0	przekrój geologiczny A–B
40	M16 40	sm	Żychówki	178,0	12,0	przekrój geologiczny A–B
41	34 41	od	Książomierz	200,0	1,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
42	L 42	od	Lasocin	170,0	10,0	piaskownia (nieczynna)
43	16 43	od	Szczyry	180,0	5,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), przekop drogowy
44	15 44	od	Dębno	202,0	2,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), wykop budowlany
45	D 45	od	Dębno	180,0	3,0	przekop drogowy
46	Z 46	od+szu	Dębno	175,0	10,0	odsłonięcie naturalne, szurf
47	M6 47	sm	Linów	134,0	17,5	przekrój geologiczny A–B
48	25 48	od	Opoczka Mała	160,0	15,0	analizy paleontologiczne (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
49	26 49	od	Annopol	165,0	4,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
50	31 50	od	Jakubowice	155,0	2,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
51	33 51	od	Huta	205,0	2,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), piaskownia (nieczynna)
52	M3 52	sm	Podszyn	182,0	22,0	
53	M39 53	sm	Podszyn	156,0	10,0	przekrój geologiczny A–B
54	M2 54	sm	Podszyn	175,0	12,5	przekrój geologiczny A–B
55	M4 55	sm	Podszyn	179,0	12,0	przekrój geologiczny A–B
56	M42 56	sm	Kopanina	160,0	7,0	przekrój geologiczny A–B
57	M44 57	sm	Linów	180,0	10,0	przekrój geologiczny A–B
58	30 58	od	Piotrowice	165,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
59	27 59	od	Piotrowice	160,0	30,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
60	** 60	od	Piotrowice	170,0	20,0	odsłonięcie naturalne
61	28 61	od	Piotrowice	170,0	30,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
62	** 62	od	Piotrowice	160,0	20,0	kamieniołom (nieczynny)
63	** 63	od	Piotrowice	155,0	10,0	kamieniołom (nieczynny)
64	29 64	od	Piotrowice	155,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
65	18 65	od	Opoka Duża	170,0	20,0	analizy paleontologiczne (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne

1	2	3	4	5	6	7
66	17 66	od	Opoka Duża	150,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
67	** 67	od	Opoka Duża	150,0	10,0	kamieniołom (nieczynny)
68	19 68	od	Opoka Duża	160,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
69	** 69	od	Opoka Duża	150,0	10,0	odsłonięcie naturalne
70	M49 70	sm	Wymysłów	146,0	20,0	
71	M47 71	sm	Wymysłów	160,0	4,0	
72	20 72	od	Wymysłów	165,0	5,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), odsłonięcie naturalne
73	M51 73	sm	Dropiówka	160,0	6,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego)
74	M52 74	sm	Dropiówka	157,0	14,0	
75	21 75	od	Mniszek	175,0	3,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
76	22 76	od	Kamienna Góra	210,0	5,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
77	23 77	od	Kamienna Góra	230,0	10,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)
78	24 78	od	Kamienna Góra	230,0	5,0	analiza paleontologiczna (nannoplanktonu wapiennego), kamieniołom (nieczynny)

\*sm — sonda mechaniczna, od — odsłonięcie, szu — szurf; \*\* punkt archiwalny

Wisły zostały przewiercone w dwóch miejscach sondami mechanicznymi. Na potrzeby niniejszego opracowania wykorzystano także archiwalne profile otworów wiertniczych z zasobów Banku HYDRO. Na podstawie wykonanego w 2000 r. arkusza Annapol Mapy hydrogeologicznej Polski (Cichecka, 2000) uznano lokalizację tych wierceń za zweryfikowaną.

Współautorka arkusza, Gaździcka (2003), wykonała 45 analiz mikropaleontologicznych (nannoplanktonu wapiennego) w celu określenia pozycji stratygraficznej skał starszych od czwartorzędu. Próbkę do badań pobrane zostały z wychodni utworów kredy oraz paleogenu, z odsłoneń naturalnych, a także z jednej sondy (punkt dok. 73).

Na terenie arkusza Annapol systematyczne badania geologiczne były prowadzone już przed II wojną światową. Zachodni brzeg Wisły oraz okolice Annapola objął arkusz Opatów Ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Wykonał go i opatrzył objaśnieniami Samsonowicz (1932, 1934). Autor ten opisał wcześniej budowę geologiczną okolic Annapola (Rachowa) oraz występujące na tym terenie transgresywne utwory albu i cenomanu (Samsonowicz, 1924, 1925). Od 1924 r. do połowy lat 60-ych, w rejonie Annapola eksploatowane były złoża fosforytów występujące w piaskach albu i cenomanu. Rozpoznano je i udokumentowano licznymi otworami, a dokumentacja złożowa i karty otworów znajdują się w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. Złoża fosforytów zostały zbadane i opisane przez kilku autorów, między innymi Samsonowicza (1925) i Pożaryskiego (1947). Bentonity z okolic Opoki opisał Czarnocki (1938). Na zachodnim brzegu Wisły, w okolicy Piotrowic, eksploatowane były także złoża opok odwapnionych, którym

poświęcone są prace Pożaryskiego (1951a) i Wilczka (1966). Zagadnień surowcowych dotyczy też opracowanie Murawskiego (1948).

Informacji dotyczących budowy geologicznej głębszego podłoża dostarczył otwór Rachów-1 (otw. 17), wykonany w latach 1956–1957, zlokalizowany w centralnej części obszaru arkusza, na terenie Annopola. Otwór ten, zakończony na głębokości 1450,8 m, przebił serie osadowe mezozoiku i młodszego paleozoiku, osiągając kompleks skał osadowych w dokumentacji wiercenia określanych jako kambryjskie.

Teren bezpośrednio przylegający do doliny Wisły objęty był badaniami geologicznymi prowadzonymi przez kilkadziesiąt lat przez Pożaryskiego. Ich owocem jest rękopiśmienna mapa przełomu doliny Wisły w skali 1:25 000, wykonana w latach 1938–1950, złożona z 10 arkuszy (trzy z nich dotyczą obszaru arkusza Annopol). Materiał dokumentacyjny znajduje się w notatnikach terenowych, uporządkowanych przez autora w latach 80-ych i 90-ych. Prace Pożaryskiego, opublikowane w latach 1938, 1948 i 1951a, mają fundamentalne znaczenie dla znajomości osadów mezozoicznych tego terenu. Wiele informacji dotyczących budowy geologicznej rejonu Annopola, ujętych w aspekcie regionalnym, znajduje się także w kolejnych publikacjach Pożaryskiego (1956, 1962) oraz Cieślińskiego i Pożaryskiego (1970). Stratygrafii wybranych pięter kredy dotyczą prace: Peryt (1980), Walaszczyka (1992), Kutka i Marcinowskiego (1996) oraz Walaszczyka i Wooda (1998).

Miocen Roztocza, którego północno-zachodni kraniec znajduje się w obrębie obszaru arkusza Annopol, był przedmiotem badań wielu geologów, poczynając od schyłku XIX w. (Trejdosiewicz, 1881, 1883; Kowalewski, 1925, 1957; Bielecka, 1957, 1959, 1967; Brzezińska, 1961; Borkowska, 1952; Liszkowski, Muchowski, 1968, 1969; Musiał, 1987; Pisera, 1978, 1985). Opracowania te jednak tylko w ogólnym stopniu dotyczą badanego terenu. Stratygrafię utworów miocénskich omawiają prace Szczechury (1982) i Peryt (1987), natomiast zagadnienia sedimentologiczne — publikacje Jasionowskiego (1996) oraz Roniewicza i Wysockiej (1998).

Dla stratygrafii i genezy osadów formacji czwartorzędowej badanego terenu podstawowe znaczenie mają prace: Pożaryskiego (1953, 1955), Pożaryskiego i Mojskiego (1987), Pożaryskiego, Maruszczaka i Lindnera (1993, 1994a, b), Radłowskiej (1963), Lindnera, Maruszczaka i Wojtanowicza (1985), Muchowskiego (1992), Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1968) oraz Mojskiego (1984). W latach 50-ych i 60-ych ubiegłego wieku w dolinie Wisły prowadzono zakrojone na szeroką skalę badania geologiczno-inżynierskie. Ich częściowe podsumowanie zawiera publikacja Malinowskiego (1966). Niestety materiały dokumentacyjne tych prac są praktycznie niedostępne.

W latach 1947 i 1951 wydano arkusz Kielce Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1:300 000, autorstwa Czarnockiego. W latach 1952–1953 fragmenty badanego obszaru (rejon Annopol–Gościeradów) zostały skartowane przez Bielecką i Borkowską (łącznie około 100 km<sup>2</sup>). W latach

1955–1964 prace terenowe na potrzeby arkuszy Annopol, Kraśnik, Zaklików i Zawichost Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 prowadzili między innymi Bielecka, Borkowska i Pożaryski. W rezultacie wydano arkusze: Zaklików (Bielecka, 1965, 1968a), Zawichost (Bielecka, 1966, 1968b) i Kraśnik (Bielecka, Pożaryski, 1961). W 1988 r. opracowano obejmujący badany teren arkusz Sandomierz Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000. Mapę utworów powierzchniowych wykonali Janiec, Romanek i Złonkiewicz (1993), a wersję odkrytą — Romanek i Złonkiewicz (1993). W 1986 r. Dowgiałło opracował arkusz Opole Lubelskie (Dowgiałło, 1991), a w 1992 r. Złonkiewicz — arkusz Ożarów (Złonkiewicz, 1994, 1998); obydwie sąsiadujące z arkuszem Annopol.

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według regionalizacji fizycznogeograficznej Polski Kondrackiego (2002) obszar arkusza Annopol obejmuje zachodnią część makroregionu Wyżyna Lubelska (mezoregiony: Wzniesienia Urzędowskie i Małopolski Przełom Wisły) oraz wschodnią część makroregionu Wyżyna Kielecka (mezoregiony: Wyżyna Sandomierska i Przedgórze Iłżeckie). Południowy fragment badanego terenu znajduje się na skraju makroregionu Kotlina Sandomierska (mezoregion Równina Biłgorajska).

Podstawowe znaczenie dla klasyfikacji rzeźby badanego obszaru ma praca Jahna (1956). Zdecydowaną większość (około 70%) powierzchni terenu arkusza zajmują fragmenty starej (neogeńskiej) rzeźby, odpreparowanej w młodszym czwartorzędzie (tabl. I). W jej obrębie wydzielono powierzchnie zrównań wznoszące się do około 250 m n.p.m. Ich część stanowią ostaniec erozyjne. Powierzchnie zrównań ograniczone są długimi (łagodnymi) stokami. W Annopolu twarde piaskowce albu tworzą niewielki próg strukturalny (kuestę).

Na wyżynach, a zwłaszcza w pobliżu obszarów źródłowych niewielkich dolin, występują też powierzchnie denudacyjne z zachowanymi relikdami rzeźby polodowcowej, przekształconej w warunkach klimatu peryglacjalnego. W ich obrębie wydzielić można równiny akumulacji lodowcowej (moreny dennej), zastoiszkowe i wodnolodowcowe. W dolinie rzeki Tuczyn zachowała się listwa tarasu wodnolodowcowego, ciągnąca się w kierunku zachodnim, w stronę doliny Wisły.

Na powierzchniach zbudowanych z osadów piaszczystych (tarasach rzecznych, równinach wodnolodowcowych i powierzchniach zrównań przykrytych peryglacjalnymi osadami rezydualnymi bądź przewianymi) utworzyły się wydmy. Znaczne partie obszaru arkusza zajmują równiny lessowe. Na prawym brzegu Wisły fragment takiej wysoczyzny znajduje się w rejonie miejscowości Grabówka–Aleksandrów oraz wsi Opoka Duża. Po stronie świętokrzyskiej, w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, fragment wysoczyzny lessowej występuje koło Linowa–Piotrowic–Podszyna, a niewielkie „wyspy” stwierdzono także na północ od Dębna.

Wycięte w wysoczyźnie dolinki denudacyjne wypełnione są relikdami osadów lodowcowych i wodnolodowcowych. W źródłowych partiach dolinek osady te zachowały się znacznie lepiej niż na wysoczyźnie. Dominujące osady nadają im charakter dolin rzeczno-peryglacialnych. Na obszarze lessowym liczne są parowy i wąwozy.

Dolina Wisły to obszar występowania form rzecznych. Ograniczona jest młodymi, stromymi (żywymi) krawędziami erozyjnymi, o wysokości dochodzącej do 60,0 m (na terenie arkusza duże doliny posiadają także stoki stare, częściowo odmłodzone w plejstocenie). W holocenie w dolinie Wisły rozwinęły się tarasy akumulacyjne zalewowe (niskie) o wysokości do 3,5 m n. p. rzeki. W dolinach mniejszych rzek położone są one odpowiednio niżej — 0,5–2,0 m n. p. rzek. W dolinie Wisły zachowały się ponadto fragmenty tarasów plejstoceńskich, na dzalewowych (wysokich) o wysokości do 18,0 m n.p. rzeki.

Niektóre krawędzie rozwinęły się na założeniach tektonicznych — uskokach związanych z powstaniem zapadliska przedkarpackiego. Jeden z nich obcina od południowego zachodu Kamienną Górę (w południowo-wschodnim narożniku obszaru arkusza), natomiast zespół uskokuw schodkowych został przeobrażony w młodą krawędź doliny Wisły na zachód od wsi Opoka Duża. Również fragment krawędzi wysoczyzny na lewym brzegu Wisły ma założenia tektoniczne.

Na obszarze arkusza znajdują się też formy pochodzenia antropogenicznego. W dolinie Wisły są to wały przeciwpowodziowe, poza nią — wyrobiska i hałdy kopalniane oraz wysypiska odpadów komunalnych (nie mieszczące się w skali szkicu geomorfologicznego).

Główną rzeką obszaru arkusza Annopol jest Wisła, przecinająca go z południa na północ. Wpadają do niej: na południowo-wschodnim skraju terenu arkusza — rzeka Sanna, oraz po obu stronach — kilka niewielkich, bezimiennych cieków, często okresowych. W północno-wschodniej części obszaru opracowania znajduje się fragment doliny Wyżnicy — niewielkiego, prawego dopływu Wisły. Południowo-wschodni narożnik badanego terenu przecina płynąca na południe rzeczka Tuczyn — dopływ Sanny, zaś w jego południowo-zachodnim skraju znajduje się fragment dolinki Czyżówki. Na niższym tarasie Wisły miejscami rozwinięte są starorzecza. Znajduje się też tutaj gęsta sieć rowów melioracyjnych.

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

#### **A. STRATYGRAFIA**

Stratygrafia osadów stanowiących podłoże czwartorzędu została oparta na danych pochodzących z materiałów opublikowanych i archiwalnych oraz informacji uzyskanych na podstawie prac własnych. W ramach prac nad arkuszem wykonano analizy nannoplanktonu wapiennego na ponad 40 próbkach skał osadowych mezozoiku, paleogenu i neogenu, pobranych z odsłonień oraz sondy. Informacji o budowie geologicznej głębszego podłoża dostarczył otwór Rachów-1 (fig. 1), odwiercony

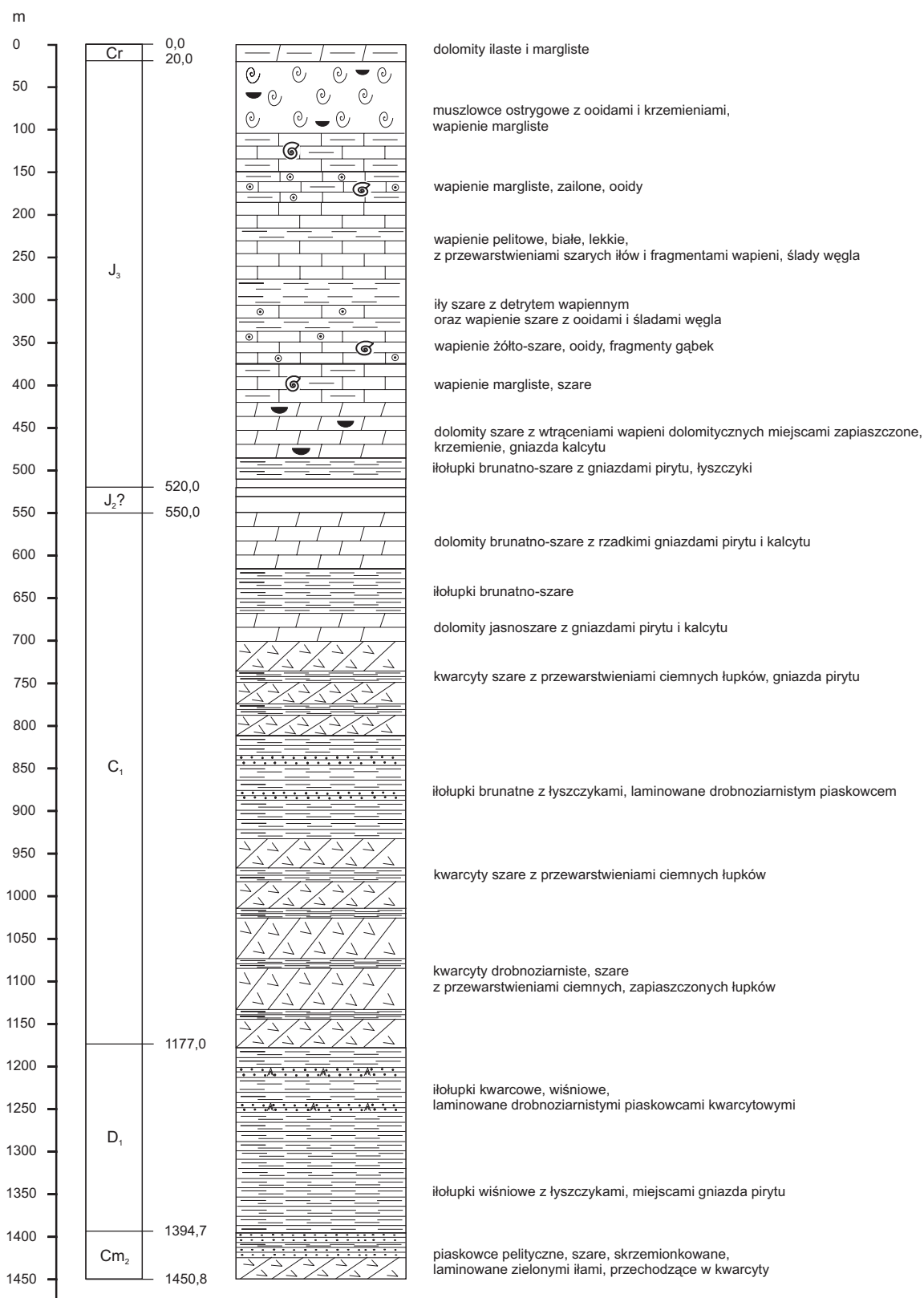


Fig. 1. Profil geologiczny otworu wiertniczego Rachów-1<sup>2</sup> (otw. 17), uproszczony  
Cr — kreda, J<sub>3</sub> — jura górna, J<sub>2</sub> — jura środkowa, C<sub>1</sub> — karbon dolny, Cm<sub>2</sub> — kambr środkowy;  
liczba oznacza głębokość występowania skał, w metrach

<sup>2</sup> Numer archiwalny 54546 (Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa)

w latach 1956–1957, do głębokości 1450,8 m. Profil stratygraficzny otworu przedstawił Tokarski (1958), powołując się na opinię Samsonowicza. W następnych latach stratygrafia serii paleozoicznych była przedmiotem licznych polemik. Omawiali ją: Znosko (1962), Pajchłowa (1959), Pajchłowa i Żelichowski (1966) oraz Żelichowski (1964, 1974). Sprawa nie jest ostatecznie rozstrzygnięta. Przedstawiona poniżej stratygrafia paleozoicznej części otworu Rachów-1 pochodzi z jego dokumentacji.

