



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Katarzyna POCHOCKA-SZWARC

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz SOSNOWICA (679)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica
L. Doleckiego, Z. Gardziela i J. Nowaka (1990)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowała: Katarzyna POCHOCKA-SZWARC¹ – 2019
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica
L. Doleckiego, Z. Gardziela i J. Nowaka (1990)

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

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

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

ISBN 978-83-68112-11-5

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	21
III. Budowa geologiczna	29
A. Stratygrafia	29
1. Proterozoik	30
a. Paleoproterozoik	30
b. Neoproterozoik	30
Wend	31
Ediacaran	31
2. Kambr	32
a. Kambr dolny	33
b. Kambr środkowy	33
3. Ordowik	34
a. Ordowik dolny	34
Arenig	34
b. Ordowik środkowy	34
Lanwirn + landeil	34
c. Ordowik górny	34
Karadok	34
Aszgil	34
4. Sylur	35
5. Devon	35
a. Devon dolny	35
Żedyn	35
Zigen + ems	36
b. Devon środkowy	36
Eifel	36
Żywet	36
c. Devon górny	36
Fran	36

6. Karbon	37
a. Karbon dolny	37
Wizen	37
b. Karbon górny	38
Namur	38
Namur dolny	38
Namur górny	38
Westfal	39
7. Jura	40
a. Jura środkowa	40
Baton + kelowej	40
b. Jura górna	40
Oksford	40
8. Kreda	41
a. Kreda dolna	41
Alb	41
b. Kreda górna	41
Cenoman	42
Turon	42
Koniak + santon	42
Kampan	43
Mastrycht	43
Mastrycht górny	43
9. Paleogen	45
a. Eocen	45
Eocen górny	45
b. Oligocen	47
10. Neogen	48
a. Miocen	48
Miocen środkowy	48
11. Paleogen–czwartorzęd	51
a. Eocen–holocen	51
Eocen górny–holocen	51
12. Czwartorzęd	51
a. Plejstocen	52
Plejstocen dolny	52
Zlodowacenia południowopolskie	53
Zlodowacenie Nidy	53
Zlodowacenie Sanu 1	55
Interglacjał ferdynandowski	56
Zlodowacenie Sanu 2	58

Interglacjał wielki	65
Interglacjał mazowiecki	65
Zlodowacenia środkowopolskie	67
Zlodowacenie Odry	67
Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie	67
Zlodowacenie Odry + zlodowacenie Wisły	67
Zlodowacenia północnopolskie	68
Zlodowacenie Wisły	68
b. Czwartorzęd nierozdzielony	73
c. Holocen	73
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	76
C. Rozwój budowy geologicznej	81
IV. Podsumowanie	95
Literatura	101

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000
Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000
Tablica III — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)
Tablica IV — Zestawienie profili otworów badawczych
Tablica V — Profil otworu badawczego dla SMGP (kartograficznego) Krowie Bagno IG-1 (otw. 76)
Tablica VI — Zestawienie profili otworów z utworami paleogenu i neogenu
Tablica VII — Przekrój geologiczny E–F

I. WSTĘP

Obszar objęty arkuszem Sosnowica Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) zajmuje powierzchnię 320 km² ograniczoną współrzędnymi geograficznymi: 51°30'–51°40' szerokości geograficznej północnej i 23°00'–23°15' długości geograficznej wschodniej.

Zgodnie z podziałem Kondrackiego (2009) omawiany obszar znajduje się w prowincji Niż Wschodniobałtycko-Białoruski, makroregionie Polesie Zachodnie i w obrębie mezoregionów: Zakłęśłość Sosnowicka, Garb Włodawski, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie i Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska (fig. 1). Według podziału fizycznogeograficznego Solona i innych (2018) jest to obszar należący w całości do mezoregionu Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie.

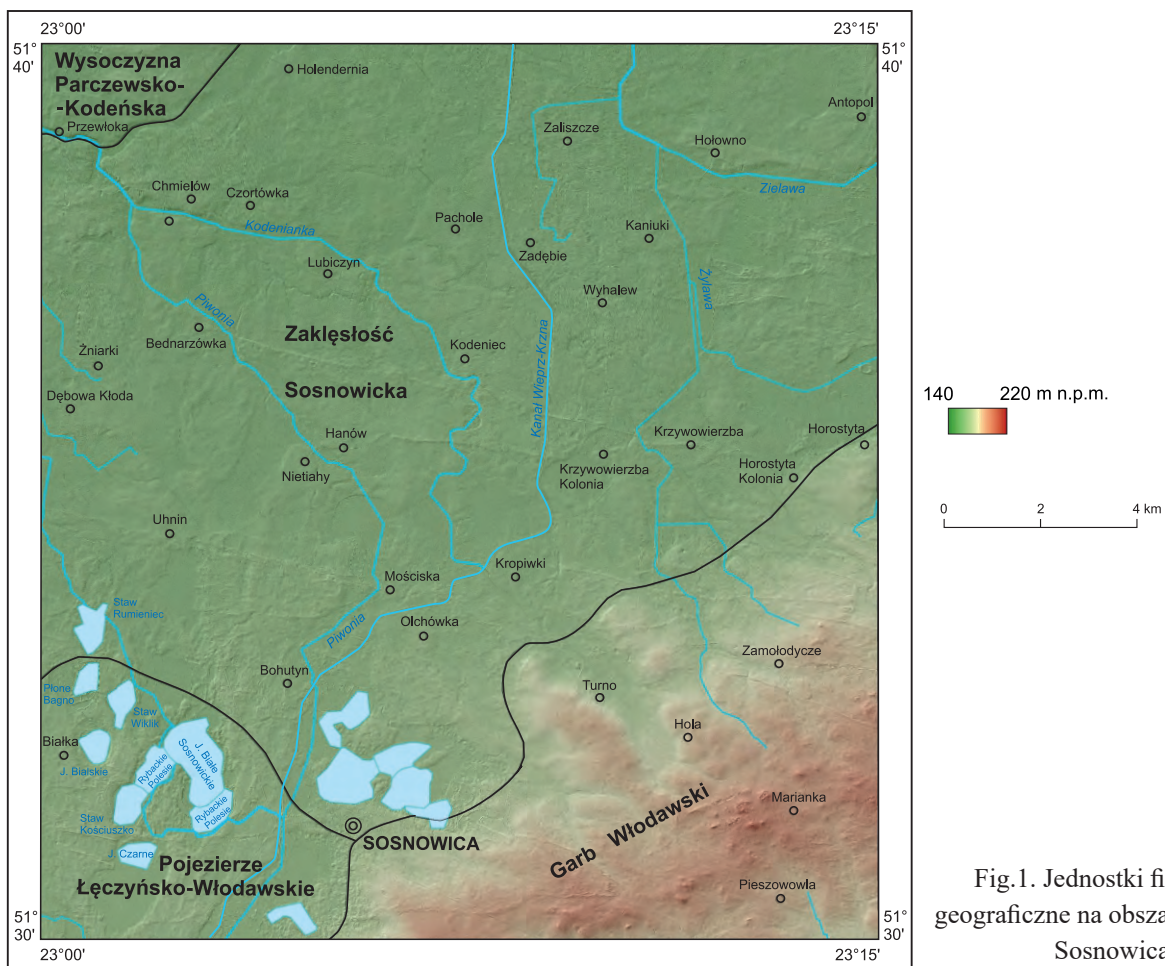


Fig.1. Jednostki fizyczno-geograficzne na obszarze arkusza Sosnowica

Administracyjnie teren arkusza należy do województwa lubelskiego, powiatów: parczewskiego (gmin: Parczew, Jabłoń, Dębowa Kłoda, Podedwórze i Sosnowica), włodawskiego (gmin: Wiryki i Stary Brus) i lubartowskiego (gminy Uścimów). Do większych miejscowości należą: Sosnowica i Dębowa Kłoda. Średnia gęstość zaludnienia wynosi około 24 osoby/km² (Ptak i in., 2011).