Najstarszymi osadami rozpoznanymi w wierceniu Rachów-1, w interwale głębokości 1394,7–1450,8 m (nie przewiercono), są kwarcyty oraz drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe, barwy szarej. Wśród piaskowców występują cienkie przeławicenia zielonkawych iłowców zawierających łyszczyki. Utwory te zaliczone zostały do kambru środkowego ze względu na podobieństwo litologiczne do serii klastycznej z Gór Pieprzowych, datowanej na podstawie skamieniałości (Bielecka, 1968b; Orłowski, 1975). Kompleks ten charakteryzuje się znacznym wychyleniem, upad warstw wynosi  $60^\circ$ .

W otworze Rachów-1, bezpośrednio ponad kompleksem szarych piaskowców kwarcytowych, na głębokości 1177,0–1394,7 m, występuje seria klastyczna o zabarwieniu wiśniowym lub pstrym, w której przeważają mułowce z przeławiczeniami iłowców łupkowych. W najniższej i górnej części kompleksu liczniejsze są wkładki czerwonych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcytowych oraz kwarcytów. ıłowce zawierają łyszczyki, a na powierzchniach oddzielności skupienia pirytu i kalcytu. Miąższość tej serii przekracza 217,0 m, natomiast upad warstw wynosi  $25\text{--}30^\circ$ . Pozycję stratygraficzną całej opisywanej sukcesji, reprezentującej fację old redu, określono na dewon dolny — zigen i/lub ems (Żelichowski, 1974).

Powyżej dolnodewońskich osadów old redu, wyróżniona została około 600-metrowej miąższości sukcesja jasnoszarych kwarcytów z przewarstwieniami czarnych łupków, zwieńczona kompleksem czarnych dolomitów i wapieni dolomitycznych. W środkowej części kompleksu występują pakiety wiśniowych i zielonych łupków ilastych, natomiast do głębokości 978,0 m ławice piaskowców zawierają szczątki flory. Dolomitom towarzyszą ciemnoszare mułowce oraz ıłowce zawierające detrytus fauny. Samsonowicz, a za nim Tokarski (1958), zaliczyli całą tę serię do karbonu dolnego, na podstawie występujących w wapieniach skamieniałości: *Syringopora* sp. oraz *Schizophoria resupinata* (Martin). Upad warstw sukcesji karbońskiej nie przekracza  $5^\circ$ .

Na badanym obszarze obserwuje się znacznych rozmiarów lukę stratygraficzną obejmującą najwyższy paleozoik, trias oraz jurę dolną i częściowo środkową. Na kompleksie paleozoicznym spoczywa 20,0-metrowa seria o niezidentyfikowanej litologii i wieku, a następnie 10,0-metrowej miąższości zespół piasków i piaskowców wapnistych ze szczątkami fauny. Są to utwory keloweju, podścielające bezpośrednio węglanową serię oksfordu. Najniższy oksford (dawny argow) wykształcony jest w facji szarych i brunatnych ıłowców z łyszczykami i pirytem oraz ławicą twardych dolomitów w stropie. Serię węglanową oksfordu środkowego i górnego tworzą wapienie margliste, gąbkowe oraz mikrytowe z wtrąceniami ooidów i nagromadzeniami fauny. Miąższość utworów oksfordzkich wynosi 370,0 m.

Najwyższa część serii oksfordu, wyróżniona jako astart, może częściowo obejmować także osady kimerydu. W otworze Rachów-1 granica oksford/kimeryd ustalona została na głębokości 150,0 m.

## 1. Jura

### a. Jura górna

#### Kimeryd

Iłowce margliste i wapienie organodetrytyczne. W jądrze antykliny Annopola (Rachowa) występują osady kimerydu, których miąższość szacowana jest na około 40–50 m. Od spągu ku stropowi badana seria obejmuje iłowce margliste, przechodzące w wapienie margliste z ostrygami (występujące w osiowych partiach antykliny), żółtawe muszłowce z licznymi ramienionogami (głównie z rodziny *Terebratulideae*), dolomity ilaste, muszłowce ostrygowe z *Trigonia* sp. oraz jasnobrązowe piaskowce o spoiwie wapnisto-krzemionkowym. Kompleks wieńczą dolomity ilaste lub margliste, a miejscami wapienie brunatne. Profil serii kimerydu został opracowany na podstawie szurfów wykonanych w skarpie doliny Wisły oraz profili wierceń (Pożaryski, 1976).

## 2. Kreda

### a. Kreda dolna + górna

#### Alb + cenoman

Osady albu to średnioziarniste piaski i piaskowce kwarcowe oraz piaski z glaukonitem i fosforytami. Ławice twardych piaskowców, przybierające wskutek wietrzenia rdzawe barwy, tworzą w morfologii terenu niewielkie progi strukturalne (kuesty), na przykład poniżej kościoła w Annopolu. Piaski z fosforytami były eksploatowane w kopalni w Annopolu do lat 80-ych ubiegłego wieku. Warstwa fosforytonośna, o miąższości około 30–50 cm, występuje w najwyższej części kompleksu piaszczystego. Piaski kwarcowe z glaukonitem, tworzące niższą część badanej sekwencji, także zawierają fosforyty, jednak mniej liczne. Miąższość całej sukcesji albu w centralnej części antykliny Annopola wynosi kilka metrów, a na jej zboczach dochodzi do kilkunastu metrów. W warstwach fosforytonośnych znalezione zostały zespoły amonitów, które pozwoliły na interpretację stratygraficzną. Zdaniem Marcinowskiego i Wiedmanna (1990) oraz Kutka i Marcinowskiego (1996) seria piaszczysta reprezentuje silnie skondensowany profil obejmujący alb środkowy i górny, odpowiadający pięciu poziomom amonitowym — od poziomu *Dentatus* do poziomu *Dispar*. Na potrzeby arkusza Annopol wykonano analizy nannoplanktonu wapiennego i zespołów mikrofauny uzyskanych z piasków glaukonitowych z fosforytami i przeławiczeniami margli piaszczystych. Próbkę (nr 32a, b; [tab. 2](#)) pobrano w nieczynnej piaskowni zlokalizowanej w Rachowie, w pobliżu Zakładów

Tabela 2

Poziomy biostratygraficzne wybranych pięter kredy z uwzględnieniem pozycji stratygraficznej badanych próbek

Piętro		Poziomy biostratygraficzne						Numer próbki (w nawiasie numer punktu dokumentacyjnego)
		Amonity, Belemnity, Inoceramy			Otwornice planktoniczne	Nannoplankton wapienny		
		Anglia	Tetyda	Polska		Burnette (1999)	Sissingh (1977)	
K a m p a n	g ó r n y	Mucronata	Polyplocum	N. požaryskii	G. calcarata	UC 16	CC 23	37 (10)
			Vari	D. donezianum	G. ventricosa	UC 15	CC 22	40 (5)
		Quadrata	Delawarensis	N. phaleratum			CC 21	2 (3), 35 (31), 36 (21)
	Pilula		Bidorsatum	G. quadrata	G. elevata	UC 14	CC 19	1 (2), 3 (4)
		G. granulatoquadrata		UC 13		CC 18	4 (15), 38 (18)	
S a n t o n	g ó r n y	Testudinarius	Syrtale	G. granulata	D. asymmetrica	UC 12	CC 17	
	d o l n y	Socialis		Texanum				Inoceramy
		Coranguinum	I. cardissoides		D. concavata	UC 11	CC 16	6 (13)
K o n i a k	g ó r n y	Tricarinarium	Serratmarginatus	Ma. subquadratus	D. primitiva	UC 10	CC 14	
			Margae	V. involutus				
			Tridorsatum	C. crassus				
	d o l n y	Petrocoriense	Petrocoriense	C. brongniarti	C. waltersdorfensis	UC 9	CC 13	7 (16), 8 (17), 33 (51), 39 (37)
Neptuni				Neptuni				M. incertus
T u r o n	ś r o d k o w y	Woollgari	Deverianum	I. lamarecki	H. helvetica	UC 8	CC 12	9 (22), 10 (24), 11 (25), 12 (35), 13 (34), 14 (33), 15 (44), 16 (43), 17 (66), 18 (65)
			Ornatissimum	I. apicalis				
			Kallesi	M. hercynicus				
			Turonienne					
d o l n y	Nodosoides	Nodosoides	I. labiatus	M. kossmati	W. archaeocretacea	UC 7	CC 11	19 (68), 29 (72), 27 (59) 28 (61)
			Coloradoensae					Coloradoensae
			Amonity	UC 6				21 (75)
C e n o m a n	g ó r n y	Juddi	Juddi	C. naviculare	R. cushmani	UC 5	CC 10	29 (64), 21 (75)
		Geslinianum	Geslinianum					
		Guerangeri	Naviculare					
	ś r o d k o w y	Jukesbrownei	Jukesbrownei	A. rhotomagense	R. reicheli	UC 3	UC 2	CC 9
		Rhotomagense	Rhotomagense					
	d o l n y	Dixoni	Dixoni	M. mantelli	R. brotzeni	UC 1	UC 0	CC 9
Mantelli		Cantianum-Mantelli						
A l b	g ó r n y	Dispar	Perinflata	Dispar	R. appenninica	BC 27	CC 9	32 a, b (36)
			Fallax					
			Inflata					
		Inflatum	Pricei	Inflatum	R. subticinensis	R. breggiensis	BC 10	CC 8
			Silenus					

Mechanicznych (punkt dok. 36; tabl. II). Wyniki badań wskazują najwyższą część albu — poziom otwornicowy *Rotalipora appenninica*, poziom nannoplanktonowy CC 9 *Eiffellithus turriseiffeli* (Gaździcka, Smoleń, 2004). Poziom *Rotalipora appenninica* korelowany jest z wyróżnianym w Polsce i Europie Zachodniej poziomem amonitowym *Dispar*, natomiast poziom nannoplanktonowy *Eiffellithus turriseiffeli* obejmuje najwyższą część poziomu amonitowego *Inflatum*, poziom *Dispar* oraz cenomański poziom *M. mantelli*. W badanym profilu nie stwierdzono mikrofauny ani mikroflory albu środkowego, jak to sugerują Kutek i Marcinowski (1996).

Granica między albem i cenomanem przebiega w wyższej części serii piaszczystej i ma charakter nieciągłości sedymentacyjnej (Walaszczyk, 1987). Do cenomanu zaliczono margle piaszczyste z glaukonitem i konkrecjami fosforytowymi, przechodzące ku stropowi w wapienie z glaukonitem (cenoman górny) (Cieśliński, 1959a, b). Cała seria, o miąższości 2,6 m, odsłaniała się w skarpię doliny Wisły w Jakubowicach (Pożaryski, 1976). Znana jest także z licznych wierceń dokumentujących złożę fosforytów w Annopolu i okolicy.

Osady obu opisywanych pięter, stanowiące profil o miąższości około 20 m, na arkuszu Annopol zostały połączone w jedno wydzielenie.

Według dotychczasowych poglądów górna granica cenomanu w profilu Wisły odpowiada granicy litologicznej pomiędzy osadami piaszczystymi z glaukonitem a kompleksem skał wapienno-krzemionkowych (gez i opok) zawierających liczne fragmenty inoceramów (Cieśliński, Pożaryski, 1970).

Analizy nannoplanktonu wapiennego uzyskanego z opok odsłaniających się w najbardziej na południe wysuniętych strefach obszaru arkusza — na południowym skraju wsi Piotrowice na lewym brzegu Wisły (punkt dok. 64) oraz w rejonie miejscowości Mniszek na prawym brzegu (punkt dok. 75), wskazują raczej na górnocenomański, a nie dolnoturoński wiek tych utworów (próbki nr 21 i 29; tabl. 2). Jednak dla zachowania zgodności z sąsiednimi arkuszami Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, granicę cenoman/turon przyjęto tradycyjnie w spągu sukcesji gez i opok.

## b. Kreda górna

### Turon

Miąższość osadów turonu rozpoznanych na obszarze arkusza Annopol wynosi około 200 m.

### Turon dolny

Najniższy turon dolny wykształcony jest w postaci gez i opok oraz twardych, niekiedy gruzłowych wapieni organodetrytycznych, barwy szarej. Zawierają one niewielką ilość glaukonitu, a w części przyspagowej także konkrecje fosforytowe. W wapieniach licznie, miejscami skałotwórczo, występują pokruszone skorupki inoceramów. Stwierdzono między innymi *Mytiloides*

(*Inoceramus labiatus* (Schlotheim), gatunek przewodni dla wyższej części turonu dolnego (Walaszczyk, 1992). Inoceramom towarzyszą ramienionogi, rzadziej ostrzygi lub głowonogi (amonity, łodziki). Wyższą część turonu dolnego tworzą opoki z c z e r t a m i i licznymi skorupkami *Mytiloides labiatus* (Schlotheim). Charakterystyczny jest także poziom twardego dna. Utwory tego podpiętra występują w południowej części obszaru arkusza, między innymi w Piotrowicach, Nowinach oraz w rejonie miejscowości Wymysłów–Mniszek. Zdaniem Walaszczyka (1992) na granicy cenoman/turon występuje luka stratygraficzna, obejmująca najwyższą część cenomanu oraz dwa najstarsze poziomy turonu dolnego.

#### Turon górny

Drobno- lub średnioławicowe opoki z c z e r t a m i i poziomami czarnych krzemieni zostały zaliczone, zgodnie z Instrukcją... (2004), do turonu górnego. Wśród badanych opok występuje poziom w a p i e n i m a r g l i s t y c h o charakterystycznej bulastej strukturze, zwieńczonych kompleksem marglistym (Biedrzychów). Opoki zawierają liczne skamieniałości, wśród których najliczniej występują inoceramony, w tym *Mytiloides hercynicus* (Petrascheck) i *Inoceramus lamarcki* Parkinson — gatunki przewodnie dla turonu środkowego (Walaszczyk, 1992). Poza tym znalezione zostały ramienionogi, szkarłupnie i amonity. W opokach licznie występują też otwornice i nannoplankton wapienny, umożliwiające określenie pozycji stratygraficznej sekwencji nie zawierających makroskamieniałości. Wyróżniono poziom nannoplanktonowy CC 12 *Lucianorhabdus maleformis*, odpowiadający poziomom inoceramowym *hercynicus* i *apicalis* oraz niższej części poziomu *lamarcki* (tab. 2). Wychodnie opisywanych utworów zajmują znaczne powierzchnie w obrębie obszaru arkusza Annapol (od Piotrowic do Słupii Nadbrzeżnej-Kolonii — na zachodnim brzegu Wisły, oraz w okolicy Opoki Dużej i Annopola — na wschodnim brzegu).

Na zachodnim brzegu Wisły, w rejonie Piotrowic, występują także opoki odwapnione. Są to lekkie, porowate skały o żółtawym zabarwieniu, z których w wyniku wietrzenia chemicznego usunięty został węglan wapnia. Pokrywy osadów odwapnionych, które dziś występują głównie w rowach tektonicznych, zdaniem Pożaryskiego (1951a) zajmowały początkowo znaczne obszary.

Turon górny reprezentują białe opoki o płytowej oddzielności, z dużą zawartością g l a u k o n i t u i licznymi skorupkami inoceramów. W profilu odsłaniającym się w Słupii Nadbrzeżnej masowo występuje gatunek *Cremnoceramus inconstans* (Woods) (Walaszczyk, 1992). Charakterystyczne są również poziomy czertów, szczególnie licznie występujące w utworach wyższej części tego podpiętra. Przerosty szarych c z e r t ó w, podobnie jak opoki, mają charakter płytowy. W opokach występują także czarne, kuliste konkrecje krzemienne oraz mumie gąbek. Podstawę wyróżnienia turonu górnego stanowią zarówno inoceramony (*Inoceramus costellatus* Woods) (Walaszczyk, 1992), jak też zespoły otwornic planktonicznych (Peryt, 1980) i nannoplanktonu wapiennego, które umożliwiły wyróżnienie poziomu CC 13 *Marthasterites furcatus*. Poziom ten obejmuje turon górny i koniak dolny (tab. 2).

Z kamieniołomu zlokalizowanego w Opoczce Małej pochodzi największy w Polsce okaz amonita — *Pachydiscus peramplus*, którego średnica przekracza 1,0 m.

### Koniak

Sekwencje osadowe koniaku stanowią kontynuację sedymentacji turonu górnego. Koniak reprezentuje kompleks naprzemianległych opok i margli z licznymi czertami i krzemieniami. Opoki są twarde, zawierają zwykle ubogie zespoły mikrofauny i nanoplanktonu wapiennego oraz nieliczne ziarna glaukonitu. Makrofauna też jest uboższa od rozpoznanej w utworach turonu. Znaczenie przewodnie dla koniaku dolnego mają *Cremnoceras waltersdorfensis* (Andert) i *Cremnoceras brongniarti* (Mantell), odnotowane w profilu Słupii Nadbrzeżnej (Walaszczyk, Wood, 1998). Granicę pomiędzy turonem a koniakiem przyjęto w oparciu o dane makro- i mikrofaunistyczne, na podstawie badań własnych i publikacji. Miąższość osadów koniaku jest trudna do oszacowania. We wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wynosi od około 60 do około 80 m (Cieśliński, Pożaryski, 1970). W obrębie obszaru arkusza Annapol utwory koniaku wyróżniono w północnej części wsi Słupia Nadbrzeżna oraz w miejscowościach Święciechów i Huta na wschodnim brzegu Wisły (tabl. II).

### Santon

Profil osadów santonu rozpoczynają opoki zawierające miejscami znaczne ilości glaukonitu oraz liczne belemnity. Wyżej dominują opoki szaro-żółte, z czertami i przeławiczeniami margli. Utwory tego wieku charakteryzuje także wyraźna zmiana składu zespołów faunistycznych. Obok inoceramów, ramienionogów i szkarłupni licznie występują inne rodzaje małżów i ślimaków. Charakterystyczny jest też poziom z licznymi, drobnymi ostrygami, występujący w środkowej części tego piętra. Gatunkiem przewodnim dla santonu dolnego jest *Inoceramus cardissoides* Goldfuss (Walaszczyk, 1992). W santonie górnym znaczenie stratygraficzne ma gatunek belemnita *Goniotheuthis granulata* (Blainville). Miąższość utworów santonu w dolinie Wisły szacowana jest na około 150 m (Cieśliński, Pożaryski, 1970). Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego pozwoliły zlokalizować dolną i górną granicę tego wieku na południe od wsi Wesołówka, na lewym brzegu Wisły. Na prawym brzegu Wisły utworów santonu nie udało się udokumentować paleontologicznie.

### Kampan

Na obszarze arkusza Annapol utwory kampańskie zostały dobrze udokumentowane paleontologicznie, na podstawie makro- i mikrofauny oraz nanoplanktonu wapiennego.

#### Kampan dolny

Kampan dolny reprezentują szare, twarde opoki z glaukonitem. W niektórych poziomach licznie występują czerty i konkracje krzemienne.

Na północnym krańcu obszaru opracowania wyróżniono osady kampanu górnego. W miejscowości Sulejów, na lewym brzegu Wisły, odsłaniają się jasnożółte opoki średnio- i gruboławicowe. Zawierają niezbyt liczne szczątki makrofauny (amonity, belemnity, inoceramy), na podstawie których badaną sukcesję zaliczono do najniższego poziomu kampanu górnego — *Neancyloceras phaleratum* (Błaszkiwicz, 1980). Na podstawie wyników analiz nannoplanktonu wapiennego (próbki nr 35 i 36; [tab. 2](#)) osady tego poziomu wyróżniono także w Aleksandrowie (punkt dok. 31) i Miłoszówce (punkt dok. 21), miejscowościach położonych na wschód od doliny Wisły. Natomiast na północno-wschodnim krańcu obszaru arkusza (Sosnowa Wola — punkt dok. 10), na podstawie analizy nannoplanktonu wapiennego, stwierdzono najwyższy kampan górny, odpowiadający poziomowi amonitowemu *Nostoceras požaryskii* (próbka nr 37; [tab. 2](#)).

Na obszarze arkusza Annapol nie stwierdzono osadów mastrychtu, wydzielonych przez autorów arkusza Sandomierz Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 (Janiec i in., 1993).

### 3. Paleogen

Iły pomarańczowe, a także zielone, czerwone i czarne, wyróżnione zostały w Piotrowicach, w południowej części obszaru arkusza. Odsłonięcia, w których osady te badał Pożaryski (1951a) obecnie już nie istnieją, zostały zrehabilitowane (punkt dok. 64 — opisany przez Pożaryskiego jako wąwóz Fliska) bądź zarośnięte. W sąsiedztwie wspomnianych stanowisk analogiczne ily stwierdzili także Samsonowicz (1934) i Złonkiewicz (1994). Różnokolorowe ily i mułki zawierają okruchy opok odwapnionych, które we wszystkich zbadanych przez Pożaryskiego (1951b) profilach stanowią ich bezpośrednie podłoże. Ponad ilymi występują piaski kwarcowe z glaukonitem, otoczkami krzemieni i soczewkami bentonitów. Pożaryski (1951b) przypisuje ilym wiek dolnomioceni i uważa je za pokrywy zwietrzelinowe, utworzone w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu. Jednocześnie wyżej leżące piaski kwarcowe z glaukonitem interpretuje jako efekt pierwszej transgresji badeńskiej. Przyjmując jednak paleogeński (eoceni) wiek nadległych piasków należy zmienić także interpretację stratygraficzną samych ily. Osady te, będące niewątpliwie efektem akumulacji rezydium pochodzącego z chemicznego wietrzenia opok, należy wiązać z tym samym okresem, w którym zachodził proces ich odwapnienia. Wskazują na to liczne fragmenty opok odwapnionych występujące w ilych, które gromadziły się w zagłębieniach podłoża, na przykład w lejach krasowych, zsuwając się po zboczu wraz z fragmentami podłoża. Jest prawdopodobne, że procesy te miały miejsce we wczesnym eocenie, w czasie optimum klimatycznego.

Do wydzielenia tego włączono, spoczywające na podłożu kredowym, pomarańczowe ily o miąższości 1,0 m, nawiercone koło Aleksandrowa, w punkcie dokumentacyjnym 32 (gł. 10,5–11,5 m,

nie przewiercono), oraz utwory występujące w podobnej sytuacji koło Stasina (punkt dok. 19 — gł. 9,0–10,0 m, nie przewiercono). Niemniej jednak nie można wykluczyć, że osady występujące w obu tych punktach mogą być młodsze, na przykład mioceńskie.

Na obszarze niniejszego arkusza piaski kwarcowe z glaukonitem występują głównie w rowach tektonicznych, w niektórych przypadkach także poza nimi (przekrój geologiczny A–B). Rowy te są również miejscem występowania, eksploatowanych tu w przeszłości, opok odwapnionych. Na powierzchni terenu piaski kwarcowe z glaukonitem obserwować można jedynie w odsłonięciach znajdujących się w rejonie zrehabilitowanych wyrobisk kopalni Piotrowice oraz w skarpie doliny Wisły, na północ od wsi Piotrowice (m.in. punkt dok. 61). W profilu tym występuje około 4-metrowej miąższości kompleks piasków i żwirów kwarcowych, z dużą ilością obtoczonych okruchów opok, z przeławiczeniami mułków. Piaski zawierają węglan wapnia oraz dużo glaukonitu. Badana sekwencja spoczywa na opokach, zarówno odwapnionych, jak i wapnistych. W odsłonięciach widoczne są również spękania, towarzyszące powierzchniom uskokowym.

Do opisywanego wydzielenia włączono także, na podstawie opisów archiwalnych (Pożaryski, 1951a; Wilczek, 1966), piaski wyróżnione w jednym z nieistniejących obecnie odsłoneń — w wąwozie Fliska (punkt dok. 64). Osadom tym mogą odpowiadać także piaski glaukonitowe występujące w Mniszku, na wschód od Wisły, nad Tuczyną. W pobliżu wychodni wapieni litotamniowych, w sondzie mechanicznej (punkt dok. 74), na głębokości 2,4–4,2 m, poniżej bruku osadów stokowych, zawierających okruchy skał kredowych, stwierdzone zostały drobnoziarniste piaski kwarcowe o zielonkawym zabarwieniu. Pod względem litologicznym wykazują one podobieństwo do piasków znanych z rejonu Piotrowic.

Piaski, analogiczne do wydzielonych powyżej, rozpoznane zostały przez Samsonowicza (1934), Pożaryskiego (1951a) i Wilczka (1966) w okolicy Piotrowic, a także przez Bielecką (1957, 1968b) około 1–2 km na południe od tego rejonu, tuż poza granicą obszaru niniejszego arkusza. Samsonowicz opisał je jako „piaski zawichoskie” i określił ich wiek na miocen, z zastrzeżeniem, że mogą być starsze, ze względu na niezgodność kątową, która występuje pomiędzy nimi a leżącymi wyżej, mniej skonsolidowanymi piaskami zawierającymi skorupki mięczaków i określanymi jako mioceńskie „ogniwo podlitotamniowe”. Pożaryski uważał, że piaski z glaukonitem, bez fauny (tzw. zawichoskie) należą do mioceńskich warstw podlitotamniowych, lecz są starsze od piasków kwarcowo-glaukonitowych zawierających skorupki mioceńskich mięczaków. Natomiast Wilczek wydzielił jedną generację trzeciorzędowych piasków z glaukonitem, osiągających miąższość około 25 m. Podkreślił, że występowanie piasków kwarcowo-glaukonitowych związane jest głównie z rowami tektonicznymi. Niestety większość odsłoneń opisywanych przez Wilczka i Pożaryskiego jest zrehabilitowana lub zarośnięta.

Bielecka (1959, 1967) opisała piaski zawichoskie (z glaukonitem) w Mniszku, w pobliżu południowej granicy obszaru arkusza Annapol. Jednak na arkuszu Zawichost (1968b) nie wyróżniła

ich w tym rejonie. Piaski zawichoskie uważa za osady oligocenu, ze względu na analogię z piaskami przedgórze Karpat, występującymi poniżej sekwencji miocenijskich (Kowalewski, 1957).

W próbkach osadów pobranej w punkcie dokumentacyjnym 59, koło Piotrowic, stwierdzono nieliczny zespół nannoplanktonu wapiennego, zawierający gatunki górnokredowe i paleocenijskie (dan). Zespoły nannoplanktonu mogą jednak występować na wtórnym złożu, toteż trudno na ich podstawie ustalić pozycję stratygraficzną piasków zawichoskich. Wydaje się, że paleocenijski wiek piasków glaukonitowych można wykluczyć ze względu na ich występowanie na opokach turonu. Pomiedzy turonem a danem nie było długotrwałych okresów regresji morza w tym regionie, które mogłyby doprowadzić do usunięcia kilkusetmetrowej miąższości osadów kredy górnej. Zarówno charakterystyka petrologiczna piasków, jak i ich pozycja geologiczna wykazują podobieństwo do osadów eocenu występujących na Rostoczu oraz na Wyżynie Lubelskiej i jej przedpolu. Są to mułowce i piaski kwarcowe z glaukonitem, zawierające lokalnie cienkie ławice wapieni marglistych, lecz na ogół pozbawione szczątków makrofauny. Wysoka zawartość glaukonitu powoduje zielone zabarwienie piasków i mułowców. Osady te występują na różnych ogniwach kredy górnej, przeważnie w obrębie rowów tektonicznych. Stanowią odizolowane fragmenty eocenijskiej formacji osadowej, która znana jest od Europy Zachodniej po wybrzeże Morza Czarnego (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977; Gaździcka, 1994; Buraczyński, Rzechowski, 1998). Badania mikropaleontologiczne oraz radiometryczne pozwoliły określić wiek tych sekwencji jako najwyższy eocen środkowy — barton (Pożaryska, Locker, 1972; Gaździcka, 1994; Krzowski, 1994).

Przedstawione powyżej rozważania skłaniają do zaliczenia zarówno piasków zawichoskich, jak i leżących poniżej (jak wynika z opisów Pożaryskiego) iłów do eocenu. Jednakże z braku pewności w niniejszym opracowaniu wiek badanych osadów określono jedynie jako paleogen.

## 4. Neogen

### a. Miocen

#### Miocen środkowy

Miocen północnego obrzeża zapadliska przedkarpackiego reprezentują płytkowodne osady klastyczne i węglanowe, utworzone w marginalnych strefach basenu sedymentacyjnego. Pozycja stratygraficzna poszczególnych ogniw litologicznych nie została do tej pory jednoznacznie określona, chociaż badana była przez różnych geologów (Krach, 1962, 1981; Szczuchura, 1982; Musiał, 1987; Czapowski, Studencka, 1990; Peryt, 1987; Peryt, Peryt, 1994). Występujące tu osady zalicza się do badenu i sarmatu — podpięter wyróżnianych w prowincji Paratetydy Centralnej. Oba podpiętra odpowiadają miocenowi środkowemu.

#### Baden

Najstarszym ogniwem litologicznym udokumentowanym jako osady miocenu, występującym na obszarze arkusza Annopol, są piaski i żwiry kwarcowe z glaukonitem. Są one

zwykle średnio- i drobnoziarniste, barwy zielonkawej, niekiedy z wkładkami marglistymi. Ławice żwirów zawierają otoczaki wapieni i opok kredowych, występujących w podłożu. W odróżnieniu od piasków zawichoskich osady te są słabiej zdiagnozowane. Odpowiadają poziomowi podlitotamniowemu. O ich pozycji stratygraficznej świadczy fauna mięczaków (*Ostrea cochlear* i *Pecten elegant*) znaleziona przez Pożaryskiego (1951b) w Piotrowicach. Mioceńskie piaski kwarcowo-glaukonitowe występują w kilku, opisanych przez Pożaryskiego (1951b) i Wilczka (1966), odsłonięciach w skarpi doliny Wisły. Na zachodnim brzegu — w pobliżu Piotrowic, oraz na wschodnim — w rejonie wsi Opoka Duża, gdzie zawierają także wkładki bentonitu.

Wapienie organodetrytyczne, litotamniowe i serpulowe, występują w południowo-wschodnim narożniku obszaru arkusza, na wzgórzu Kamienna Góra (punkty dok.: 76–78), gdzie spoczywają bezpośrednio na podłożu kredowym. Stwierdzone zostały także w kilku punktach pomiędzy tym stanowiskiem a miejscowością Mniszek. W dolnej części profilu występują wapienie litotamniowe, wyżej rafy glonowo-wermetusowe, a w części stropowej wapienie organodetrytyczne i rafowe z *Haliotis* sp. Na arkuszu Zawichost Bielecka (1968b) wydzieliła dwie jednostki litostratygraficzne: poziom litotamniowy i poziom wapieni rafowych z *Haliotis*, zaliczając je do tortonu (badenu). Autorzy późniejszych prac opisali tu faunę najwyższego badenu — *Gibulla* sp., *Callistoma* sp., *Lima lima*, *Barbatia barbata*, *Chlamys multistriata* oraz przewodni dla tego poziomu gatunek *Pomatoceras triqueter bicanaliculatus* (Pisera, 1978; Musiał, 1987). Miąższość opisanego profilu wynosi około 15 m. Według Liszkowskiego i Muchowskiego (1968, 1969) znaczna jego część, obejmująca osady leżące powyżej wapieni litotamniowych, reprezentuje sarmat dolny, natomiast Musiał (1987) do sarmatu zalicza jedynie najwyższą profilu. Podobne stanowisko zajęli Janiec, Romanek i Złonkiewicz (1993).

W rejonie wsi Opoka Duża (skarpa doliny Wisły) osady badenu, ze względów technicznych, przedstawiono łącznie jako piaski z wkładkami bentonitu i wapienie organodetrytyczne. Miąższość sekwencji, obejmujących głównie piaski, dochodzi do około 20 m. Wapienie występują tu jedynie w postaci cienkich przeławiceń. Odsłonięcia, w których osady te opisane zostały przez Czarnockiego (1938), Pożaryskiego (1951a) i Borkowską (1952) są na ogół niedostępne. Niegdyś funkcjonowały tu sztolnie, w których eksploatowano bentonit (jego wkładki osiągały miąższość do 0,9 m). W spotykanym na miejscu gruzie widoczne są wapienie rafowe i organodetrytyczne, podobne do opisanych w Kamiennej Górze.