Na omawianym obszarze dominuje rolniczo-hodowlany charakter użytkowania terenu. W okolicy Sosnowicy i Lubiczyna w stawach wykorzystujących naturalne predyspozycje terenu prowadzona jest gospodarka rybna. Stawy są siedliskiem bogatej fauny. Można tu zobaczyć m.in.: bielika, czapłę białą i kormorany. Południowa część obszaru objętego mapą należy do otuliny Poleskiego Parku Narodowego (PPN) utworzonego w 1990 r. w celu ochrony ekosystemów wodno-torfowiskowych oraz jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. W południowo-zachodniej części omawianego terenu znajduje się fragment Parku Krajobrazowego Pojezierze Łęczyńskie, który został utworzony także w 1990 r.

Przez południową część terenu arkusza Sosnowica przebiega granica Poleskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu, która jest równocześnie granicą otuliny Poleskiego Parku Krajobrazowego. Obszar ten obejmuje rozległy kompleks lasów, torfowisk i bagien o zróżnicowanej florze i faunie oraz różnych typów jezior: od oligo- do eutroficznych. Rezerwatem ochrony ścisłej utworzonym w 1959 r. jest Torfowisko przy Jeziorze Czarnym Sosnowickim (Fijałkowski, Kozak, 1970; Ptak i in., 2011). Szczegółowe zestawienie form ochrony przyrody na omawianym terenie zawiera Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica (Ptak i in., 2011).

Okolice Sosnowicy i Białki należą do obszarów o wysokich walorach turystycznych z rozwiniętą infrastrukturą.

Pierwsza wersja arkusza Sosnowica SMGP 1:50 000 została wykonana przez Doleckiego i innych (1987, 1990) z Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Opracowanie uwzględniało ówczesny stan badań oraz poglądy dotyczące budowy geologicznej utworów powierzchniowych i starszych. Prace geologiczno-zdjęciowe prowadzono w latach 1981–1983 zgodnie z obowiązującą wówczas metodyką opracowania SMGP. W ramach tych prac wykonano m.in. sześć otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych) o łącznym metrażu 241 m (fig. 2).

Prace wiertnicze prowadziło Przedsiębiorstwo Robót Wiertniczych i Górniczych w Kielcach. Wszystkie otwory przebiły osady kenozoiczne i sięgnęły do utworów kredy górnej. Wykorzystano również niepublikowane wyniki wierceń osadów dennych jezior sosnowickich dokonane za pomocą sondy rdzeniowej zimą 1968 roku pod kierunkiem dr. Kazimierza Więckowskiego z Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk [...]. Materiał pobrany z rdzeni otworów

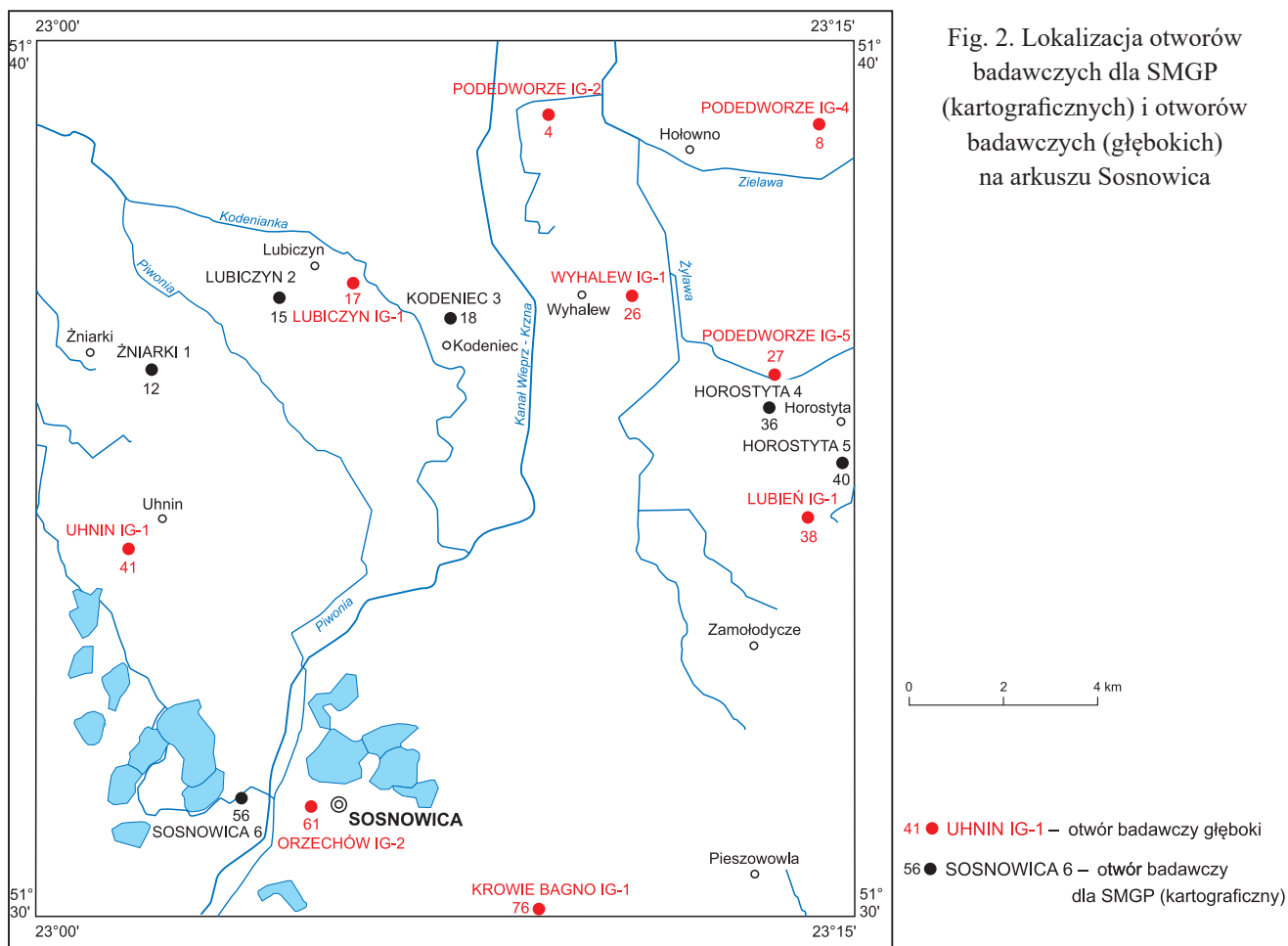


Fig. 2. Lokalizacja otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych) i otworów badawczych (głębokich) na arkuszu Sosnowica

wiertniczych i niektórych odkrywek został w latach 1982–1984 poddany wszechstronnym i szerokim badaniom laboratoryjnym: granulometryczno-mineralogiczno-petrograficznym [Dolecki i in., 1990]¹.

Prace aktualizacyjne zostały przeprowadzone w ramach tematu Aktualizacja Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (I etap) zatwierdzonego przez Ministra Środowiska. Niniejsze opracowanie wykonano w Programie Kartografia Geologiczna Podstawowa i Geologia Regionalna PIG-PIB w Warszawie. W pracach aktualizacyjnych wziął udział także Marcin Żarski.

Aktualizacja arkusza polegała na dostosowaniu wydziałów geologicznych do nowego podkładu topograficznego oraz numerycznego modelu terenu (geoportal.gov.pl (NMT ISOK)) i weryfikacji geometrii wydziałów geologicznych, szczególnie na obszarach styków sąsiednich map. Zweryfikowano także genezę osadów i ich stratyfację zgodnie z obowiązującą Instrukcją (zarówno wydziałów plejstoceniowych, jak i starszych), uwzględniając obecny stan rozpoznania geologicznego i wiedzy z zakresu zagadnień geologii plejstocenu oraz utworów starszych.

W trakcie prac terenowych zinventaryzowano dostępne odsłonięcia osadów występujących na powierzchni terenu. Łącznie wykonano 501 punktów dokumentacyjnych, pobrano próbki osadów

¹ Mniejszą czcionką przytoczono fragmenty tekstu z pierwszej wersji opracowania (Dolecki i in., 1990).

i wykonano badania laboratoryjne: sześć oznaczeń geochronologicznych metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) (Palczewski, 2020 – LumiDATIS Sp. z o.o w Toruniu), 37 ekspertyz palinologicznych (Hrynowiecka, 2020; Pidek, 2020; Sieradz, 2020; Słodkowska, 2020) oraz ekspertyzę z oznaczenia malakofauny (Szymanek, 2020). Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych zaznaczonych na mapie geologicznej przedstawia [tabela 1](#).

Tabela 1

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu		Rodzaj punktu (według słownika)	Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna [m n.p.m.]	Głębokość [m]	Uwagi	Numer wydzielenia na mapie geologicznej
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym						
1	2	3	4	5	6	7	8
1	213	od	Przewłoka	ok. 160	ok. 1,8	Kontakt osadów pyłowatych z piaskami i żwirami wodnolodowcowymi; na kontakcie widoczna warstwa bruku żwirowo-głazowego	15/20
2	211	od	Chmielów Kolonja	154,0	ok. 2,0	Osady wodnolodowcowe, litofacje: GSm, Sm, SGM; na powierzchni w okolicy znaczna ilość zwietrzałych żwirów i głazów	20
3	230	sm (WH)	Wyganka	ok. 153	8,0	Piaski pyłowate i mułki w nadkładzie; poniżej seria organiczna (torfy + gytie) o miąższości 6,7 m – zawiera detrytus muszli mięczaków Orzeczenie palinologiczne (Pidek, 2020) Oznaczenie malakofauny (Szymanek, 2020) Seria nieprzewiercona	15/19
4	432	wk	Dębowa Kłoda	ok. 155	2,2	Osady kopalnego zbiornika jeziornego Nadkład mineralny 1,7 m; poniżej mułki brunatne z makroszczątkami organicznymi Orzeczenie palinologiczne (Sieradz, 2020)	5
5	132	od	Kodeniec	160,0	2,3	Osady facji rzeczno-peryglacjalnych Piaski żelaziste, w stropie zapyłone OSL 15,5 ±3 ka	15
6	124	wk	Wyhalew	157,0	1,9	Osady jeziorne 0,0–1,0 m – mułki 1,0–1,2 m – piaski 1,2–1,4 m – mułki zwarte, plastyczne 1,4–1,7 m – mułki zwarte z organiką, brunatne 1,7–2,9 m – torf (schyłek vistulianu) Orzeczenie palinologiczne (Sieradz, 2020)	5
7	179	od	Sytyta 1	157,0	1,5	Osady facji rzeczno-peryglacjalnej Piaski drobno- i średnioziarniste OSL 13,2 ±2,7 ka (1,0 m)	15
8	180	od	Sytyta 2	154,0	3,4	Osady facji jeziorno-rozlewiskowej OSL – 31 ±7 ka Poniżej osady kopalnego zbiornika jeziornego interglacjalu mazowieckiego (2,5–3,4 m) Orzeczenie palinologiczne (Hrynowiecka, 2020)	14 19

1	2	3	4	5	6	7	8
9	470	wk	Las Kropiwki		3,0	Osady organiczne zbiornika jeziornego 0,0–1,7 m – piaski drobnoziarniste ze skaleniami, ziarna błyszczące 1,7–1,8 m – piaski mułkowate 1,8–2,8 m – mułki szarobrunatne z organiką w stropie, przewarstwienia gytii 2,8–3,0 m – piaski drobnoziarniste, zawodnione, humusowe Orzeczenie palinologiczne (Sieradz, 2020)	5
10	75	wk	Hola–Turno	170,0	1,9	Wychodnie osadów zastoiskowych (pod cienką pokrywą osadów soliflukcyjnych) 0,0–1,2 m – pyły ze żwirami i otoczkami skał północnych 1,2–1,9 m – mułki ilaste, jasnoszare, „siwe”, o strukturze masywnej	18/25
11	151	od	Dolina w okolicy Holi	166,0	1,9	Osady rzeczno-peryglacjalne (w stropie zmienione peryglacjalnie) 0,0–1,0 m – piaski drobnoziarniste o strukturze masywnej 1,0–1,9 m – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, wysortowane, przeżyte, w spągu pojedyncze żwirki OSL– 21 ±5 ka z głębokości 1,7 m	15
12	487	wk	Hola – przekop przez dolinę		do 1,8 m	Gliny zwałowe, poniżej mułki zastoiskowe Stok przy drodze: 0,0–1,8 gliny piaszczyste, szaro-brązowe, dużo żwirów, w tym krzemieni, poniżej mułki plastyczne, szare, jednolite	24/25
13	S5	sm	Dolina Pivonii na południe od Sosnowicy		5,25	Osady organiczne wypełniające dolinę rzeki 0,0–3,5 m – torfy 3,5–5,2 m – gytie 5,2–5,25 m – mułki i piaski zielonoszare (na podst. Dolecki i in., 1990)	1 i 5
14	S8	sm	Dolina Pivonii na południe od Sosnowicy		7,5	Osady organiczne wypełniające dolinę rzeki 0,0–3,75 – torfy 3,75–6,75 m – gytie detrytusowo-wapienne 6,75–7,5 m – torfy (na podst. Dolecki in., 1990)	1 i 5
15	170	wk	Sosnowica 2		2,2	Seria osadów jezioro-rozlewiskowych: piaski drobnoziarniste zapyłone; obserwowano krioturbacje i struktury pęcznienia mrozowego; OSL – 20,4 ±4 ka z głębokości 1,0 m OSL 68 ±11 ka z głębokości 1,8 m (piaski drobnoziarniste)	14
16	413	wk	Sosnowica	160,0	2,2	Występowanie osadów rzeczno-peryglacjalnych w formach krasowych, w spągu zwietrzelnina ilasta kredy 0,0–1,2 m – piaski, mułki piaszczyste (ze skaleniami) 1,2–1,9 m – mułki ilaste, średnio spoiste, zielonkawoszare 1,9–2,2 m – zwietrzelnina ilasta, marglista (HCL+)	15 43
17	414	wk	Sosnowica		2,2	Występowanie osadów rzeczno-peryglacjalnych w formach krasowych, w spągu zwietrzelnina ilasta kredy 0,0–1,8 m – piaski średnioziarniste (ze skaleniami) 1,8–2,0 m – mułki szarozielone z okruciami margli 2,0–2,2 m – zwietrzelnina ilasta, marglista, jasnokremowa (HCl+)	15/43

1	2	3	4	5	6	7	8
18	350	wk	Górki (na zachód od skrzyżowania)	170,0	2,2	Osady rzeczno-peryglacjalne, poniżej kontakt osadów eocenu ze zwietrzeliną kredową 0,0–1,4 m – piaski drobnoziarniste wysortowane, ziarna błyszczące 1,4–2,0 m – piaski z glaukonitem, zielonoszare, w stropie mułkowate 2,0–2,2 m – ility kremowe zwarte, HCl+ Orzeczenie palinologiczne (Słodkowska, 2020)	15 41 43 (?)
19	112	wk	Sosnowica	168,0	2,8	Obecność osadów soliflukcyjnych na rezydium glin lodowcowych. W spągu zwietrzelina kredowa (na podst. Dolecki i in., 1990) 0,0–0,9 m – piaski pyłowate 0,9–1,4 m – gliny piaszczyste, głązy i żwiry skał północnych wraz z brukiem morenowym, głązy o średnicy do 10 cm 1,4–2,4 m – gliny ilaste, plastyczne, w tym okruchy margli 2,4–2,8 m – gliny ilaste, jasnoszare, po wyschnięciu szarobiałe, HCl+++; duża domieszka materiału miejscowego (kredy i margli)	18/24
20	364	wk	Górki	168,0		Osady deluwialne na osadach eoceńskich, poniżej zwietrzelina kredowa 0,0–1,2 m – piaski drobnoziarniste zapyłone 1,2–1,7 m – piaski drobnoziarniste, mułkowate, z glaukonitem, szarozielonkawe 1,7–2,2 m – ility spoiste, plastyczne, szarobrunatne, z rdzawymi plamami 2,2–3,0 m – ility zwarte, jasnokremowe, HCl++	6/41
21	359	wk	Górki	173,0	3,3	Osady deluwialne poniżej zwietrzelina kredy 0,0–1,0 m – piaski drobnoziarniste, przemyte, 1,0–1,4 m – gliny ilaste, zwarte, przechodzące dość płynnie w ility 1,4–3,2 m – ility bardzo zwarte, miejscami mułki, spoiste, szarozielonkawe, w spągu okruchy margli, HCl+ 3,2–3,3 m – ility jasnokremowe, spoiste, zwarte, kontakt łagodny w stropie, HCl+ Orzeczenie palinologiczne (Słodkowska, 2020)	6 43
22	365	wk	Górki	174,0	2,0	Osady deluwialne na osadach eoceńskich, poniżej zwietrzelina kredy 0,0–1,4 m – piaski drobnoziarniste 1,4–1,8 m – piaski z glaukonitem, zielone, obecne żwiry (rogowce) o średnicy ok. 3 cm 1,8–2,0 m – ility jasnokremowe, spoiste, zwarte, HCl+	6/41 43
23	366	wk	Górki	175,0	2,2	Osady deluwialne na osadach eoceńskich, poniżej zwietrzelina kredy 0,0–1,8 m – piaski drobnoziarniste, szarobeżowe 1,8–1,95 m – mułki zielonkawe przechodzące łagodnie w ciemne ility brunatne 1,95–2,2 – ility jasnokremowe, spoiste, zwarte Orzeczenie palinologiczne (Słodkowska, 2020) HCl+	6/41 43