Podobne osady klastyczne i węglanowe Bielecka (1968b) wydzieliła na obu brzegach Tuczyny, w okolicy Mniszka, zaliczając górną część profilu z Mniszka do tortonu (badenu). We wcześniejszych pracach (Bielecka, 1959, 1967) wyróżniała tu także piaski zawichoskie, zaliczając je do oligocenu, natomiast serię węglanową włączała do sarmatu.

Zdaniem Musiała (1987) litologia osadów najwyższego badenu i najniższego sarmatu jest niemal identyczna. Możliwość zaliczenia części sekwencji piaszczystych do sarmatu wskazywali też

Samsonowicz (1934) i Borkowska (1952). Romanek, Złonkiewicz i Janiec (1993) również zaliczyli opisywane utwory do sarmatu. Niestety brak dostępnych odsłonień, w których zanotowano występowanie piasków „podlitotamniowych”, zarówno w skarpie Wisły, w rejonie Opoki i Piotrowic, jak i w okolicy Mniszka, uniemożliwia pobranie próbek do badań mikropaleontologicznych.

#### Sarmat

W okolicy Wymysłowa, w sondzie mechanicznej (punkt dok. 70), na głębokości 18,0–20,0 m (nie przewiercono), rozpoznano iły żółto-oliwkowe. Analogicznie do arkusza Zawichost uznano, że odpowiadają one facji iłów krakowieckich i zaliczono je do sarmatu.

### 5. Czwartorzęd

Na obszarze arkusza Annapol dolinę Wisły wypełniają utwory czwartorzędu o genezie, w dominującej części, rzecznej i miąższości miejscami przekraczającej 20,0 m. Znaczne miąższości osadów tego wieku, lecz o różnej genezie, występują również w niewielkich dolinkach uchodzących do doliny Wisły. Na wysoczyźnie pokrycie utworami czwartorzędowymi jest niewielkie. Największe miąższości, rzędu 10,0 m, obserwuje się tam, gdzie występują pokrywy piaszczyste bądź lessowe. Miąższość tych ostatnich dochodzi do niemal 30,0 m. Osady lodowcowe i wodnolodowcowe zachowały się w postaci niewielkich płatów o małej miąższości, zazwyczaj nie przekraczającej kilku metrów.

W obrębie czwartorzędu wyróżniono: rzeczne osady plejstocenu dolnego (preglacialne), utwory lodowcowe bądź ich rezydualne, pochodzące z okresu starszych zlodowaceń (zlodowaceń południowopolskich — Nidy (?), Sanu 1 i Sanu 2), oraz osady z okresu zlodowacenia Odry. W dolinie Wisły występują utwory rzeczne kolejnych interglacjałów (małopolskiego, wielkiego, lubawskiego i eemskiego). Na terenach wyżynnych dominują osady rezydualne, zawierające okruchy skał podłoża i przerobiony materiał osadów lodowcowych, oraz utwory środowiska peryglacialnego — osady stokowe i lessy. Ważną rolę odgrywają też postglacialne i holocenijskie osady rzeczno-peryglacialne i stokowe.

W trakcie prac nad arkuszem nie wykonano szczegółowych badań i analiz osadów czwartorzędowych. Do poszczególnych wydzieleni litologicznych i stratygraficznych zaklasyfikowano je na podstawie opisów makroskopowych i przez analogię z obszarami sąsiednimi, zwłaszcza z terenami arkuszy Ożarów (Złonkiewicz, 1994, 1998), Lipsko (Piotrowska, 2003a, b) i Opole Lubelskie (Dowgiałło, 1991), gdzie opisywane osady potraktowano bardziej nowocześnie niż na arkuszach wydanych w latach 60-ych.

#### a. Plejstocen

##### Plejstocen dolny

P i a s k i, miejscami pyłowate, i ż w i r y, białe i kremowe. Osady te Bielecka (1968b) rozpoznała w okolicach Czyżowa i Zawichostu, położonych bezpośrednio na południe od obszaru niniejszego arkusza, około 2 km na południe od Piotrowic. Zapewne odpowiadają im piaski i żwiry nawiercone w sondzie mechanicznej w dolinie Czyżówki (przekrój geologiczny A–B — punkt dok. 53). Są to prawdopo-

dobnie utwory r z e c z n e . Zawierają materiał lokalny — drobne otoczaki kwarcowe, ogładzone kostki menilitowe, kawałki krzemieni czarnych i siwych. W ławicach żwirowych występują okruchy opok i wapieni jurajskich. Miąższość opisywanych osadów dochodzi do około 10 m.

Samsonowicz (1934) twierdził, że utwory te występują też w odsłonięciach erozyjnych w skarpie Wisły koło Piotrowic, w południowo-zachodnim krańcu obszaru arkusza, bezpośrednio na opokach turońskich, przykryte przez młodsze utwory czwartorzędowe pokrywające wysoczyznę. Są one pozornie podobne do piasków poziomu podlitotamniowego, od których różni je brak ławic z fauną i poziomów z domieszką glaukonitu. Aktualny stan zachowania odsłonieć i brak dokładnych wskazówek co do miejsca ich występowania wykluczają możliwość identyfikacji odsłonieć znanych Samsonowiczowi.

Osady eoplejstocenu, ze względu na analogiczny skład petrograficzny i położenie (około 30 m) nad współczesny poziom Wisły, należy wiązać z opisaną przez Mojskiego (1984) serią kozienicką.

### Zlodowacenia południowopolskie

#### Interglacjał małopolski

Požaryski, Maruszczak i Lindner (1994a, b) wyróżniają spągowe partie osadów rzecznych wypełniających dolinę Wisły jako „serię F”. Ich zdaniem wiekowo poprzedzają one zlodowacenie Sanu 2 i obejmują interglacjał małopolski, a przypuszczalnie także ferdynandowski. W obrębie serii wydzielono dwie subserie: niższą (starszą), występującą na spłaszczeniach, i wyższą, wypełniającą głównie rynnę. W subserii niższej udział skał lokalnych we frakcji żwirowej jest dominujący, w wyższej dochodzi do około 50%. Są to głównie lokalne skały węglanowe, jurajskie, kredowe i miocieńskie, z niewielkim udziałem piaskowców i rogowców karpackich oraz kwarcytów świętokrzyskich. Występują tu zarówno otoczaki, jak i rumosze ostrokrawędziste. Akcesorycznie spotykane są otoczaki pochodzenia północnego.

Opisywane osady, ż w i r y i p i a s k i r z e c z n e , rozpoznano w licznych otworach wykonanych w latach 50-ych przez „Hydrogeo” (Požaryski i in., 1994a, b) oraz w sondach mechanicznych (m.in. punkt dok. 47) wykonanych na potrzeby niniejszego arkusza w 2002 r. (przekrój geologiczny A–B). Ich spąg sięga około 105 m n.p.m., a strop znajduje się około 125 m n.p.m.

\*

\* \*

G l i n y z w a ł o w e i i c h r e z y d u a . Na obszarze arkusza Annapol nie stwierdzono zwar-tych pokryw starszych glin zwałowych. Zawarte w tym wydzieleniu osady posiadają niewielką miąższość (około 1–2 m). Są silnie piaszczyste i cechuje je dość duży udział materiału lokalnego (głównie wapieni i margli kredowych). Miejscami wykazują smugowanie, zgodne z kierunkiem nachylenia stropu podłoża, na którym spoczywają. Niewielka miąższość i sposób występowania (trudno

dostępne miejsca w górnych partiach dawnych łomików — miejsc eksploatacji opok kredowych), utrudniające badania strukturalne, uniemożliwiają jednoznaczne określenie czy są to fragmenty rzeczywistych glin zwałowych, czy też gliny osadzone na drodze procesów stokowych. W tym wypadku ich materiałem alimentacyjnym byłyby zwietrzeliny powstałe z materiału lokalnego, zawierające również rezydua glin zwałowych.

Opisywane osady widoczne są w odsłonięciach w skarpach doliny Wisły w okolicy Piotrowic (punkt dok. 62 — stanowisko opisane przez Pożaryskiego (m.in. 1951a) jako gospodarstwo Kaszy). Nawiercono je również sondą mechaniczną w skarpie doliny Czyżówki koło Podszyna (punkty dok. 54 i 55). Gliny starszych zlodowaceń wyróżnił także Samsonowicz (1934), w trudnym do precyzyjnego zidentyfikowania, nieistniejącym obecnie odsłonięciu, w dolince we wsi Szczury. Wyróżniono je również w kilku punktach dokumentacyjnych (przekrój geologiczny A–B).

### Interglacjał wielki

P i a s k i r z e c z n e, przeważnie średnioziarniste, z przeławiczeniami piasków pyłowatych oraz piasków z domieszką żwirów i okruchów skał miejscowych o średnicy do kilku centymetrów. Utwory te występują w wąwozie Zaglennik (punkt dok. 46), koło Dębna, gdzie zostały opisane bardzo precyzyjnie przez Pożaryskiego (1953) oraz Pożaryskiego, Maruszczaka i Lindnera (1994a, b). Ich miąższość wynosi tu około 10–12 m (spąg nie jest dokładnie znany, strop znajduje się na wysokości około 160 m n.p.m.) Zdaniem tych autorów część opisywanych osadów reprezentuje facje rzeczno-peryglacjalne i może być związana ze zlodowaceniem Liwca, nie ma jednak wystarczająco pewnych podstaw do wprowadzenia wydzielenia utworów tego wieku.

Według Pożaryskiego, Maruszczaka i Lindnera (1994a, b) na opisywanym odcinku doliny Wisły osady interglacjału wielkiego zachowały się jedynie poza jej współczesnym korytem. Analogiczne utwory opisane zostały także przez Wilczka (1966), na obszarze udokumentowanego złoża opoki odwapnionej „Czyżów Szlachecki” (około 1,5 km na południe od wsi Linów i około 2 km na północny zachód od Piotrowic). Autor przypisuje im miąższość do ponad 25,0–30,0 m (zaliczając do osadów interglacjalnych także nadległe utwory wodnolodowcowe — przekrój geologiczny A–B). Spąg tych osadów na obszarze złoża „Czyżów Szlachecki” znajduje się na wysokości około 140–145 m n.p.m.

Utwory rzeczne interglacjału wielkiego widoczne są także w odsłonięciu znajdującym się około 1 km na południe od Linowa, w dolnej części skarpy niewielkiej dolinki, a ich wykształcenie litologiczne jest analogiczne do stwierdzonego w wąwozie Zaglennik.

## Zlodowacenia środkowopolskie

### Zlodowacenie Odry

Mułki, iły i piaski zastoiskowe, opisane przez Muchowskiego (1992), zostały rozpoznane przez autora niniejszego arkusza sondą mechaniczną (m.in. punkt dok. 8) wykonanymi w 2002 r. w północno-wschodniej części badanego terenu, w dwóch małych dolinkach prowadzących na północ, do doliny Wyżnicy. Odślaniają się (punkt dok. 6) w okolicy wsi Pielgrzymka, gdzie wykształcone są w postaci mułków lessopodobnych, poziomo warstwowych, często spękanych, z licznymi wkładkami piasków drobnoziarnistych. Miąższość osadów zastoiskowych osiąga nawet 22,0 m (Muchowski, 1992), ale na ogół wynosi kilka metrów. Tworzą one niewielkie równiny zastoiskowe.

Osady zastoiskowe zostały także stwierdzone w pojedynczych punktach — w niewielkich dolinkach w okolicach Natalina (punkt dok. 28) i Żychówek (punkt dok. 40) (przekrój geologiczny A–B). Ich strop znajduje się około 175–190 m n.p.m. Zdaniem Muchowskiego (1992) zachowane fragmenty osadów zastoiskowych pochodzą z okresu transgresji lądolodu zlodowacenia Odry.

Mułki zastoiskowe opisano (Wilczek, 1966) ponadto w rejonie dawnej eksploatacji opok odwapnionych, w złożu „Czyżów Szlachecki” w profilu piasków, przypuszczalnie wodnolodowcowych, poniżej glin zwałowych.

Utwory zastoiskowe zostały wydzielone przez Złonkiewicza (1994, 1998) na obszarze arkusza Ożarów i stwierdzone także w sondzie mechanicznej w okolicy Podszyna (punkt dok. 52). W rejonie tym występują one w postaci mułków i iłów o miąższości około 2 m, na wysokości około 165 m n.p.m. Ich miąższość przypuszczalnie rośnie w kierunku zachodnim. Złonkiewicz (1994) łączy opisywane osady z transgresją lądolodu stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e (dolne). Występowanie tych osadów związane jest z niewielkimi dolinkami, które w czasie transgresji lądolodu były korytami odpływu wód lodowcowych i ekstraglacjalnych. Dobrze widoczne są w skarpach wąwozu Zaglennik (na lewym brzegu Wisły, w okolicy Dębna — punkt dok. 46), gdzie zostały opisane przez Pożaryskiego (1951a) oraz Pożaryskiego, Maruszczaka i Lindnera (1994a, b). Piaski średnioziarniste, z przeławiczeniami mułków bądź domieszką żwirów, o miąższości około 4 m, rozdzielają tu dwa poziomy glin zwałowych. W profilu skarpy w Podszynie (punkt dok. 52) miąższość piasków wodnolodowcowych sięga 10,0 m.

Opisywane osady są dobrze widoczne w odsłonięciach rozpoznanych bezpośrednio poza południową granicą obszaru arkusza, w okolicy Czyżowa. W ich spągu znajdują się tu piaski o genezie zapewne rzeczno-peryglacjalnej, zawierające obok materiału lokalnego liczne, silnie zwietrzałe otoczaki skandynawskie, pochodzące z resztek zniszczonych utworów poprzednich zlodowaceń.

Osady wodnolodowcowe występują także, poniżej glin zwałowych, w nadkładzie złoża opoki odwapnionej „Czyżów Szlachecki” oraz w jego pobliżu, w Linowie (przekrój geologiczny A–B),

gdzie były eksploatowane. W tych miejscach ich miąższość jest trudna do ustalenia — piaski wodnolodowcowe występują w stropie piaszczystej serii interglacjalnej bądź rzeczno-peryglacjalnej.

W północno-wschodniej części obszaru arkusza opisywane utwory odsłaniają się w skarpie niewielkiej dolinki, na północ od Aleksandrowa. Rozpoznano je także w okolicy Ugorów, w sondzie mechanicznej (punkt dok. 7), na głębokości 6,5–7,5 m (przekrój geologiczny A–B).

Gliny zwałowe tworzą niewielkie fragmenty powierzchni wysoczyzny w okolicach Hermanowa i Tadeuszowa oraz koło Lasocina i Podszyna — w zachodniej części obszaru arkusza. Odsłaniają się także bądź zostały nawiercone sondami mechanicznymi pod pokrywą osadów rezydualnych lub peryglacjalnych. W wąwozie w okolicy Szczurów widoczny jest około 4-metrowy profil tych glin. Rozpoznano je również w kilku miejscach w skarpie Wisły. W okolicy Piotrowic kilkumetrowy pokład glin zwałowych przykryty jest przez gliny soliflukcyjne i lessy. Na prawym brzegu Wisły badane gliny występują na większych obszarach w okolicy miejscowości Ugory–Pielgrzymka, w północno-wschodniej części terenu arkusza, koło Wymysłowa, w części południowo-wschodniej, a także w kilku innych, niewielkich stanowiskach. Gliny zwałowe są brunatne i rdzawe, silnie piaszczyste i, zwłaszcza w dolnej części profilu, zawierają znacznie więcej żwirów lokalnych niż skał skandynawskich.

Pożaryski, Maruszczak i Lindner (1994a, b) opisali, w odsłonięciu w wąwozie Zaglennik (punkt dok. 46), dwudzielność glin zwałowych należących, ich zdaniem, do jednego cyklu glacialnego zlodowacenia Odry. Rozdzielności tej nie zaobserwowano w innych miejscach. Ponadto, ze względu na skalę opracowania, nie ma możliwości technicznych wydzielenia dodatkowego poziomu glin zwałowych. Piaski międzymorenowe zaliczono do anaglacjalnych osadów wodnolodowcowych.

Piaski wodnolodowcowe (górne) występują w postaci płatów o niewielkiej miąższości, powyżej glin zwałowych, na obszarach wysoczyzny, w zachodniej części terenu arkusza, w okolicy Tadeuszowa, Hermanowa i Lasocina. Na wschodzie osady wodnolodowcowe tworzą fragmenty poziomu sandrowego. Występują na wschód od wsi Ugory, w dolince rozwiniętej na zachód od Grabówki oraz w prowadzącej na południe dolince w okolicy Wymysłowa. Wzdłuż zachodniego brzegu rzeczki Tuczyn, pomiędzy Gościeradowem a Mniszkiem, oraz na zachód od Mniszka, w stronę doliny Wisły, piaski te tworzą fragmenty poziomu będącego przypuszczalnie tarasem sandrowym.

W niewielkich, bocznych dolinkach, które zarówno podczas transgresji lądolodu, jak i w okresie deglacjacji stawały się dolinami wód roztopowych, gliny zwałowe zostały zerodowane, wskutek czego postawienie pewnej granicy pomiędzy opisanymi powyżej ana- i kataglacjalnymi piaskami wodnolodowcowymi jest niemożliwe. W tych miejscach wyróżniono je jako osady recesyjne. W wielu dolinkach rozdzielenie badanych piasków na osady wodnolodowcowe „górne” i „dolne” jest dość arbitralne.