1	2	3	4	5	6	7	8
24	367	wk	Górki	175,0	3,2	Osady deluwialne na osadach mioceńskich 0,0–0,3 m – piaski drobnoziarniste, mułkowate 0,3–3,0 m – mułki ilaste, ility zwarte, kolor „pstry” od głębokości 2,8 m widoczne rdzawe plamy 3,0–3,2 m – mułki jasnoszare – zwietrzelina kredowa Orzeczenie palinologiczne (Słodkowska, 2020)	6/38 43
25	398	wk	Górki	ok. 174		Wypełnienie wertebu: osady deluwialne na osadach eoceńskich 0,0–1,2 m – piaski humusowe, szare 1,2–2,0 m – piaski drobnoziarniste, zielonkawe z glaukonitem	6/41
26	370	sm (WH)	Górki	176,0	3,0	Osady deluwialne na osadach eocenu 0,0–1,0 m – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste 1,0–1,6 m – piaski średnioziarniste z glaukonitem, zielonkawe 1,6–1,9 m – mułki ilaste zielonoszare, z glaukonitem, spoiście 1,9–2,0 m – ility jasnokremowe, spoiście, zwarte, HCl+, zmieszane z piaskami glaukonitowymi 2,0–3,0 m – ility jasnokremowe, spoiście, zwarte, HCl+ Orzeczenie palinologiczne (Słodkowska, 2020)	6/41
27	371	wk	Górki	177,0	2,0	Osady deluwialne na osadach mioceńskich 0,0–1,1 m – ility spoiście, tłuste, przełam brunatno-szary, z rdzawymi przemazami (od głębokości 0,5 m bardziej niebieskawo) 1,1–1,3 m – piaski pyłowate, szare, kwarcowe, 1,3–2,0 m – piaski drobnoziarniste, pyłowate, szare, kwarcowe Orzeczenie palinologiczne – 3 próbki	6/38
28	360	wk	Górki	181,0	2,0	Kontakt osadów zastoiskowych z osadami mioceńskimi 0,0–1,2 m – mułki ilaste, spoiście, jasnoszare „siwe” 1,2–1,7 m – mułki ilaste, HCl–, szaro-rdzawe, z brunatnymi plamami 1,7–2,0 m – mułki słabo spoiście, szare, HCl–	25/38
29	361	wk	Górki	184,0		Wychodnie osadów zastoiskowych w stoku (spod glin): 0,0–0,3 m – piaski średnioziarniste ze żwirami skał północnych (sypią się w stoku z gliny) 0,3–0,9 m – piaski drobnoziarniste, mułkowate 0,9–1,1 m – pyły sypkie, szarobeżowe „siwe” 1,1–1,6 m – pyły sypkie, słabo spoiście, szarobeżowe 1,6–2,0 m – mułki szare	24/25
30	362	wk	Pasieka	190,0	2,0	Wychodnie osadów zastoiskowych w stoku (spod glin) Kontakt osadów lodowcowych ze żwirami z serią zastoiskową 0,0–0,4 m – piaski zaglinione ze żwirami 0,4–1,0 m – mułki ilaste „siwe”, przechodzące w pyły 1,0–2,0 m – mułki ciemnoszare	24/25
31	55	wk	Pieszowola	190,0	1,5	Wychodnie osadów zastoiskowych, na południowym stoku Garbu Włodawskiego 0,0–1,2 m – mułki ilaste, zwarte, plastyczne, szare	25

1	2	3	4	5	6	7	8
32	14	od	Marianka		3,5	Morena czołowa akumulacyjna Osady typu ice-contact: litofacje GSm<GSh, o strukturze masywnej, pakiety zapadają w kierunku SW; miejscami pakiety Dm. Poniżej serii litofacje: SG, SGm oraz GSh Liczne głązy, w składzie petrograficznym dominują krzemienie i zwietrzałe głązy skał północnych	22
33	11	od	Marianka		2–3,5	Morena czołowa Masywne żwiry, litofacje GSm< GSh, miejscami pakiety Dm, w stropie mocno zapyłone. Na ścianie południowej zaburzenia glacitektoniczne – warstwy ciemnych, brunatnych ilów pionowo wciśnięte w żwiry Bardzo dużo głązów, o średnicy ok. 30–40 cm. W składzie petrograficznym dominują krzemienie, obecne mocno zwietrzałe głązy skał północnych	22
34	9	od (rów)	Marianka	ok. 200	1,7	Morena czołowa Osady neogeńskie prawdopodobnie w pozycjach zaburzonych glacitektonicznie, pod przykryciem osadów lodowcowych 0,0–1,0 m – pyły, żwiry i głązy (w tym dużo krzemieni) 1,0–1,7 m – iły ciemnobrunatne, zwarte, plastyczne, w postaci diapiru Analizy palinologiczne (Słodkowska, 2020)	22/37

od – odsłonięcie, sm – sonda mechaniczna, wk – wkop

Zgodnie z zatwierdzoną decyzją (z 21.03.2023 r.) dotyczącą realizacji „Projektu robót geologicznych wykonania 13 wierceń badawczych w ramach aktualizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusze: Wisznice (642), Sosnowica (679), Lubartów (713), Ostrów Lubelski (714), Orzechów Nowy (715), Kołacze (716) i Łaskarzew (636)” (nr decyzji DNGS-WPN.720.5.2022.KO) wykonano dwa wiercenia mechaniczne wiertnicą hydrauliczną typu WH: w Wygnance (punkt dok. 3) oraz w Górkach (punkt dok. 9).

Wyniki wyżej omówionych prac pozwoliły na weryfikację geochronologiczną i palinostratygraficzną badanych osadów i nową interpretację faktów geologicznych.

W ramach prac kameralnych zebrano i przeanalizowano dokumentację znajdującą się w Centralnej Bazie Danych Geologicznych (CBDG) i Banku Hydro (BH). Wybrano i zestawiono łącznie 80 otworów: dziewięć otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych), w tym trzy profile z jezior sosnowickich (Więckowski, Wojciechowski, 1971), dziewięć otworów głębokich badawczych, 61 otworów hydrogeologicznych oraz innych pochodzących z dokumentacji surowcowych. W pierwszej wersji omawianego arkusza dokumentacja obejmowała dane z 67 otworów, a brak metryczek zdecydowanie utrudniał weryfikację danych.

Profile otworów wiertniczych zestawiono graficznie z podziałem na otwory kartograficzne, głębokie i dodatkowe (te w których występują utwory paleogenu i neogenu). Profile otworów z jezior sosnowickich opisano na podstawie informacji uzyskanych z literatury (Więckowski, Wojciechowski, 1971).

Przeanalizowano dane pochodzące z materiałów autorskich z pierwszej wersji opracowania, dostępnej literatury oraz opracowań regionalnych i syntetycznych, w których zawarty jest aktualny stan wiedzy geologicznej, dotyczący zagadnień klimatostratygraficznych, paleogeomorfologicznych, strukturalnych i innych.

Synteza omawianych prac jest nowa mapa geologiczna w skali 1:25 000. Zmiany kształtu wydziałów oraz ich stratygrafii dokonano na podstawie wyników badań paleobotanicznych i datowań bezwzględnych metodami fizykochemicznymi (OSL) oraz obecnej wiedzy dotyczącej historii budowy geologicznej tego regionu w plejstocenie. Autorzy pierwszej wersji opracowania stratygrafię poszczególnych wydziałów opierali głównie na wynikach oznaczeń wieku metodą termoluminescencyjną (TL).

Wykonano nowy szkic geomorfologiczny (tabl. I) i dostosowano go do numerycznego modelu terenu oraz do nowej mapy geologicznej. Sporządzono także nowy szkic geologiczny odkryty (tabl. II) przedstawiający interpretację powierzchni podczwartorzędowej. Szkic ten uwzględnia dane z otworów zaznaczonych na mapie geologicznej.

Przekrój geologiczny A–B został poprowadzony przez zróżnicowane geologicznie obszary – rejon krasowy jezior sosnowickich od Białki na wschód, przez Sosnowicę i zachodni skłon Garbu Włodawskiego. Różnorodną budowę geologiczną południowo-zachodniej części Garbu Włodawskiego przedstawiono na profilu syntetycznym (rejon Turna–Holi). Pokazano na nim udokumentowane występowanie utworów paleogenu i neogenu interpretowanych wcześniej (Dolecki i in., 1987, 1990) jako gliny zwałowe budujące całą powierzchnię zachodniego skłonu Garbu Włodawskiego.

Zmiany wprowadzone w zaktualizowanej wersji arkusza Sosnowica w stosunku do pierwszej wersji opracowania dotyczą zarówno geometrii, jak i klasyfikacji osadów powierzchniowych oraz stratygrafii. Wynikają one z:

1. Udokumentowania paleobotanicznego osadów interglacjału mazowieckiego, które stanowią podstawę korelacji utworów czwartorzędowych w tym rejonie. Są to nowe stanowiska, zlokalizowane na obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej: Wygnanka (punkt dok. 3 – Pidek, 2020) i Sytyta (punkt dok. 8 – Hrynowiecka, 2020). Osady biogeniczne z tego interglacjału przykryte są osadami reprezentującymi słabo energetyczne środowiska sedymentacyjne, akumulowanymi podczas zlodowacenia Wisły (Vistulianu). Potwierdzają to wyniki datowań fizykochemicznych metodą OSL (Palczewski,

2020). Osady zlodowacenia Wisły (vistulianu), stanowiące przykrycie osadów interglacjału mazowieckiego, udokumentowano w punktach dokumentacyjnych 7 i 8 (Sytyta 1 i Sytyta 2) oraz 5 (w Kodeńcu) i 15 (w Sosnowicy);

2. Występowania niewielkich obniżzeń w powierzchni zbudowanej z osadów vistuliańskich wypełnionych osadami, w których zapisana jest późnoglacialna historia rozwoju roślinności. Dokumentuje to stanowisko Wyhalew (punkt dok. 6 – Sieradz, 2020);

3. Sekwencji osadów biogenicznych, dokumentujących zapis historii roślinności w późnym glacialu, nawierconych w osadach dennych jezior: Bialskiego (otw. 51), Białego Sosnowickiego (otw. 55) oraz Czarnego (otw. 53) (tabl. III) i związaną z tym okresem genezę powstania jezior w rejonie Białki i Sosnowicy. Początek akumulacji jeziornej miał miejsce w *allerødzie*. Wskazuje na to wynik datowania metodą ^{14}C uzyskany dla próbki z torfów (Jezioro Białe Sosnowickie) z głębokości 11 m – $11,235 \pm 0,14$ ka BP (Więckowski, Wojciechowski, 1971; Dolecki i in., 1990).

4. Występowania udokumentowanych paleobotanicznie osadów jeziornych z interglacjału ferdynandowskiego w stanowisku Sosnowica (otw. 56) (Janczyk-Kopikowa, 1984), przewierconych między dwoma poziomami glin zwałowych (Dolecki i in., 1990).

Z wyników badań i rozpoznania geologicznego na sąsiednich arkuszach Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 z rejonu Polesia, takich jak: Łuków i Siedlce (Małek, 2011; Kucharska, Żarski, 2019; Żarski, Kucharska, 2019), wynika jednoznacznie, że na południe od Łukowa i Radzyna Podlaskiego na powierzchni terenu odsłaniają się głównie osady wodnolodowcowe zlodowaceń środkowopolskich, natomiast osady glacialne reprezentowane są przez osady zlodowacenia Sanu 2. Potwierdzają to wyniki prac prowadzonych w tej części Podlasia (Małek, Pidek, 2007; Żarski, 2008, 2009; Żarski i in., 2009; Małek, 2011; Marks i in., 2016; Hrynowiecka i in., 2019; Żarski, Kucharska, 2019; Górecki i in., 2022).

Linie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowaceń środkowopolskich zaznaczono w okolicach Chełma (Zaborski, 1927; Mojski, Rühle, 1965; Mojski, 1972; Mojski, Trembaczowski, 1973, 1974). W dotychczasowych opracowaniach tego regionu (Mojski, Trembaczowski, 1973, 1974; Buraczyński, Wojtanowicz, 1980–1981; Dolecki i in., 1994) implikowało to poglądy, że na powierzchni terenu występują powszechnie osady zlodowaceń środkowopolskich, w tym moreny czołowe, m.in. na powierzchni Garbu Włodawskiego (szeroką strefą od Sosnowicy aż do Różanki nad Bugiem – Mojski, Trembaczowski, 1974). Zatem na obszarze Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej wyróżniano zasięgi lądolodu recesyjnych stadiałów: uhruskiego, włodawskiego oraz faz łączynskiej i parczewskiej zlodowacenia Odry (Buraczyński, Wojtanowicz, 1980–1981; Buraczyński i in., 1980). Poglądy te miały wpływ na interpretację osadów oraz genezy form występujących na omawianym obszarze

(Buraczyński, Wojtanowicz, 1980–1981, 1982; Buraczyński, 1984), jak np. rozległych powierzchni uznanych za powierzchnie kemów w okolicach Holi i Turna w pierwszej wersji arkusza Sosnowica (Dolecki i in., 1990).

Obecny stan wiedzy dotyczący zasięgu lądolodu plejstoceniowego oraz klimatostratygrafii tej części Polski, a także wyniki ostatnio prowadzonych prac i badań świadczą o tym, że taka interpretacja nie jest uzasadniona. Granica zasięgu lądolodu korelowanego ze zlodowaczeniem Odry (Warty) przebiegała kilkadziesiąt kilometrów na północ i północny zachód od omawianego obszaru (Pidek, 2003; Żarski, 2004, 2006, 2007, 2008; Żarski, Krupiński, 2005; Małek, Pidek, 2007; Żarski i in., 2009; Pidek i in., 2011; Czubła i in., 2013, 2019; Terpiłowski i in., 2013, 2014; Godlewska, 2014; Hrynowiecka i in., 2014, 2019; Marks i in., 2016, 2018).

Kluczowym argumentem determinującym reinterpretację budowy geologicznej obszaru arkusza Sosnowica i obszarów arkuszy sąsiednich (Żarski, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023a, b) jest występowanie i pozycja udokumentowanych paleobotanicznie licznych stanowisk osadów interglacjału mazowieckiego na obszarze południowego Podlasia i zachodniego Polesia (Krupiński, Nitychoruk, 1991; Nitychoruk, 1994; Krupiński, 2000; Nitychoruk, Gałazka, 2006, 2008; Małek, Pidek, 2007; Żarski, 2008, 2009; Żarski i in., 2009; Marks i in., 2016; Żarski, Morawski, 2018, 2019; Hrynowiecka i in., 2019). Jeziorne i biogeniczne osady z interglacjału mazowieckiego wypełniają kopalne obniżenia i powstały już po zaniku lądolodu zlodowaczenia Sanu 2 (Pidek, 2003; Terpiłowski i in., 2014; Hrynowiecka, Pidek, 2017; Hrynowiecka i in., 2019). Potwierdzają to wyniki badań ze stanowisk Wygnanka (Pidek, 2020) i Sytyta (Hrynowiecka, 2020) wykonanych w ramach prezentowanego opracowania. Omawiany obszar Zakłęśłości Sosnowickiej i Garbu Włodawskiego znajdował się zatem w strefie ekstraglacjałnej zlodowaceń środkowopolskich, a ostatnim lądolodem, który go przykrył, był lądolód zlodowaczenia Sanu 2.