W dolince prowadzącej od Lasocina na południe, w piaskowni (punkt dok. 42), odsłania się około 5–8-metrowy profil piasków o strukturalno-teksturalnych cechach osadów rzecznych. Ponie-

waż rekonstrukcja paleograficzna wyklucza istnienie w tym miejscu koryta Wisły, należy przyjąć, że była to rzeka ekstraglacialna, zawierająca materiał lokalny przemieszany z wodnolodowcowym. Podobną genezę tych osadów przyjął Samsonowicz (1934), który uważał, że odpływ ten związany był z postojem czoła lądolodu około 2 km na północ od Lasocina.

P i a s k i p y ł o w a t e l o d o w c o w e często zawierają domieszki żwirów. Osady te wyróżnione zostały przez Złonkiewicza (1994, 1998) na obszarze arkusza Ożarów. Autor ten nie wyklucza, że są to utwory poligenetyczne, a więc oprócz piasków o pochodzeniu zwałowym zawierają również osady zwietrzelinowe (eluwialne) i utwory powstałe z przeobrażenia postglacialnego różnych osadów lodowcowych, zastoiskowych bądź rzecznych. Na terenie opracowania brak jest odsłonień pozwalających na ich przebadanie. Utwory te mają zwykle miąższość rzędu 2,0–3,0 m, lokalnie do około 5 m. Wyróżnione zostały w pobliżu zachodniej granicy obszaru arkusza, pomiędzy Podszynem a Szczurami, oraz na północ od Lasocina.

#### Interglacjał eemski

Pożaryski, Maruszczak i Lindner (1994a, b) w kopalnej dolinie Wisły wydzielili, jako „serię LE”, osady interglacjałów lubawskiego (lubelskiego) i eemskiego. Ze względu na brak możliwości ich rozdzielenia, utwory te w niniejszym opracowaniu połączono w jedno wydzielenie.

P i a s k i r z e c z n e z przeławiczeniami mułków i żwirów mają łączną miąższość do kilkunastu metrów. Ich strop występuje około 5–10 m poniżej obecnego poziomu Wisły (przekrój geologiczny A–B). W spągu serii spotykane są ławice żwirów oraz liczne toceńce starszych glin zwałowych i osadów zastoiskowych. Niestety również górna granica piasków interglacialnych, z piaskami zlodowaceń północnopolskich, stanowiącymi kontynuację tego samego cyklu sedymentacyjnego, jest trudna do ustalenia. W zasadzie wskutek erozji rzecznej, zachodzącej w dolinie na początku interglacjału eemskiego, usunięte zostały starsze osady, znajdujące się powyżej obecnej głębokości względnej około 10–12 m, ale nie można wykluczyć, że miejscami mogły się zachować ostańce, nawet w postaci tarasu. Takim miejscem mógłby być stary taras o powierzchni pokrytej osadami stokowymi oraz eolicznymi i wysokości względnej około 30 m (około 150–158 m n.p.m.), zachowany na zachód od Mniszka, zaliczony do młodszego poziomu wodnolodowcowego zlodowacenia Odry.

#### Zlodowacenia północnopolskie

##### Zlodowacenie Wisły

Okres zlodowacenia Wisły na obszarze niniejszego arkusza jest reprezentowany przez: osady tarasów rzecznych dolin Wisły i Wyżnicy, utwory soliflukcyjne, lessy i osady lessopodobne oraz utwory rzeczno-peryglacyjne niewielkich dolinek.

**P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e .** Utwory te rzadko zawierają ziarna żwirów. Ich spąg w dolinie Wisły znajduje się około 10 m poniżej obecnego poziomu rzeki. Cykl sedymentacyjny, w którym zostały osadzone, miał swój początek u schyłku interglacjału eemskiego, więc granica pomiędzy interglacjałem i zlodowaczeniem nie jest wyraźna. Zapewne, przy dokładniejszym rozpoznaniu opisywanych utworów granicą byłoby pojawienie się facji klimatu chłodnego — ewentualnych wkładek osadów peryglacialnych. Diagnostyczny mógłby być również sposób zachowania ziarn kwarcu (badań takich na terenie arkusza nie przeprowadzono) bądź ewentualne wkładki dających się datować osadów organogenicznych. Najwyższa część osadów rzecznych tworzy taras średni, wznoszący się do kilkunastu metrów powyżej poziomu Wisły. Taras ten występuje w okolicy Linowa, na lewym brzegu Wisły, i nad Sanną, po drugiej stronie rzeki. Miąższość osadów rzecznych dochodzi do około 20 m. W stropie utwory te często przechodzą w mady.

Według Pożaryskiego (1955) osady rzeczne z okresu zlodowaceń północnopolskich w dolinie Wisły tworzą dwa tarasy: II — występujący w okolicy Linowa, o wysokości do 12,0 m, i III — w zasadzie poziom erozyjny, trudny do wydzielenia, gdyż zachowała się jedynie jego listwa, pokryta osadami stokowymi, koło Świeciechowa, na wysokości względnej dochodzącej do 18,0 m. Poziomy tych tarasów Pożaryski łączył ze stadiami zlodowaceń północnopolskich.

**G l i n y i ż w i r y k o l u w i a l n e ,** o niewielkiej miąższości, rzadko przekraczającej 1,0 m, to najstarsze osady stokowe wyróżnione na badanym terenie. Zdaniem Jahna (1956) pochodzą ze starszej części zlodowaceń północnopolskich. Powstawały w wyniku resedymencji materiału pokryw zwietrzelinowych bądź glin zwałowych na stoku, na skutek procesów soliflukcyjnych w warunkach peryglacialnych.

Osady soliflukcyjne widoczne są w kilku odsłonięciach, głównie w skarpach doliny Wisły i w bocznych dolinkach. Spoczywają bezpośrednio na podłożu skał kredowych, zawierają wtedy głównie żwirowy materiał z podłoża przedczwartorzędowego oraz gliniaste tło wypełniające (np. na północ od wąwozu Zaglennik, punkt dok. 45), bądź w stropie glin zwałowych, gdzie widoczne jest ich facjalne przejście (Piotrowice, punkt dok. 59). Przykrywają je lessy (Piotrowice) lub młodsze, piaszczysto-pyłowate osady deluwialne bądź też utwory rzeczno-peryglacialne lub osady lessopodobne (wawóz Zaglennik). Gliny soliflukcyjne są często smugowane lub warstwowane, zgodnie z nachyleniem stoku. Często występują w nich wkładki żwirów.

**P i a s k i p y ł o w a t e e o l i c z n e ( l e s s o p o d o b n e ) ,** o miąższości nawet do kilkunastu metrów, opisywane były (m.in. Jahn, 1956) także jako „less piaszczysty”. Miejscami przykrywają one lessy właściwe, lecz częściej występuje sytuacja odwrotna, dlatego przyjęto, że piaski te są starsze od najmłodszych lessów. W ich podłożu na ogół znajdują się piaszczyste osady lodowcowe i wodnolodowcowe. Piaski lessopodobne tworzą zwartą pokrywę na powierzchni wysoczyzny na południe od Linowa, a także w okolicy Opoki. W rejonie miejscowości Grabówka–Aleksandrów występują na obrzeżeniu terenu pokrytego lessami właściwymi. Najwyższe kulminacje terenu przykryte są tam nie przez osady lessopodobne, lecz przez lessy właściwe.

Bielecka (1968b) i Dowgiałło (1991) uznali opisywane osady lessopodobne za młodsze od lessów właściwych.

Lessy występują zwartą pokrywą na obszarze kilkunastu kilometrów kwadratowych w rejonie miejscowości Grabówka–Aleksandrów. Miąższość lessów w tym rejonie osiąga kilkanaście metrów. Spoczywają często bezpośrednio na podłożu kredowym bądź na cienkich płatach osadów lodowcowych. Na północ i północny zachód od tego terenu występuje kilka niewielkich „wysp” lessowych. W okolicy Opoki, na prawym brzegu Wisły, pokrywa lessowa zajmuje obszar kilku kilometrów kwadratowych. Lessy mają tu jednak tylko kilka metrów miąższości.

Na lewym brzegu Wisły kilka dużych „wysp” lessowych (o powierzchni około 1–2 km<sup>2</sup>) znajduje się w okolicy miejscowości Linów–Maruszów. W obrębie największej z nich miąższość lessów przekracza 20,0 m, a być może dochodzi nawet do 30,0 m. Kilka niewielkich, o małej miąższości osadów, „wysp” lessowych występuje w pobliżu wschodniej krawędzi wysoczyzny, wzdłuż Wisły, aż do okolic Sulejowa.

W profilu lessów wyróżniano kilka poziomów stratygraficznych. Poziomy lessów i dzielących je gleb kopalnych odnoszono do poszczególnych stadiałów bądź zlodowaceń. Na badanym obszarze, przypuszczalnie ze względu na brak wystarczającej liczby dobrze zachowanych odsłoneń, nie wydzielono innych poziomów. Występujące miejscami przewarstwienia piasków pyłowatych mają raczej charakter lokalnych soczewek, więc nie przypisano im znaczenia stratygraficznego, zaliczając cały profil lessów do zlodowacenia Wisły.

Na stokach wysoczyzny lessy wykazują wyraźne warstwowanie.

Piaski i piaski pyłowate rzeczno-peryglacjalne, w starszych publikacjach nazywane „piaskami wysokiego zasypania” (Pożaryski, 1953), wypełniają niewielkie dolinki o długości zwykle około 2–5 km, uchodzące do doliny Wisły. W dolinkach tych brak jest wyraźnego tarasu, gdyż akumulacja miała miejsce zarówno w ich dnie, jak i na stokach. Następowoło wzajemne zazębienie się procesów akumulacji zarówno stokowej, jak i przez wody okresowo płynące dnem dolin. Dla powstawania tych osadów istotne znaczenie miały warunki klimatu peryglacjalnego. Źródłem materiału były pokrywy zwietrzelinowe i rezydualne, utworzone na wysoczyźnie i w górnych partiach stoków. Procesy prowadzące do powstania badanych utworów wyczerpująco opisał Jahn (1956).

Osady facji peryglacjalnej występują także w dolinie Wisły, gdzie przeławicają się z osadami rzecznyymi (Pożaryski i in., 1994a, b). Utwory te są wyraźnie warstwowane, równoległe do nachylenia powierzchni sedymentacyjnej. Przeważają piaski, z ławicami piasków pyłowatych i mułków piaszczystych. Wśród ziarn kwarcu dominują bardzo dobrze obtoczone, pochodzące ze skał podłoża. Miąższość omawianych osadów dochodzi do kilkunastu metrów (ponad 16,0 m — punkt dok. 12, Słupia Nadbrzeżna).

Czas powstania badanych utworów może być dość różny i obejmować w rzeczywistości (w każdym razie teoretycznie) okres od schyłku zlodowacenia Odry (w części spągowej), przez zlodowacenia Warty i Wisły, aż do holocenu (obecnie akumulacja zachodzi w suchych dolinkach, w trakcie nawalnych deszczy bądź w czasie wiosennych roztopów, gdy na zamrożone podłoże, wraz z wodą z topniejącego na stokach śniegu, dostaje się wypłukany z gleby materiał). Z powodu braku odsłoneń trudno jest w opisywanych osadach wydzielić utwory odpowiadające odpowiednim cyklom klimatycznym, posiadającym odpowiednią rangę stratygraficzną. Zaliczenie tych osadów do zlodowaceń północnopolskich wynika z faktu, że był to, w granicach wymienionego powyżej interwału czasowego, główny okres rzeźbotwórczy.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i piaski pyłowate zwietrzelinowe i rezydualne tworzą rozległe pokrywy na powierzchniach zbudowanych ze skał podłoża. Są to przeważnie żółto-żelaziste piaski o bardzo dobrze obtoczonych ziarnach, miejscami z dużą domieszką piasków pyłowatych. Zawierają okruchy skał podłoża. Widoczne są w nich igły gąbek, świadczące o braku transportu materiału. Okruchy żwirów skandynawskich są w nich bardzo nieliczne. Piaski te powstawały w okresach, gdy obszar wysoczyzny był denudowany, a więc zapewne znaczne ich partie tworzyły się jeszcze w paleogenie i neogenie, większość jednak po ustąpieniu lądolodu. Materiałem alimentacyjnym były zarówno osady lodowcowe, jak i skały podłoża.

W rejonach źródłowych niewielkich dolinek piaski rezydualne osiągają miąższość ponad 2,0 m, w innych miejscach ich miąższość na ogół nie przekracza tej wartości. Pokrywy piasków zwietrzelinowych i rezydualnych po zakończeniu zlodowaceń stały się materiałem alimentacyjnym dla osadów stokowych. Rozwijały się na nich piaski eoliczne i przewiane.

Osady opisane poniżej powstawały u schyłku zlodowaceń północnopolskich i w holocenie.

Piaski i żwiry rezydualne tworzą niewielkie skupienia (o powierzchni do około 1 km<sup>2</sup>), będące prawdopodobnie pozostałością form lodowcowych — moren bądź kemów. Rozwinęły się na ogół na obszarach występowania glin zwałowych. Ich miąższość jest nieznaczna, wynosi około 1–3 m. Rozpoznano je w okolicy Ugorów, a także w kilku innych miejscach. Na zachód od Księżomierza tworzą długi pas, być może pozostałość ozu. W opisywanych osadach znajdują się silnie zwietrzałe żwiry, w części pochodzenia skandynawskiego.

Piaski i mułki deluwialne i proluwialne. Są to młodsze osady stokowe, często pokrywające starsze koluwia soliflukcyjne (które ze względu na skalę opracowania nie wszędzie zostały wyróżnione). Tworzyły się w okresie zlodowaceń północnopolskich i przez cały holocen. Pod względem litologicznym utwory deluwialne i proluwialne to piaski o różnej granulacji, z przewagą drobnoziarnistych. Zawierają przeławicenia mułków. Opisywane utwory osadzone były i są przez

wody: opadowe, niewielkich cieków okresowych, a także roztopowe. Tworzą pokrywy w agradacyjnej części stoków, często wkraczając na położone poniżej skarp poziomy wyższych tarasów. Mechanizm tworzenia tych osadów jest zbliżony do genezy osadów rzeczno-peryglacialnych (Stochlak, 1978). Największe miąższości utworów stokowych obserwuje się wzdłuż większych krawędzi. Piaski deluwialne i proluwialne wypełniają też dna małych dolinek i wąwozów lessowych. Uprawy rolne i erozja gleb sprzyjają ich powstawaniu.

**Piaski eoliczne. Piaski eoliczne w wydmach.** Na obszarze arkusza wyróżnić można piaski eoliczne należące do dwóch odrębnych generacji. Starsze wydmy występują w obrębie wyspy lessowej położonej w południowo-zachodniej części badanego terenu, w okolicy Linowa-Podszyna. Piaski eoliczne tworzą tu formy długie (do około 3 km), wąskie (do około 100 m), o wysokości do kilku metrów. Osie tych form mają kierunek około  $270-300^{\circ}-120-150^{\circ}$ . W zasadzie litologia występujących tu piasków nie różni się od piaszczysto-pyłowatych pokryw osadów lessopodobnych otaczających te formy, jednakże na zdjęciach lotniczych mają one wyraźnie jaśniejszy fototon. O wieku opisywanych form świadczy rozwinięta na ich powierzchni pokrywa pyłowa z dość żyznymi glebami. Przymuszczalnie do tej generacji piasków eolicznych należy też płat występujący na południe od wsi Opoka. Podobnie jak na lewym brzegu Wisły towarzyszy on lessom, a piaski eoliczne częściowo przeławicają się z pyłami lessowymi.

Peryglacialne piaski przewiane (zaliczone do tego wydzielenia) i rozwinięte na nich piaski eoliczne utworzyły się na piaskach wodnolodowcowych w kilku miejscach na lewym brzegu Wisły — w okolicy Lasocina, Nowego i Hermanowa. Na prawym brzegu Wisły rozpoznano je na wysokich tarasach rzecznych, na południe od Opoki, na tarasie Wyżnicy, koło Bliskowic, i na tarasie wodnolodowcowym koło Mniszka. Towarzyszą piaskom wodnolodowcowym w okolicy Natalina. Największe powierzchnie piasków eolicznych, wraz z największymi wydmami, powstały na piaskach rezydujących w centralnej i północnej partii obszaru arkusza, na rozległych powierzchniach zrównań. Pasy osadów eolicznych o długości do około 7 km i szerokości do około 1 km mają kierunki około  $270^{\circ}-90^{\circ}$  i  $315^{\circ}-120^{\circ}$ .

Pod względem litologicznym osady eoliczne to na ogół piaski drobnoziarniste o nieznacznym zapyleniu, ziarnach matowych i bardzo dobrze obtoczonych. W stropie są przeważnie bezstrukturalne i zażelazone, niżej wyraźnie warstwowane. Powstawały w okresie od schyłku fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły do holocenu.

### c. Holocen

**Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,5 m n.p. rzeki.** Są to piaski drobnoziarniste z wkładkami pyłowatych i domieszką humusu. Ich miąższość z reguły nie przekracza 2,0–3,0 m. Osady te wyróżniono w dolinie Wisły, gdzie tworzą cokół niższego tarasu o wysokości względnej do 3,5 m. Występują także w dolinach Wyżnicy, Tuczyńki i Czyżówki, na wysokości

0,5–2,0 m nad poziom rzek. Pożaryski (1955), a także Lindner, Maruszczak i Wojtanowicz (1985), wyróżniają w dolinie Wisły dwa tarasy holocenijskie.