* *

*

Zarys historii badań na omawianym obszarze, przedstawiony poniżej, uwzględnia także opracowania, które ukazały się po wydaniu pierwszej wersji arkusza Sosnowica.

Omawiany obszar położony jest na zachodnim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej. Budowa geologiczna krystaliniku została rozpoznana na podstawie profili wierceń sięgających podłoża krystalicznego, profilowań sejsmicznych programu Celebration 2000 (np. profil CEL05 w: Grad i in., 2006) oraz wyników badań fizykochemicznych i datowań izotopowych (Krzemińska in., 2017).

Opisywany obszar leży w strefie szwu tektonicznego, który powstał w późnym paleoproterozoiku (1790 Ma) w wyniku skośnej kolizji Sarmacji z Fennoskandią (Bogdanowa i in., 2015;

Krzemińska i in., 2017; Narkiewicz, 2020). W obu skorupowych częściach platformy wyraża się to istnieniem odmiennych i różnowiekowych skał w podłożu krystalicznym oraz różną historią ich rozwoju sięgającą ponad 2000 Ma w przypadku zachodniej części Sarmacji (Krzemińska i in., 2017; Narkiewicz, 2020). Oznaczenie wieku bezwzględnego metodą izotopową U-Pb wykonano na cyrkonach pozyskanych z granitoidów (Krzemińska i in., 2011). Opisywany obszar leży w granicach jednostki tektonicznej określanej jako struktura zrębowa lubelsko-podlaska, obejmująca jednostki kratonów Sarmacji i Fennoskandii (Znosko, 1962, 1979; Żelichowski, 1972; Narkiewicz i in., 2015; Krzemińska i in., 2017; Mazur i in., 2017).

Obszar omawianego arkusza położony jest w strefie peryferycznej względem tzw. Północnego Rejonu Węglowego wchodzącego w skład Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW). W latach 60. i 70. XX w. wykonano wiele opracowań związanych z rozpoznaniem i udokumentowaniem złóż węgla kamiennego we wschodniej Lubelszczyźnie. Program badań karbonu węglowego obejmował wykonanie wielu otworów badawczych oraz szeroki zakres badań geofizycznych i laboratoryjnych. Wynikami tych prac były dokumentacje złóż i liczne publikacje naukowe, z których do ważniejszych należą prace Żelichowskiego (1964, 1968, 1979) i Porzyckiego (1965, 1973, 1982) oraz Dembowskiego i Porzyckiego (1988). Pełne zestawienie ówczesnej bibliografii dla LZW zawierają opracowania Morawskiego i Nowaka (1977, 1983). Wyniki badań naukowych prowadzonych w celu rozpoznania geologiczno-surowcowego LZW prezentowano na Zjazdach Polskiego Towarzystwa Geologicznego (PTG). Opublikowano je w pracach zbiorowych: Przewodniku 42. Zjazdu PTG w 1970 r. oraz Przewodniku 56. Zjazdu PTG w 1984 r. Jednak odkrycie złóż węgla kamiennego na Lubelszczyźnie zawdzięczamy pracom Samsonowicza prowadzonym przed 1939 r. Historia tego odkrycia przedstawiona jest w pracy Makowskiego (1962). Do ważnych opracowań syntetycznych dotyczących utworów karbońskich należą:

[...] osady karbońskie w Zagłębiu Lubelskim – Praca zbiorowa, 1966; Budowa geologiczna obszaru lubelskiego – opracowanie zbiorowe pod kierunkiem Żelichowskiego (1969) czy Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego – praca zbiorowa pod redakcją Żelichowskiego i Kozłowskiego (1983).

Na obszarze arkusza Sosnowica znajduje się dziewięć otworów dokumentujących utwory karbońskie (tabl. IV). Najgłębszym z nich i opracowanym litostratygraficznie jest otwór Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) (tabl. V), znajdujący się w okolicach Pieszowoli na Garbie Włodawskim (fig. 2) (Miłaczewski, red., 1975).

Nowszymi opracowaniami dotyczącymi wykształcenia i litostratygrafii utworów karbońskich w tym rejonie są prace Zdanowskiego, głównie o charakterze interpretacyjnym i monograficznym, np. Atlas geologiczny LZW (Zdanowski, red., 1999), publikacja omawiająca podział litostratygraficzny karbonu Polski i Ukrainy (Zdanowski, Shulga, 2003) czy monografia karbonu lwowsko-wołyńskiego w korelacji z karbonem lubelskim (Shulga, Zdanowski, 2007). O rozpoznaniu złóż węgla kamiennego i boksytów w LZW traktuje praca Zdanowskiego (2007).

Opracowanie regionalne dotyczące tektoniki regionu lubelskiego oparte na interpretacjach sejsmiki zawierają m.in. prace: Krzywca i Narkiewicza (2003), Narkiewicza (2003), Krzywca (2007), Narkiewicza i innych (2007) oraz Mazur i innych (2017).

Zagadnieniami tektoniki utworów kenozoicznych zajmował się Henkiel (1984a), który wyróżnił strefy lineamentów, m.in. na Garbie Włodawskim oraz dwie równoległe linie tektoniczne w osiach obniżen powierzchni podczwartorzędowej w południowo-zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Na związek pomiędzy planem strukturalnym kompleksu mezo-kenozoicznego a paleorzeźbą wskazywali Harasimiuk i Henkiel (1981, 1984). Według nich związek ten uwidacznia się m.in. w niewielkich strukturach tektonicznych w górotworze kredowym oraz zależnościach hydrogeologicznych w utworach mezozoicznych, a także w powiązanych z nimi procesach krasowych (Herbich, 1980; Harasimiuk, Henkiel, 1981, 1984; Zwierzchowski, 1989; Dobrowolski, 1995; Dobrowolski, Harasimiuk, 2002; Dobrowolski, 2006).

Na charakter wykształcenia powierzchni stropu kredy zwracał uwagę Harasimiuk (1975). Zróżnicowanie tej powierzchni, w zależności od jej litologii, miało istotne znaczenie dla intensywności rozwoju procesów krasowych w paleogenie.

Na temat roli denudacji chemicznej w paleogenie oraz rozwoju rzeźby w neogenie pisał Maruszczak (2001). Oszacował on tempo tej denudacji, wskazując na dziesiątki metrów dla obszarów zbudowanych ze skał górnokredowych, analizował procesy denudacji (w tym denudacji chemicznej), które odegrały istotną rolę morfotwórczą. Denudacja, w tym denudacja chemiczna, miała miejsce aż do wczesnego plejstocenu i powinna być brana pod uwagę w rozważaniach o paleogeografii tego obszaru.

Na obecność zjawisk krasowych na Polesiu zwrócili uwagę w latach dwudziestych XX w. Zaborski (1926, 1927), a później Rühle (1935). Zespół form krasowych w dolinie Tyśmienicy, na południe od Parczewa, opisał Jahn (1947). Termin krasu kredy piszącej wprowadził Maruszczak (1966), wyróżniając formy krasu powierzchniowego (z typem krasu normalnego i reprodukowanego, gdzie powierzchnia skał węglanowych znajduje się pod przykryciem mineralnym o miąższościach od kilku do kilkunastu metrów) oraz formy krasu kopalnego. Formy krasu powierzchniowego występują

na obszarze arkusza Sosnowica, w rejonie jezior sosnowickich, jednak autorzy pierwszej wersji arkusza nie ustosunkowali się do tego zagadnienia.

Geneza krasowa jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego została opisana w wielu publikacjach, z których należy wymienić klasyczną dla tego zagadnienia pracę Wilgata z 1954 r. oraz późniejsze prace dotyczące genezy i ewolucji wielu zbiorników wodnych (m.in. Bałaga i in., 1993b, 1996b; Bałaga, 2002, 2004, 2007; Janiec, 2014).

Na skomplikowane zależności między rozwojem zjawisk krasowych, uszczelinowieniem górotworu kredowego, rozwojem procesów peryglacjalnych z kluczową rolą permafrostu na obszarze Polesia wskazywali i omawiali w swych opracowaniach Dobrowolski i Harasimiuk (2002) oraz Dobrowolski (2004, 2006). Proces degradacji wieloletniej zmarzliny rozpoczął się w alerødzie, lecz najintensywniej procesy te zachodziły na przełomie młodszego dryasu i preboreału (wpływając na morfogenezę obszaru Polesia). Potwierdzają to wyniki licznych prac paleobotanicznych oraz wyniki datowań bezwzględnych (m.in. Bałaga i in., 1992; Bałaga, 2002; Pietruczuk, 2015, 2016, 2017). Całkowity zanik zmarzliny i uruchomienie systemów wodonośnych w górotworze kredowym nastąpił w okresie borealnym holocenu (Dobrowolski, 2006; Pietruczuk, 2015, 2016, 2017), co było głównym impulsem do powstania zbiorników jeziornych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego.

Badania dotyczące wykształcenia osadów czwartorzędowych są głównie pokłosiem prac geologicznych prowadzonych w latach 80. XX w. w rejonie zarówno Garbu Włodawskiego, jak i Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Należy tu wymienić opracowanie Doleckiego i Wojtanowicza (1992), w którym przedstawiono m.in. wnioski z prac kartograficznych prowadzonych na obszarze arkusza Sosnowica. Bazując na interpretacji wyników TL, stwierdzili oni, że badany obszar pokryty był aż pięciokrotnie lądolodem w czasie zlodowaceń: Nidy, Narwi, Sanu, Liwca i Odry. Należy dodać, że paleobotanicznie udokumentowano jedynie serię nawierconą w Sosnowicy i korelowaną z interglacjalem ferdynandowskim (Janczyk-Kopikowa, 1984). Bardziej syntetyczne jest opracowanie dotyczące obecności zlodowaceń środkowopolskich w południowej części Polesia Lubelskiego (Buraczyński, Wojtanowicz, 1980–1981). Autorzy ci przyjmowali, że linia maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego znajdowała się na wysokości Rejowca i Chełma, czyli znacznie dalej na południe od Garbu Włodawskiego. Wyróżniali ciągi oscylacyjne moren korelowane z fazami: łączyńsko-kowelską, lubomelską, szacką, włodawską, parczewską i najdalej na północy łukowsko-kodeńską (w: Zaleski, 1999). Bazując na tej tezie, wyróżniano (Buraczyński, Wojtanowicz, 1980–1981) zespoły form wodnolodowcowych pochodzące z deglacjacji, takie jak: moreny martwego lodu czy kemy (w Turnie i Holi). Jak wykazały prace aktualizacyjne, taka interpretacja nie ma potwierdzenia w osadach.

Z prac o zasięgu regionalnym, dotyczących zasięgu łądολου zlodowaceń środkowopolskich na południowym Podlasiu, należy wymienić następujące publikacje: Harsimiuk i inni (2004), Godlewska (2014), a na obszarze Polesia Zachodniego: Lindner i inni (1991, 2007) oraz Marks i inni (2016).

Opracowania kartograficzne obejmujące omawiany obszar są nieliczne. Są to, cytowana w pierwszej wersji arkusza Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Lublin 1:300 000 i wykonana dla niej mapa podstawowa w skali 1:100 000 (Różycki, 1946; Pożaryski, Rühle, 1949) oraz Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Włodawa (Mojski, Trembaczowski, 1973, 1974). Z map seryjnych należy wymienić Mapę Geośrodowiskową Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica (Ptak i in., 2011), Mapę Litogenetyczną Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica (Rumiński, 2007) i Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000 (Czerwińska-Tomczyk, Zwoliński, 2004).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Omawiany obszar należy do makroregionu Polesia Zachodniego (Kondracki, 2009). W okolicy Sosnowicy znajduje się styk trzech, wymienionych poniżej mezoregionów (fig. 1).

Zakłęśłość Sosnowicka obejmuje centralną i północną część obszaru objętego arkuszem mapy. Jest to rozległy i monotony teren położony na wysokościach od 152 do 159 m n.p.m. i deniwelacjach sięgających zaledwie kilku metrów (spadki poniżej 20 m). Ograniczony jest od południowego wschodu wyniesieniem Garbu Włodawskiego, a na południowym zachodzie łączy się poprzez jeziora sosnowickie z Pojezierzem Łęczyńsko-Włodawskim (Kondracki, 2009). Zakłęśłość zajmują liczne tereny podmokłe, poprzecinane kanałami melioracyjnymi. Naturalne ciek wodne to rzeki Piwonia i Zielawa. Pośród tej monotony powierzchni Zakłęśłości Sosnowickiej na uwagę zwracają niewielkie izolowane „wyspy” wznoszące się zaledwie od 2 do 3 m ponad otaczającą powierzchnię. Na wyspach tych znajdują się wsie m.in.: Chmielów, Czortówka, Lubiczyn, Zaliszcze czy Hołowno, co wskazuje na to, że były to miejsca predysponowane do osadnictwa w czasach przed przeprowadzeniem prac melioracyjnych na Polesiu.

Garb Włodawski jest rozległym wzniesieniem sięgającym powyżej 190 m n.p.m., a miejscami nawet do 212 m n.p.m. oddzielającym obniżenie Zakłęśłości Sosnowickiej od obniżenia Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego na południu. Garb porośnięty jest lasami i stanowi naturalną dominantę w tym dosyć monotonym krajobrazie. Oś morfologiczna Garbu przebiega z NE na SWW. W granicach obszaru arkusza Sosnowica znajduje się południowo-zachodnia jego część, z kulminacjami sięgającymi powyżej 200 m n.p.m. Na wierzchołkach tego Garbu zachowały się izolowane wzgórza sięgające do 212 m n.p.m. (okolice Marianki).

Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie znajduje się w strefie obniżonej, pomiędzy Garbem Włodawskim na północy a pagórami Chełmskimi na południu. Północny jego fragment znajduje się w rejonie Sosnowicy. Znajdują się tam jeziora: Białskie, Białe Sosnowickie i Czarne zwane jeziorami sosnowickimi. Towarzyszą im liczne stawy hodowlane, niektóre już z ponaddwustuletnią historią (Anielski, Hetman). Równina (pojezierze) to obszar podmokły, zatorfiony z licznymi jeziorami o genezie krasowej. Wilgat (1954) wyróżnił na tym terenie 68 jezior.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska występuje w południowej części terenu arkusza (tabl. I), na powierzchni Garbu Włodawskiego (od wysokości 190 do 195 m n.p.m.), a w okolicach Pasieki, Pieszowoli, Marianki oraz Holi, Turna i Horostyty nieco niżej (od wysokości 180 m n.p.m.). Autorzy pierwszej wersji arkusza, część powierzchni w okolicy Holi i Turna, a także Marianki, zbudowanej z pyłów typu zwietrzelinowego, interpretowali jako powierzchnie kemów, co obecnie nie ma uzasadnienia biorąc pod uwagę osady z których są zbudowane oraz ich położenie. Jest to rozległa płaska powierzchnia wysoczyzny polodowcowej. Wysoczyzna stanowi część Garbu Włodawskiego ograniczoną od zachodu, południa i północy obniżeniami. Obecnie powierzchnie te zaklasyfikowano do wysoczyzny morenowej płaskiej.

Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne tworzą izolowane pagórki, położone powyżej 200 m n.p.m. Najwyższe z nich osiągają wysokość 212 m n.p.m. Stanowią one kulminację Garbu Włodawskiego. Wysokości względne omawianych form wynoszą od 5 do 10 m. Stoki moren są raczej połogie, co wskazuje na znaczny stopień ich zdenudowania. Moreny czołowe występują w okolicach Pieszowoli i Marianki, gdzie jest ich najwięcej, a także na wschód i południowy wschód od Zamoźdzycza.

W okolicy Marianki znajduje się kilka odkrywek. Osady z nich są eksploatowane ze względu na znaczną obecność żwirów i głazów, w tym lokalnych (punkty dokumentacyjne 32, 33). Utwory te zaliczono do moren czołowych akumulacyjnych, lokalnie jednak, mogą mieć charakter moren czołowych spiętrzonych, o czym świadczą widoczne w odsłonięciach zaburzenia warstwy iłów brunatnych w postaci wyciśniętych diapirów (punkty dok. 33 i 34). Mogą to być zaburzone głacitektonicznie utwory neogeńskie (Słodkowska, 2020).