Mułki i gliny (mady) rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,5 m n.p. rzeki. Ich miąższość rzadko przekracza 2,0 m. Występują na ogół w stropie opisanych powyżej piasków rzecznych. Pokrywają większą część powierzchni tarasu zalewowego.

Piaski, drobnoziarniste i pyłowate, i mułki (ze znaczną domieszką humusu) stożków napływowych. Wydzielono je z innych osadów proluwialnych (wyróżnionych wraz z osadami deluwialnymi), kierując się kryterium występowania formy morfologicznej — stożka napływowego. Występują w dolinie Wisły, u wylotów bocznych dolinek. Największe z nich, na przykład w okolicy Maruszowa, mają powierzchnie prawie płaskie. Natomiast małe stożki, utworzone u wylotu niewielkich dolinek i jarów w skarpach wiślanych, mają powierzchnie silnie nachylone (do kilku stopni) i zbudowane są także z materiału o grubszych frakcjach, aż do słabo obtoczonego materiału gruzowego.

Gytie zostały stwierdzone, do głębokości 3,0 m, w niewielkim obniżeniu na powierzchni niższego tarasu (punkt dok. 47). Mają brunatny kolor i zawierają liczne muszelki.

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,0 m n.p. rzeki. Są to piaski drobnoziarniste z wkładkami pyłowatych i domieszką humusu. Praktycznie nie mają pokrywy glebowej i roślinnej. Rozpoznano je w dolinie Wisły.

Torfy występują w kilku obniżeniach na powierzchni tarasu Wyżnicy i Tuczyny. Ich miąższość z reguły nie przekracza 2,0 m. Są to torfy typu niskiego, z przewagą turzycowo-trzciniowych, lokalnie mszyste. Ich akumulacja miała miejsce od młodszego dryasu, osiągając maksimum natężenia w okresie atlantyckim.

Namuły zagłębień bezodpływowych i den dolinnych. Namuły piaszczysto-pyłowate, z dużą ilością szczątków organicznych, występują we wszystkich zamkniętych i wilgotnych obniżeniach na obszarze wysoczyzny, a także na tarasie rzeczonym. Ich miąższość jest bardzo różna, na ogół rzadko przekracza 2,0 m. Mimo to nie wyróżniano ich w wydzieleniach złożonych, gdyż zazwyczaj ze względu na zawodnienie nie można stwierdzić jakie osady je podścielają. Często występują facjalne przejścia między namułami, torfami i mułkami.

## B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Annapol położony jest w strefie Teisseyre'a-Tornquista (T-T), zwanej także strefą szwu transeuropejskiego. Strefa ta wykazywała aktywność tektoniczną, co najmniej od późnego neoproterozoiku po schyłek kredy (Pożaryski, 1997; Kutek, 2001; Hakenberg, Świdrowska, 2001; Poprawa, Paczeńska, 2002). Jej efektem są deformacje tektoniczne kompleksów staro- i młodopaleozoicznego oraz

mezozoicznego, a także zwiększona miąższość niektórych ogniw litologicznych i luki stratygraficzne. W permie, w strefie T-T uaktywniła się struktura ryftowa, zwana bruzdą śródpolską, wykazująca zwiększoną subsydencję aż do późnej kredy. W wyniku inwersji, która nastąpiła na przełomie kredy i paleogenu (faza laramijska) powstał obecny plan budowy tektonicznej strefy T-T, obejmujący antyklinorium środkowopolskie otoczone dwoma synklinoriami. Badany obszar położony jest na północny wschód od antyklinorium środkowopolskiego, w obrębie tzw. synklinorium brzeżnego (segment lubelski).

W budowie geologicznej badanego obszaru wyróżnić można trzy piętra strukturalne: kaledońskie, waryscyjskie oraz alpejskie. Dwa starsze piętra, rozpoznane na podstawie materiałów wiertniczych i badań geofizycznych, których interpretację tektoniczną przedstawiono w licznych publikacjach (m.in.: Pożaryski, Kotański, 1979; Żelichowski, 1974; Żelichowski, Kozłowski, red., 1983; Antonowicz i in., 2003) nie będą tu omawiane.

Serie osadowe mezozoiku i kenozoiku, tworzące alpejskie piętro strukturalne, na obszarze arkusza Annapol obserwować można w licznych odsłonięciach. Trzon tego piętra stanowią klastyczno-węglanowe utwory jury środkowej i górnej oraz wapienno-krzemionkowe osady kredy (rozpoczynając od albu) (tabl. II). Utwory te deponowane były w zewnętrznej strefie ryftu środkowopolskiego, a ich sedymentacji towarzyszyła aktywność tektoniczna (uskoki, rotacja bloków, przyspieszona subsydencja). Miąższość tego kompleksu osadowego wzrasta w kierunku południowo-zachodnim, tj. ku strefie osiowej bruzdy śródpolskiej. Utwory jury i kredy monoklinalnie, pod niewielkim kątem ( $1-3^\circ$ ) zapadają w kierunku północno-wschodnim. Jest to efekt laramijskiego wypiętrzenia antyklinorium środkowopolskiego na przełomie kredy i paleogenu. W obrębie tego piętra występuje szereg mniejszych deformacji o charakterze zarówno fałdowym, jak też nieciągłym.

Jednym z ważniejszych elementów strukturalnych na obszarze arkusza jest antyklina Annapola, której oś ma kierunek NW–SE. W jądrze odsłaniają się utwory kimerydu, natomiast skrzydła antykliny tworzą osady albu, cenomanu i turonu dolnego. Antyklina Annapola jest niesymetryczna. Skrzydło południowe jest bardziej strome — upady dochodzą tu do  $40^\circ$ . W skrzydle północnym upady nie przekraczają  $15^\circ$ . Na wschodnim i zachodnim krańcu antykliny upady maleją do kilku stopni. Oś antykliny zanurza się w kierunku południowo-wschodnim, w wyniku czego, w odległości około 2–3 km na wschód od Annapola, na powierzchni widoczne są już tylko osady turonu. Dalej ku wschodowi oś ponownie wynurza się, tworząc antyklinę Gościeradowa (obszar arkusza Kraśnik). Dźwiganie się antykliny odbywało się już we wczesnej kredzie, o czym świadczy luka stratygraficzna obejmująca najwyższą jurę i kredę dolną, a także redukcja miąższości albu, cenomanu i turonu dolnego.

Na podstawie badań nannoplanktonu wapiennego, wykonanych przez Gaździcką (2003), i używanej dzięki temu precyzyjnej stratygrafii osadów kredy, wykazano, że antyklinie Annapola od południa towarzyszy płytka synklina (synklina Opoczki — przekrój geologiczny A–B), w której jądrze znajdują się osady turonu górnego. Dzięki kolejnym badaniom wykazano także niezgodność następstw

i pozorną lukę stratygraficzną w osadach kredy górnej w północnej części antykliny Annapola, w okolicy wsi Kopiec i Świeciechów. Niezgodność tę wyjaśnia tektonika blokowa, spowodowana uskokami (znanymi i udokumentowanymi w starszych pracach) na obszarze wychodni albu. Ich przedłużenie w kierunku północnym i północno-wschodnim tłumaczy istnienie osobnych bloków w obrębie wychodni skał kredy górnej. Przy okazji wykazano, że na liniach uskoków rozwinęły się boczne dolinki.

Na skrzydłach antykliny Annapola dobrze udokumentowane są liczne uskoki o kierunkach  $270-90^\circ$  i zrzucie rzędu kilkunastu metrów. Od zachodu antyklina Annapola obcięta jest uskokiem o kierunku NE-SW, który zrzuca jej zachodnią część. Jego przedłużeniem może być uskok, a właściwie strefa uskokowa, rozpoznana w rejonie Opoki Dużej. Pożaryski (1951a) opisał tam kontakt tektoniczny opok odwapnionych turonu i osadów piaszczystych miocenu, występujących w zrzuconym skrzydle uskoku. Uskok ten, o kierunku  $292-112^\circ$ , dobrze udokumentowany jest w pracy Borkowskiej (1952). Zdaniem Czarnockiego (1939) jest to uskok tensyjny, podobnie jak sprawiający wrażenie jego kontynuacji, również tensyjny uskok w rejonie Mniszka (Bielecka, 1957). Przymuszczalnie opisana strefa uskokowa jest przedłużeniem dyslokacji Zaklików-Płazów-Horyniec, występującej na wschód od obszaru arkusza Annapol. Uskok główny, stanowiący założenia doliny Wisły, przecina szereg równoległych uskoków o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego i zrzucie od kilku do kilkunastu metrów. Na południe od wsi Opoka Duża, uskoki te dzielą uskok główny na kilka fragmentów „schodkowych”. Wzdłuż linii uskokowych, prostopadłych do skarpy, rozwinęły się wąwozy. Do opisanej strefy uskokowej należeć może też uskok o kierunku  $300-120^\circ$ , obcinający od południowego zachodu Kamienną Górę, znajdującą się w południowo-wschodnim rogu obszaru arkusza.

Uskoki o kierunku zbliżonym do tych, które przecinają skrzydła antykliny Annapola ( $300-110^\circ$ ) zostały udokumentowane również na lewym brzegu Wisły, w rejonie Piotrowic (Pożaryski, 1951a; Wilczek, 1966). Tworzą one szereg niewielkich rowów tektonicznych, w których zachowały się odwapnione opoki turonu oraz silikoklastyczne osady paleogenu. Wydaje się, że w tym rejonie osady badeńskie nie zostały zaburzone uskokami, choć w Opoce Dużej i na Kamiennej Górze, są przez nie poprzecinane. Świadczy to o różnych wiekowo generacjach uskoków.

Dyslokacja Wisły, o przebiegu NNW-SSE, jest prawdopodobnie strefą uskokową o głębokim zakorzenieniu w podłożu kaledońskim, reaktywowaną w czasie ruchów laramijskich (można ją wiązać z północną granicą zapadliska przedkarpackiego). Zdaniem Pożaryskiego (1976) uskok ten należał do „dyslokacji granicznych” ryftu środkowopolskiego i był aktywny w kredzie. Zrzuca on skrzydło zachodnie, a zatem nie uległ inwersji w czasie wypiętrzania antyklinorium środkowopolskiego. Dodać należy, że przebieg dyslokacji Wisły zbliżony jest do strefy nieciągłości przedstawionej na mapie liniowych elementów strukturalnych, wyznaczonych na podstawie danych teledetekcyjnych i geofizycznych (Doktór i in., 1995). Na odcinku Linów-Słupia Nadbrzeżna dyslokacja ta przebiega wzdłuż zachodniej krawędzi doliny Wisły, stanowiąc prawdopodobnie jej założenia (fig. 2).

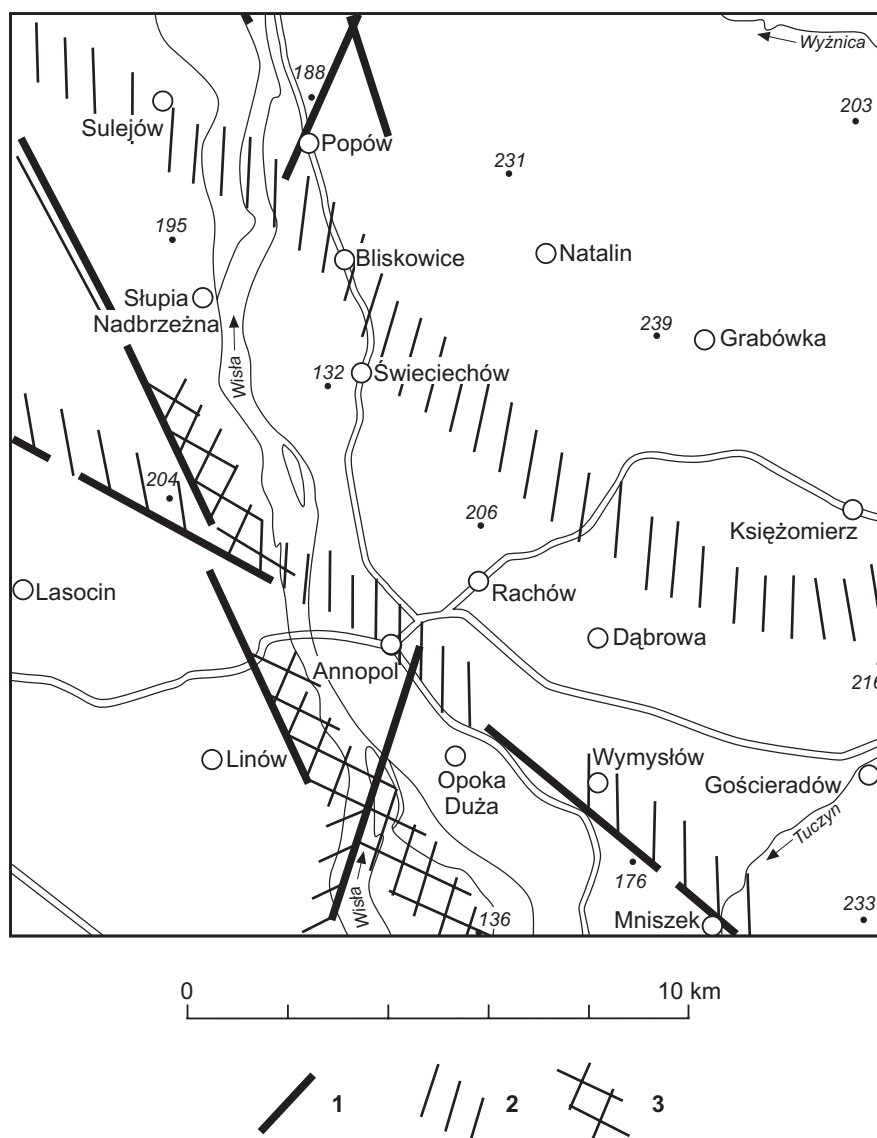


Fig. 2. Fragment arkusza Sandomierz Mapy liniowych elementów strukturalnych..., arkusz Annapol (Doktór i in., 1995)

Liniowe elementy strukturalne wyznaczone na podstawie danych:

1 — teledetekcyjnych, 2 — geofizycznych, 3 — teledetekcyjnych i geofizycznych;

O aktywności tektonicznej badanego obszaru w kenozoiku świadczą liczne uskoki, które można obserwować na wychodniach osadów kredy górnej, paleogenu i neogenu, a także rzeźba terenu (tektoniczne założenia dolin i wąwozów).

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W budowie geologicznej badanego obszaru wyróżnić można kilka pięter strukturalnych. Najstarsze rozpoznane osady, występujące na głębokości 1394,7–1450,8 m w otworze Rachów-1 (fig. 1), tworzą kompleks kambryjski, silnie sfałdowany i pocięty uskokami. Jest to zapewne efekt nałożenia

się deformacji kaledońskich i młodszych. Kolejne piętro to seria osadowa dewonu o upadach rzędu 30°, z licznymi lustrami tektonicznymi oraz powierzchniami spękań ciosowych, podkreślonymi wtórną mineralizacją. Brak jest najwyższego kambru, ordowiku i syluru. Luka stratygraficzna może być wynikiem intensywnej erozji, która miała miejsce przed wczesnodewońską sedymentacją w basenie old redu. Świadczy zatem o dźwiganie się badanego obszaru we wczesnym paleozoiku, co nie pozostaje w sprzeczności z hipotezą wczesnopaleozoicznego ryftu.

Wypiętrzanie strefy Radom–Kraśnik mogło być spowodowane rotacją bloków w zewnętrznej strefie basenu ryftowego, mającą miejsce w epoce waryscyjskiej. Leżący wyżej kompleks karboński jest nieznacznie wychylony (upady rzędu 5°). Sedymentacja utworów karbonu na obszarze lubelskim rozpoczęła się w późnym wizenie i poprzedzona była intensywną denudacją, w wyniku której odsłonięte zostały serie osadowe dewonu dolnego.

We wczesnym permie, wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej ograniczonej strefą T-T, uaktywniona została struktura ryftowa, zwana bruzdą śródpolską. Aktywność tektoniczna tej strefy powodowała brak ciągłości sedymentacji obserwowany na całym obszarze radomsko-lubelskim. W rezultacie w rejonie antykliny Annapola, pomiędzy utworami karbonu i jury środkowej, występuje luka stratygraficzna.

W otworze Rachów-1 wiek serii transgresywnej nie został udokumentowany paleontologicznie, lecz w pobliskich wierceniach określony był jako batoński. Na przełomie keloweju i oksfordu basen sedymentacyjny uległ pogłębieniu. W oksfordzie rozpoczęła się sedymentacja węglanowa, która z niewielkimi przerwami trwała również w kimerydzie (tab. 3).

Na obszarze antykliny Annapola, bezpośrednio na różnych poziomach serii osadowych kimerydu, spoczywają transgresywne osady albu górnego. Niewielki płat osadów albu, we wsi Jakubowice zalegający na najstarszych odsłoniętych w osiowej części antykliny osadach kimerydu (ostaniec strukturalny), świadczy o tym, że transgresja pokryła powierzchnię utworzoną przez już uformowaną antyklinę, a następnie (przypuszczalnie w kredzie dolnej) wydźwigniętą i zerodowaną.

Luka stratygraficzna, obejmująca najwyższy kimeryd, wołg i prawie całą kredę dolną, wskazuje na dźwiganie się tego obszaru (Pożaryski, 1974, 1976).

Sedymentacja sekwencji osadowych kredy na badanym obszarze rozpoczęła się w albie. Serie klastyczne albu górnego i cenomanu dolnego przechodzą w kilkusetmetrowej miąższości kompleks osadowy z przewagą skał wapienno-krzemionkowych, reprezentujący kolejne piętra kredy górnej. Sedymentacja węglanowa trwała od późnego cenomanu do końca mastrychtu. W późnej kredzie na znacznych obszarach polskiego basenu sedymentacyjnego nastąpiło ujednoczenie warunków sedymentacji. Tworzyły się osady wapienno-krzemionkowe: opoki i gezy, a także margle oraz różne odmiany wapieni. Często są tu poziomy krzemieni oraz czertów. W sukcesji górnokredowej występują luki sedymentacyjne i poziomy twardego dna, wskazujące na przerwy w sedymentacji spowodowane eustatycznymi wahaniami poziomu morza

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

System		Stratygrafia		Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro				Podpiętro
z e d	H o l o c e n			Namuly zagłębień bezodpływowych i den dolinnych — ${}_n Q_h$ Torfy — ${}_t Q_h$ Piaski rzeczne tarasów zalewowych 1,0 m n.p. rzeki — ${}_p Q_h^{(2)}$ Gytie — ${}_{gy} Q_h$ Piaski i mułki stożków napływowych — ${}_{pm} Q_h^{(s)}$ Mułki i gliny (mady) rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,5 m n.p. rzeki — ${}_{ma} Q_h^{(1)}$ Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,5 m n.p. rzeki — ${}_p Q_h^{(1)}$	Akumulacja mineralno-organiczna w zagłębieniach bezodpływowych i niewielkich dolinach Akumulacja organiczna w starorzeczach Akumulacja i erozja rzeczna na poziomie najniższego tarasu rzeczno-geologicznego Akumulacja mineralna i organiczna, jeziorna Akumulacja przez wody okresowe Akumulacja rzeczna	
				Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e Q_p^{(w)}$ Piaski eoliczne — ${}^e Q_p$ Piaski i mułki deluwialne i proluwialne — ${}^d Q_{pm}$ Piaski i żwiry rezydualne — ${}^r Q_{pż}$ Piaski i piaski pyłowe zwietrzelinowe i rezydualne — ${}^z Q_{pppy}$	Akumulacja eoliczna, deflacja na powierzchniach piaszczystych Rozmywanie materiału na stokach i akumulacja przez wody okresowe u ich podstawy Denudacja, tworzenie pokryw zwietrzelinowych	
o r t	a c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Piaski i piaski pyłowe rzeczno-peryglacjalne — ${}_{pppy} Q_p^B$ Lessy — ${}_l Q_p^B$ Piaski pyłowe eoliczne (lessopodobne) — ${}_{pppy} Q_p^B$ Gliny i żwiry koluwalne — ${}_{gż} Q_p^B$ Piaski i mułki rzeczne — ${}_{pm} Q_p^B$	Akumulacja w dolinach przez wody okresowe Akumulacja eoliczna Akumulacja koluwiów Erozja i akumulacja rzeczna	w warunkach klimatu peryglacjalnego
		Interglacjał eemski		Piaski rzeczne — ${}_p Q_{p^{3-4}}$	Erozja i akumulacja rzeczna	
z j e	s t o w	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry	Piaski pyłowe lodowcowe — ${}_{pppy} Q_p^O$ Piaski wodnolodowcowe (górne) — ${}_{p2} Q_p^O$ Gliny zwałowe — ${}_{gzw} Q_p^O$ Piaski wodnolodowcowe (dolne) — ${}_{p1} Q_p^O$ Mułki, ily i piaski zastoiskowe — ${}_{mip} Q_p^O$	Akumulacja lodowcowa w warunkach klimatu peryglacjalnego Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytopienie Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja w zastoiskowa na przedpolu lądolodu	
		Interglacjał wielki		Piaski rzeczne — ${}_p Q_{p^{2-3}}$	Erozja i akumulacja rzeczna	
P l e j s t o c e n	d o l n y	Zlodowacenia południowopolskie	Interglacjał małopolski	Gliny zwałowe i ich rezydua — ${}_{gzw} Q_{p^2}$ Żwiry i piaski rzeczne — ${}_{żp} Q_{p^2}^K$	Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytopienie (co najmniej dwa cykle glacialne) Erozja i akumulacja rzeczna (co najmniej dwa cykle rzeczne)	
		Plejstocen dolny		Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pż} Q_{p^0}$	Erozja i akumulacja rzeczna	

N e o c e n	Pliocen				Ruchy tektoniczne
		Miocen górny			Środowisko lądowe, denudacja Ruchy tektoniczne
	Miocen	Miocen środkowy	Sarmat	$H_y - i M_s$	Sedymentacja terygeniczna Ruchy tektoniczne
			Baden	Wapienie organodetrytyczne — $_{wor} M_b$ Piaski i żwiry kwarcowe z glaukonitem — $_{pQ} M_b$ Wapienie organodetrytyczne oraz piaski z wkładkami bentonitu — $_{worp} M_b$	Sedymentacja płytkomorska, węglanowo-klastyczna. Lokalne rozmycia i luki sedymentacyjne Transgresja morska, sedymentacja płytkomorska Ruchy tektoniczne
	Miocen dolny			Denudacja	
P a l e o c e n				Piaski kwarcowe z glaukonitem — $_{pQ} Pg$  $H_y - i Pg$	Ruchy tektoniczne, denudacja Sedymentacja terygeniczna  Sedymentacja w warunkach lądowych w gorącym klimacie, denudacja Ruchy tektoniczne, denudacja
	K r e d a	Kreda górna	Kampan	Kampan górny	Opoki — $_{o} Cr_{cp3}$
Kampan dolny				Opoki z glaukonitem — $_{oGk} Cr_{cp1}$	
Santon				Opoki z czertami i margle — $_{ocz} Cr_{st}$	
Koniak				Opoki i margle z czertami — $_{ome} Cr_{cn}$	
Turon			Turon górny	Opoki z glaukonitem i czertami — $_{oGk} Cr_{t3}$ Opoki z czertami i wapienie margliste — $_{ocz} Cr_{t3}$	
			Turon dolny	Wapienie detrytyczne oraz opoki i gezy z czertami — $_{wdt} Cr_{tl}$	
		Opoki, margle i wapienie — $_{o} Cr_3$			
K	Kreda dolna+górna	Alb + cenoman		Piaski z glaukonitem i fosforytami, piaski i piaskowce kwarcowe oraz margle i wapienie z glaukonitem — $_{pGk} Cr_{al+c}$	Transgresja morska, sedymentacja silikoklastyczna w morzu szelfowym, sedymentacja osadów terygenicznych w płytkim morzu
	Kreda dolna				Ruchy młodokimeryjskie (wypiętrzenie antykliny Annapola), denudacja
J u r a	Jura górna	Wołg			
		Kimeryd		Howce margliste i wapienie organodetrytyczne — $_{icme} J_{km}$	Sedymentacja węglanowa i klastyczna w morzu szelfowym

i/lub aktywnością tektoniczną. Największy zasięg basen kredowy osiągnął w środkowej części turonu. Sedymentacja na skłonie platformy wschodnioeuropejskiej trwała do wczesnego paleocenu.

Na obszarze arkusza osady młodsze od kampanu zostały zerodowane po wycofaniu się morza w paleocenie. We wczesnym paleocenie nastąpiła inwersja bruzdy śródpolskiej, w wyniku której powstało antyklinorium środkowopolskie i towarzyszące mu synklinoria (Hakenberg, Świdrowska, 1999).

W wyniku erozji, która miała miejsce w paleocenie górnym i eocenie dolnym, usunięte zostało kilkaset metrów osadów. Na wczesny eocen przypada paleogeńskie optimum klimatyczne spowodowane, jak się przypuszcza, przez bardzo wysoką zawartość dwutlenku węgla w atmosferze (efekt cieplarniany) (m.in. Sloan, Rea, 1995). W okresie tym odbywało się intensywne wietrzenie chemiczne, w wyniku którego powstały opoki odwapnione oraz niektóre osady lądowe występujące w południowej, a także wschodniej części obszaru arkusza (np. ility pomarańczowe).

Ponowna transgresja nastąpiła w najwyższym eocenie środkowym (barton). Zalew morski trwał do oligocenu dolnego włącznie. W zbiorniku o normalnym zasoleniu, w warunkach ciepłego klimatu powstały płytkomorskie osady silikoklastyczne, zapewne wtedy osadziły się m.in. tzw. piaski zawichoskie. Paleogeński epizod morski był stosunkowo krótki. Po wycofaniu się morza, do miocenu środkowego ponownie panowały warunki lądowe. Jednak klastycznych, lądowo-brakicznych osadów miocenu dolnego, znanych z obszarów sąsiednich arkuszy, na terenie arkusza Annapol nie zaobserwowano.

Kolejna transgresja morska nastąpiła w miocenie środkowym, w podpiętrze baden, z obszaru zapadliska przedkarpackiego, kształtującego się pod wpływem nasuwających się płaszczowin karpackich. Serie osadowe badenu powstały w płytkim morzu, w środowisku wysokoenergetycznym, na głębokości nie przekraczającej podstawy falowania. Zmienność facjalna osadów, a także liczne luki stratygraficzne wskazują na częste oscylacje poziomu morza. W spągu sukcesji osadowej badenu występują piaski kwarcowe z glaukonitem. Zawierają wkładki bentonitu wskazujące na aktywność wulkaniczną obszarów położonych w niezbyt dalekiej odległości od basenu. O ustabilizowaniu się warunków ekologicznych i batymetrycznych w późnym badenie świadczy występowanie różnych odmian wapieni, w tym o charakterze rafowym. Rafy glonowo-wermetusowe rozwijały się na progach podmorskich (Krach, 1981). W najniższym sarmacie nastąpiło ponowne wynurzenie i związane z tym częściowe rozmycie osadów badenu. Morze, które wkroczyło w sarmacie, miało większy zasięg w kierunku północnym. Osady detrytyczne sarmatu dolnego leżą przekraczająco i często zawierają fragmenty występujących w podłożu serii badeńskich. W osadach piaszczystych zdarzają się także wkładki bentonitu. W następnym etapie powstawały osady organodetrytyczne, rozwijały się budowle serpulowo-mikrobialitowe. Sedymentacja sarmacka odbywała się w lagunach odciętych barierami od otwartego zbiornika (Liszkowski, Muchowski, 1969; Musiał, 1987). Analiza zespołów mięczaków wskazuje na obniżone zasolenie wody. W wyższym sarmacie morze zostało zepchnięte na południowy wschód, a sedymentacja została zdominowana przez osady drobnoklastyczne. Nastąpiła izolacja basenu od oceanu światowego.

Zewnętrzna strefa zapadliska przedkarpackiego, w której znajdował się badany obszar, wykazywała w miocenie aktywność tektoniczną spowodowaną pogrążaniem płyty przedpoła Karpat w strefie subdukcji (Krzywiec, 1998). Nastąpiła wówczas reaktywacja starszych, mezozoicznych stref nieciągłości tektonicznych, związanych z rozwojem bruzdy śródpolskiej. Powstały liczne uskoki, niektóre o znacznym zrzućie (kilkadziesiąt metrów) i niewielkie rowy tektoniczne o kierunku około

20–200°. W miocenie utworzyła się też dyslokacja Zaklików–Płazów–Horyniec, wzdłuż której rozwinęła się krawędź Roztocza. Powstały również tektoniczne założenia dla tworzącego się później przełomu Wisły. Aktywność tektoniczna warunkowała także rozkład facji w basenie. Trzęsienia ziemi spowodowały powstanie osuwisk podmorskich (Roniewicz, Wysocka, 1998).

W najwyższym miocenie i w pliocenie trwała intensywna erozja. Powstał przełom Wisły przez pas wyżyn środkowopolskich. Jego dno we wczesnym plejstocenie znajdowało się na wysokości około 30 m powyżej obecnego poziomu. Powstały wówczas osady rzeczne, zaliczone do plejstocenu dolnego (preglacjału). Podczas najstarszych interglacjalów (interglacjalów małopolskiego i przypuszczalnie ferdynandowskiego), przed zlodowaczeniem Sanu 2, dolina Wisły została pogłębiona do około 30 m poniżej obecnego poziomu, a następnie wypełniona utworami rzecznyymi. Osady najstarszego zlodowaczenia (zlodowaczenia Nidy) uległy denudacji, choć nie ma pewności czy lądolód tego zlodowaczenia objął obszar arkusza.

Osady zlodowaceń południowopolskich (przypuszczalnie dwóch epizodów glacialnych, obejmujących swoim zasięgiem obszar sięgający na południe od terenu arkusza) na obszarze opracowania zostały w znacznym stopniu zniszczone podczas interglacjału wielkiego. Zachowały się jedynie w postaci rezyduów glin zwałowych. Nie jest wykluczone, że w okresie tego interglacjału miał miejsce epizod glacialny, zwany zlodowaczeniem Liwca. Osady rzeczne interglacjału wielkiego zachowały się jedynie poza korytem Wisły.

W trakcie zlodowaczenia Odry lądolód przykrył cały obszar arkusza, sięgając poza Zawichost. Transgresja poprzedzona została przez akumulację, zachowanych w bocznych dolinkach, osadów zastojowych. Okres recesji pozostawił po sobie ślady odpływu sandrowego dolinkami biegnącymi na południe: doliną rzeki Tuczyn oraz dolinami w okolicy Wymysłowa i koło Lasocina. Osady lodowcowe zachowały się jedynie w postaci cienkich płatów. Wskutek późniejszej erozji (podczas interglacjalów i w strefie peryglacialnej w czasie zlodowaceń) zniszczona została zdecydowana większość pokryw osadów lodowcowych. Odślonięte zostały powierzchnie podłoża mezozoicznego (lokalnie paleogeńskiego i neogeńskiego). Lądolody następnych zlodowaceń nie dotarły do obszaru arkusza. Okresy interglacjalów lubawskiego (lubelskiego) i eemskiego zaznaczyły się erozją w dolinie Wisły, do głębokości około 5–10 m poniżej jej obecnego poziomu, a następnie akumulacją rzeczna, z której w dolinie Wisły zachowało się około 10 m osadów, z pierwotnego, około 40-metrowego kompleksu.

W okresie zlodowaczenia Wisły miała miejsce silna erozja i akumulacja osadów w warunkach peryglacialnych. Na powierzchni wysoczyzny powstały pokrywy osadów rezydualnych, które stały się obszarem alimentacyjnym dla tworzących się na stokach i w niewielkich, okresowo suchych dolinach różnego typu osadów, w tym soliflukcyjnych i deluwialnych. W następnym etapie, w kilku cyklach, powstały pokrywy lessów i piasków lessopodobnych. Osady lessowe poddane były szybkiej erozji, dlatego zachowały się jedynie lessy najmłodsze. W małych dolinkach osadzały się piaski rzeczno- peryglacialne

i osady deluwialne. U schyłku glacjału powstały wydmy, przy czym istnieją wskazówki, aby przypuszczać o wystąpieniu co najmniej dwóch okresów wydymotwórczych. W dolinie Wisły powstał około 5–10-metrowy kompleks osadów tworzących taras o wysokości względnej około 10–20 m.

W holocenie powstały najniższe tarasy doliny Wisły. Na ich powierzchni akumulowane są utwory organogeniczne. Powstają również osady bocznych dolinek. W bardziej ograniczonym zakresie niż w plejstocenie tworzą się też osady stokowe. Intensywność ich powstawania wzrosła wraz z rozwojem osadnictwa i trzebieżą lasów.

#### IV. PODSUMOWANIE

Prace kartograficzne na potrzeby arkusza Annopol prowadzone były w latach 1988–1990, a następnie przerwane. Autorzy niniejszego opracowania dokonali zestawienia mapy na podstawie dawniej wykonanych prac zdjęciowych, uzupełnionych reambulacją przeprowadzoną w terenie (wraz z wykonaniem własnych sondowań). Wykorzystano także prace archiwalne, kartograficzne i złożowe z lat 50-ych ubiegłego wieku, oraz zdjęcia lotnicze.

Na obszarze arkusza w zakresie utworów starszych od czwartorzędu wydzielono, odsłaniające się na znacznej części powierzchni badanego terenu, osady jury i kredy oraz występujące na niewielkiej powierzchni utwory paleogenu i neogenu. Osady starsze, od środkowokambryjskich do środkowojurajskich, znane z jednego otworu badawczego (otw. 17), zostały omówione skrótowo.

Badania nannoplanktonu wapiennego, wykonane przez Gaździcką, pozwoliły na opracowanie nowoczesnej i precyzyjnej stratygrafii osadów kredy górnej. Analizy te, choć oparte jedynie na 45 próbkach, są wystarczającą podstawą dla zastosowanego podziału stratygraficznego. Dzięki dokładnej stratygrafii rozwiązano kilka problemów tektonicznych, na przykład rozpoznano niewielką, płytką synklinę (zaproponowano nazwę: synklina Opoczki, od nazwy wsi) występującą na południe od antykliny Annopola. Dzięki temu aktualny obraz przedstawia pełny fałd. Wyjaśniono także niektóre zagadnienia tektoniki blokowej stwierdzonej w okolicy wsi Świeciechów i Kopiec.

Autorzy mają nadzieję, że dalsze prace pozwolą następnym badaczom na sprecyzowanie przedstawionych granic stratygraficznych na obszarze wychodni osadów kredy górnej.

Nie wszystkie zagadnienia podłoża czwartorzędu badanego obszaru zostały rozwiązane. Nadal otwarty pozostaje problem wieku osadów, które w niniejszym opracowaniu określono jako paleogen nierozdzielony (kolorowych iłów lądowych i tzw. piasków zawichoskich). Należy mieć nadzieję, że dokonujący się systematyczny postęp w badaniach mikropaleontologicznych pozwoli rozwiązać ten problem. Rozstrzygnięcie kwestii stratygrafii osadów paleogenu i neogenu oraz ich stosunku do struktur tektonicznych pozwoli na nowe spojrzenie na wiek tych struktur.

W zakresie osadów czwartorzędowych wydzielono utwory pełnego cyklu glacialnego, ostatniego na tym obszarze, lądolodu zlodowacenia Odry. Osady te są możliwe do identyfikacji, aczkolwiek ich pokrywa jest znacznie zredukowana. Utwory zlodowaceń południowopolskich występują w formie zupełnie śladowej, nie można ich odnieść do konkretnego zlodowacenia. Na podstawie prac Pożaryskiego zostały wydzielone w dolinie Wisły rzeczne osady kilku interglacjałów. Największe rozprzestrzenienie i miąższości osiągają utwory powstałe w czasie zlodowacenia Wisły. Są to przede wszystkim osady rzeczno-peryglacialne i stokowe oraz lessy, a także utwory zwietrzelinowe, rezydualne i zajmujące znaczne obszary osady eoliczne. W dolinach wydzielono tarasy rzeczne plejstoceny i holoceny.

Również w zakresie badań osadów czwartorzędowych nie wszystkie problemy zostały ostatecznie rozstrzygnięte. Zdaniem autorów niezbędne do tego są systematyczne badania strukturalne w odsłonięciach i szurfach.

Opracowano  
w GEO-SPEC s.c.

Przedsiębiorstwie Usług Geologicznych i Wiertniczych (M. Włodek),  
w Państwowym Instytucie Geologicznym (E. Gaździcka),  
w Warszawie

Oddział Świętokrzyski  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
Państwowego Instytutu Badawczego  
w Warszawie

Warszawa, 2004 r.

## LITERATURA

- Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, **51**, 4.
- Bielecka M., 1957 — Uwagi o stratygrafii miocenu okolic Zaklikowa. *Prz. Geol.*, **5**, 1.
- Bielecka M., 1959 — Główne problemy trzeciorzędu okolic Zaklikowa. *Kwart. Geol.*, **3**, 3.
- Bielecka M., 1965 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zaklików (857). Inst. Geol., Warszawa.
- Bielecka M., 1966 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zawichost (856). Inst. Geol., Warszawa.
- Bielecka M., 1967 — Trzeciorząd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. W: Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. **7. Biul. Inst. Geol.**, 206.
- Bielecka M., 1968a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zaklików (857). Inst. Geol., Warszawa.
- Bielecka M., 1968b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zawichost (856). Inst. Geol., Warszawa.
- Bielecka M., Pożaryski W., 1961 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kraśnik (821). Inst. Geol., Warszawa.

- Błaszkiwicz A., 1980 — Campanian and Maastrichtian Ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a Stratigraphic-Paleontological Study. *Pr. Inst. Geol.*, **92**.
- Borkowska A., 1952 — Trzeciorzęd okolicy Opoki Dużej pod Rachowem nad Wisłą. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzezińska M., 1961 — Miocen z pogranicza Roztocza zachodniego i Kotliny Sandomierskiej. W: Z badań trzeciorzędu w Polsce. **4. Biul. Inst. Geol.**, 158.
- Buraczyński J., Rzechowski J., 1998 — Eocen Roztocza. W: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów). 69 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Krasnobród, 23–26 września 1998 r. Wyd. UMCS, Lublin.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1968 — Rozwój doliny Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części Niziny Sandomierskiej. *Ann. UMCS Sect. B.*, **21**.
- Cichecka K., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Annopol (820). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieśliński S., 1959a — Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (stratygrafia na podstawie głowonogów). *Pr. Inst. Geol.*, **28**.
- Cieśliński S., 1959b — Początki transgresji górnokredowej w Polsce (bez Karpat i Śląska). *Kwart. Geol.*, **4**, 3.
- Cieśliński S., Pożaryski W., 1970 — Kreda. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**.
- Czapowski G., Studencka B., 1990 — Studium sedimentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Prz. Geol.*, **38**, 3.
- Czarnocki J., 1938 — Bentonit w Opoce pod Rachowem. *Biul. PIG*, 15.
- Czarnocki J., 1939 — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Biul. PIG.*, 15.
- Czarnocki J., 1947 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kielce, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., 1951 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Kielce, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktor 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. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dowgiałło W. D., 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Opole Lubelskie (783). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gaździcka E., 1994 — Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland) — their biostratigraphic and palaeographic significance. *Geol. Quart.*, **38**, 3.
- Gaździcka E., 2003 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Annopol (820). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gaździcka E., Smoleń J., 2004 — Zespoły otwornic i nannoplanktonu wapiennego z albu górnego w Annopolu nad Wisłą (pas wyżyn środkowopolskich). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Hakenberg M., Świdrowska J., 1999 — Subsycencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Prz. Geol.*, **47**, 1.

- Hakenberg M., Świdrowska J., 2001 — Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **71**.
- Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym, 1977 — Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, 2004 — 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.
- Jahn A., 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7.
- Jasionowski M., 1996 — Budowle serpulowo-mikrobialitowe sarmatu na Roztoczu: niezwykle joint-venture. *Prz. Geol.*, **44**, 10.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kowalewski K., 1925 — Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-zachodniej Wyżyny Lubelskiej. *Pos. nauk. PIG*, 11.
- Kowalewski K., 1957 — Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej. Trzeciorzęd Polski południowej. 1. Stratygrafia trzeciorzędu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza. 1. *Biul. Inst. Geol.*, 119.
- Krach W., 1962 — Stratygrafia i fauna miocenu okolic Zaklikowa i Modliborzyc (Wyżyna Lubelska). W: Czterdzieści lat Instytutu Geologicznego 1919–1959. 3. *Pr. Inst. Geol.*, **30**.
- Krach W., 1981 — Badeńskie utwory rafowe na Roztoczu Lubelskim oraz ślimaki skrzydłonogi (*Pteropoda*) w mioceenie Polski i ich znaczenie stratygraficzne. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.*, 121.
- Krzowski Z., 1994 — Trzeciorzędowe osady glaukonitowe na Wyżynie Lubelskiej w świetle geochronologii izotopowej glaukonitu. *Pr. Nauk. PLub.*, 231.
- Krzywiec P., 1998 — Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części Zapadliska Przedkarpackiego (Przemysł–Lubaczów) — wyniki interpretacji danych sejsmicznych. W: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów). 69 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Krasnobród, 23–26 września 1998 r. Wyd. UMCS, Lublin.
- Kutek J., 2001 — The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. W: Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau, red.). *Mèm. Mus. natn. Hist. nat.*, 186.
- Kutek J., Marciniowski R., 1996 — The Mid-Cretaceous Boreal/Tethyan biogeographical boundary in the Carpatho-Balkan area. *Mitt. Geol.-Paleont. Inst. Univ. Hamburg*, 77.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985 — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (saalian) między górną Wartą i Bugiem. *Prz. Geol.*, **33**, 2.
- Liszkowski J., Muchowski J., 1968 — Uwagi o „wapieniach serpulowych” dolnego sarmatu strefy progów zewnętrznych południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. *Prz. Geol.*, **16**, 5.
- Liszkowski J., Muchowski J., 1969 — Morfologia, budowa wewnętrzna oraz geneza masywów wapieni biogenicznych dolnego sarmatu strefy progów zewnętrznych południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. *Biul. geol. Wyd. Geol. UW*, **11**.
- Malinowski R., 1966 — Budowa geologiczna i historia rozwoju przełomowego odcinka Wisły środkowej w świetle materiałów sympozjum w Kazimierzu Dolnym. *Prz. Geol.*, **14**, 1.

- Marcinowski R., Wiedmann J., 1990 — The Albian ammonites of Poland. *Paleont. Pol.*, **50**.
- Mojski J. E., 1984 — Eoplejstocen. Niż Polski i wyżyny środkowopolskie. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (S. Sokołowski, J.E. Mojski, red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Muchowski J., 1992 — Obecność osadów zlodowacenia Odry w południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Stud. Geol. Pol.*, **99**.
- Murawski T., 1948 — Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą. *Ann. UMCS Sect. B*, **3**.
- Musiał T., 1987 — Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW.*, **31**.
- Orłowski S., 1975 — Jednostki stratygraficzne kambru i górnego prekambriu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **25**.
- Pajchłowa M., 1959 — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 5. Devon. Inst. Geol., Warszawa.
- Pajchłowa M., Żelichowski A. M., 1966 — Devon w otworze wiertniczym Rachów. *Kwart. Geol.*, **10**, 3.
- Peryt D., 1980 — Planktic Foraminifera Zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. *Palaeont. Pol.*, **41**.
- Peryt D., 1987 — Middle Miocene calcareous nanoplankton stratigraphy of the Roztocze region (SE Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **35**, 4.
- Peryt T., Peryt D., 1994 — Badenian (Middle Miocene) Ratyn Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nanoplankton and isotope geochemistry. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **42**, 2.
- 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].
- Pisera A., 1978 — Rafowe utwory miocenu z Roztocza zachodniego. *Prz. Geol.*, **26**, 3.
- Pisera A., 1985 — Paleoecology and lithogenesis of the Middle miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **35**.
- 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., Locker S., 1972 — Les organismes planctoniques de l'Éocène supérieur de Siemień, Pologne oriental. *Rev. Micropaléont.*, **14**.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1977 — O górnym eocenie w Polsce. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.
- Pożaryski W., 1938 — Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. *Biul. PIG*, **6**.
- Pożaryski W., 1947 — Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. PIG*, **27**.
- Pożaryski W., 1948 — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. PIG*, **46**.
- Pożaryski W., 1951a — Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpołu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **75**.
- Pożaryski W., 1951b — Wycieczka C do Annopola i Piotrowic. Przewodnik wycieczkowy narady Państwowej Służby Geologicznej. Warszawa.
- Pożaryski W., 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Pr. Inst. Geol.*, **9**.
- Pożaryski W., 1955 — Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Pr. Inst. Geol.*, **12**.
- Pożaryski W., 1956 — Kreda. W: Regionalna geologia Polski (M. Książkiewicz, S. Dżużyński, red.). **2**. Region lubelski. PWN, Kraków.
- Pożaryski W., 1962 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 10. Kreda. Inst. Geol., Warszawa.

- Pożaryski W., 1974 — Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa Geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1976 — Rozwój tektoniczny i facjalny młodszego mezozoiku na przekroju Starachowice–Annopol. Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Starachowice, 24–26 września 1976 r. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, **45**, 12.
- Pożaryski W., Kotański Z., 1979 — Rozwój tektoniczny bajkański oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, **23**, 1.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1993 — Stratygrafia osadów środkowoplejstocenijskich w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowopolskie w świetle analiz termoluminescencyjnych. *Prz. Geol.*, **40**, 2.
- 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 czwartorzędu. *Prz. Geol.*, **35**, 3.
- Pożaryski W., Mojski J. E., 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, **45**, 12.
- Radłowska C., 1963 — Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, 38.
- Romanek A., Złonkiewicz Z., 1993 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Roniewicz A., Wysocka A., 1998 — Sedimentary environment of Miocene deposits of the Roztocze, SE Poland. 15th International Sedimentological Congress. Abstracts. Alicante, 13 April 1998. Spain.
- Samsonowicz J., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Rachowa nad Wisłą. *Posiedz. nauk. PIG*, 7.
- Samsonowicz J., 1925 — Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. *Spraw. PIG*, **3**, 1/2.
- Samsonowicz J., 1932 — Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000, arkusz Opatów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Samsonowicz J., 1934 — Objąsnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sloan L. C., Rea D. K., 1995 — Atmospheric carbon dioxide and early Eocene climate: a general circulation modeling sensitivity study. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **119**, 3–4.
- Stochlak J., 1978 — Struktury i tekstury młodoplejstocenijskich osadów deluwialnych. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **21**. *Biul. Inst. Geol.*, 306.
- Szczuchura J., 1982 — Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **27**, 1–4.
- Tokarski A., 1958 — O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwart. Geol.*, **2**, 4.

- Trejdosięwicz J., 1881 — O występowaniu piętra sarmackiego i górnego śródziemnego formacji mijoceniczej w gubernii lubelskiej. *Pam. fizjogr.*, **1**.
- Trejdosięwicz J., 1883 — O utworach trzeciorzędowych gubernii Lubelskiej. *Pam. fizjogr.*, **3**.
- Wachowicz Z., Szelaęowski M., 1989 — Dokumentacja badań geofizycznych dla opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Anopol (820). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Walaszczyk I., 1987 — Mid-Cretaceous events at the marginal part of the Central European Basin (Anopol-on-Vistula section, Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, **37**, 2.
- Walaszczyk I., 1992 — Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta. Geol. Pol.*, **42**, 1–2.
- Walaszczyk I., Wood C. J., 1998 — Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder Quarry, Lower Saxony, Germany, and the Słupia Nadbrzeżna section, Central Poland. *Acta. Geol. Pol.*, **48**, 4.
- Wilczek T., 1966 — Zdjęcie geologiczne okolic Piotrowic, ze szczególnym uwzględnieniem opoki odwapnionej. Arch. UW, Warszawa.
- Złonkiewicz Z., 1994 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ożarów (819). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Złonkiewicz Z., 1998 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ożarów (819). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Znosko J., 1962 — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. *Kwart. Geol.*, **6**, 3.
- Żelichowski A. M., 1964 — Problemy litologii i sedymentacji dolnego karbonu w Polsce. *Kwart. Geol.*, **8**, 3.
- Żelichowski A. M., 1974 — Sturktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Część południowa. W: Budowa Geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A. M., Kozłowski S. (red.), 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wyd. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Annopol (820)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe i ich relikty

Równiny moreny dennej

#### Formy wodnolodowcowe

Równiny wodnolodowcowe

Równiny zastoisowe

#### Formy eoliczne

Równiny lessowe

Wydmy i równiny piasków przewianych

#### Formy rzeczne

Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych:  
I — nadzalewowe (8,0–18,0 m n.p. rzeki),  
II — zalewowe (0,5–3,5 m n.p. rzeki)

Starorzecza

#### Formy denudacyjne

Powierzchnie zrównań

Ostańce erozyjne

Dolinki denudacyjne

Parowy i wąwozy

Stożki napływowe

Krawędzie i stoki: a. stare, b. młode

Długie stoki

Progi strukturalne (kwesty)

#### Formy o założeniach tektonicznych

Krawędzie o założeniach tektonicznych

#### Formy antropogeniczne

Wały przeciwpowodziowe

Hałdy kopalniane

Opracował: M. WŁODEK

U w a g a: szkic zawiera uzupełniające wydzielenia geomorfologiczne dla wyżyn i gór (Instrukcja ..., 1977)

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Annopol (820)

### SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

NEOGEN	MIOCEN	M <sub>2</sub>	Iły, wapienie organodetrytyczne, piaski i żwiry kwarcowe z glaukonitem oraz piaski z wkładkami bentonitu	BADEN+ SARMAT	MIOCEN ŚRODKOWY
PALEOGEN		Pg	Piaski kwarcowe z glaukonitem oraz iły		
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr <sub>cp3</sub>	Opoki	KAMPAN GÓRNY	KAMPAN
		Cr <sub>cp1</sub>	Opoki z glaukonitem	KAMPAN DOLNY	
		Cr <sub>st</sub>	Opoki z czertami i margle		SANTON
		Cr <sub>cn</sub>	Opoki i margle z czertami		KONIAK
		Cr <sub>t3</sub>	Opoki z glaukonitem i czertami oraz wapienie margliste	TURON GÓRNY	TURON
Cr <sub>t1</sub>	Wapienie detrytyczne oraz opoki i gezy z czertami	TURON DOLNY			
KREDA DOLNA+ GÓRNA	Cr <sub>al+c</sub>	Piaski z glaukonitem i fosforytami, piaski i piaskowce kwarcowe oraz margle i wapienie z glaukonitem		ALB+ CENOMAN	
	JURA GÓRNA	J <sub>km</sub>	Łowce margliste i wapienie organodetrytyczne		KIMERYD

— Granice geologiczne  
 - - - a  
 - - - b Uskoki: a. pewne, b. przypuszczalne

● 20  
 Cr 206,4 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Cr — kreda, liczba — rzędną powierzchni podczwartorzędowej, w m n.p.m.)

■ 65  
 Cr<sub>t3</sub> 170,0 Wybrane punkty dokumentacyjne z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, M<sub>s</sub> — sarmat, M<sub>b</sub> — baden, Pg — paleogen, Cr<sub>3</sub> — kreda górna, Cr<sub>cp3</sub> — kampan górny, Cr<sub>cp1</sub> — kampan dolny, Cr<sub>cn</sub> — koniak, Cr<sub>cn1</sub> — koniak dolny, Cr<sub>t</sub> — turon, Cr<sub>t3</sub> — turon górny, Cr<sub>t1</sub> — turon dolny, Cr<sub>al3</sub> — alb górny, J<sub>km</sub> — kimeryd; liczba — rzędną powierzchni podczwartorzędowej lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracowali: M. WŁODEK, E. GAŹDZICKA