Ciekawą formą morenową jest izolowany pagórek położony w obrębie doliny, przy drodze Turno–Hola. Wznosi się na około 3 m ponad powierzchnię dna doliny. W pierwszej wersji opracowania forma ta nie została zaznaczona ani na mapie, ani na szkicu geomorfologicznym.

Formy wodnolodowcowe. Równiny wodnolodowcowe. Osady wodnolodowcowe występują w północno-zachodniej części omawianego obszaru, na terenie należącym do Zakłęsłości Sosnowickiej. Ich wychodnie są nieliczne, ponieważ powszechnie występują pod cienkim

przykryciem młodszych osadów (facji rzeczno-rozlewiskowych). Fragmentarycznie, na powierzchni terenu, równiny wodnolodowcowe odsłaniają się w rejonie Chmielowa, Pacholi i Czortówki (ok. 154 m n.p.m.) oraz w okolicy Żniarek (157 m n.p.m.) blisko zachodniej granicy terenu arkusza.

Na powierzchni Garbu Włodawskiego występują pomiędzy wsiami Pieszowola-Hołodyska i Pieszowola-Czołoma, otulając wzgórza morenowe. Powierzchnia zbudowana z osadów wodnolodowcowych położona jest tu stosunkowo wysoko, tzn. powyżej 180 m n.p.m. Pokrywy wodnolodowcowe występują także w okolicy Turna „płatem” równoległym do skłonu wysoczyzny i wzdłuż doliny (wysokości około 180 m n.p.m.). Występują również na skłonie wysoczyzny na południe od wsi Zamołodycze (na zbliżonej wysokości do 183 m n.p.m.), a także w okolicy Marianki.

Powierzchnie wodnolodowcowe na Garbie Włodawskim były wyznaczane przez autorów pierwszej wersji opracowania podobnie, jak przez autorów aktualizacji. Natomiast na obszarze Zakłęstości Sosnowickiej w pierwszej wersji wyznaczano je, nie uwzględniając ich przykrycia młodszymi osadami. O obecności pokryw wodnolodowcowych (pod cienką pokrywą młodszych osadów) bardzo dobrze świadczy występowanie na powierzchni terenu głazów narzutowych (np. w rejonie Chmielowa, Korony, Czortówki).

Obszary zastoiskowe występują w strefie południowo-zachodniego skłonu Garbu Włodawskiego. W okolicy Górek, w stoku, wyłaniają się spod osadów glacialnych (glin zwałowych) na wysokości około 195 m n.p.m.

Na powierzchni Garbu Włodawskiego obszary te występują pomiędzy Pasięką a Pieszowolą na wysokościach od 190 do 195 m n.p.m., na północ od Izabelina (przy drodze do Turna, gdzie znajdują się wąskie listwy osadów zastoiskowych położone na wysokości około 177 m n.p.m.) i na północnym skłonie wysoczyzny (przy drodze Turno-Hola) na wysokości około 168–170 m n.p.m.

Autorzy pierwszej wersji opracowania (Dolecki i in., 1990) za osady zastoiskowe uznali występujące na południe od Krzywowierzby holocenijskie osady jeziorne.

Rynną subglacialną wykorzystaną przez rzeki i częściowo przez nie przekształconą jest prawdopodobnie dolina rozcinająca wysoczyznę Garbu Włodawskiego pomiędzy Holą a Turnem. Jest ona elementem bardzo czytelnym w terenie i charakterystycznym morfolineamentem. Długość doliny wynosi około 6 km, a szerokość około 1 km. Dolina ma prostolinijne krawędzie, a jej oś jest zorientowana NW–SE, czyli prostopadle do głównej osi morfologicznej Garbu Włodawskiego.

Autorzy pierwszej wersji opracowania formę tę interpretowali jako dolinę wód roztopowych o założeniach tektonicznych. Do tezy założeń strukturalnych dla tej doliny przychyliła się także autorka niniejszego opracowania.

Dolinki (erozyjno-denudacyjne) rozcinają powierzchnię Garbu Włodawskiego. Tworzą dosyć czytelny system odwadniający strefę dawnego postoju czoła lądolodu. Są to dolinki wąskie, których osie są generalnie zgodne z ukierunkowaniem opisanej powyżej formy rynnowej (czyli NW–SE). Występują one w rejonie Zamołodycza, Marianki oraz Izabelina.

Formy eoliczne. Wydmy, równiny (pokrywy) piasków przewianych oraz równiny lessowe występują zarówno na powierzchni Zakłęśłości Sosnowickiej, pokrywając powierzchnie równin pojeziernych, jak i na Garbie Włodawskim, tj. na wysoczyźnie polodowcowej i na piaszczystych pokrywach wodnolodowcowych.

Na powierzchni Zakłęśłości Sosnowickiej wydmy paraboliczne rozwinięte są w okolicy Uhnina (na powierzchni powyżej 160 m n.p.m.) i dalej pasem ciągną się u podnóża Garbu Włodawskiego (tj. na północ od Holi i w kierunku Zamołodycza). Wydmom tym towarzyszą dosyć cienkie pokrywy (równiny) piasków przewianych rozwinięte na osadach jeziorzyskowych (na północ od Sosnowicy w okolicy Bohutyna oraz na północ od Jeziora Białego Sosnowickiego) lub na osadach wodnolodowcowych (na północ od stawów Hetman i Anielskiego).

Wydmy znajdują się na skłonie Garbu, pomiędzy miejscowościami Górki i Czołomna. Są to klasyczne wydmy paraboliczne, o wysokościach względnych od 4 do 5 m (ich kulminacje sięgają do 198 m n.p.m.). Nieco mniejsze formy eoliczne znajdują się dalej w kierunku wschodnim, tj. na wschód od Marianki i od Zamołodycza. Wydmom towarzyszą pokrywy piasków przewianych, natomiast w rejonie Pasieki, południowe ramiona wydm przykrywają bezpośrednio powierzchnię wysoczyznową. Wydmy rozwinięte na powierzchni Garbu Włodawskiego występują na wschód i południowy wschód od omawianego terenu, na obszarach arkuszy Kaplonosy i Kołacze (Żarski, Morawski, 2018, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023).

Znaczący zespół form pochodzenia eolicznego znajduje się w okolicy jezior sosnowickich. Są to wydmy w okolicy Jeziora Czarnego (wokół torfowiska Czarne Bagno), gdzie mają wysokości względne od około 2 do 3 m, a ich partie szczytowe osiągnęły wysokość około 165–167 m n.p.m.

Równiny lessowe występują na powierzchni Zakłęśłości Sosnowickiej. Są to płaskie powierzchnie zbudowane z drobnofrakcyjnych osadów, głównie pyłów, które nie tworzą form akumulacyjnych, lecz pokrywają jednolicie powierzchnie równin jeziornych lub rzeczno-rozlewiskowych. Występują w okolicy Kodeńca, w centralnej części omawianego obszaru (na wysokościach od 158 do 159 m n.p.m.). W zachodniej części omawianego obszaru, pomiędzy Dębową Kłodą a Uhninem tworzą jednolitą powierzchnię zbudowaną z pyłów, które w okresach wietrznych i suchych, unoszą się w powietrzu. W okolicy Hołowna, stanowią eoliczną nadbudowę (ok. 156 m n.p.m.) osadów facji rzeczno-rozlewiskowych.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych występują głównie w północno-wschodniej i w centralnej części omawianego obszaru Zakłęśłości Sosnowickiej. Są to dna dolin Piwonii oraz Zielawy i jej dopływu Żylawki. W rejonie od Bohutynia do Mościsk dno doliny Piwonii ma szerokość do około 1 km. Dno doliny Zielawy występuje szerokim (nawet do ok. 3 km) pasem pomiędzy Wyhalewem a Hołownem. Obecnie jest to obszar zmeliorowany, jednak po intensywnych opadach woda utrzymuje się tu długo.

Obszary pomiędzy Białką a Uhninem, zaliczone przez Doleckiego i innych (1990) do den dolin rzecznych, autorka zakwalifikowała do rozległych równin torfowych.

Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych są dobrze czytelne w rzeźbie i związane głównie z doliną rzeki Piwonii. Zachowały się w wokół „wyspy” Czortówki oraz poniżej Przewłoki, a także pomiędzy Hanowem a Bednarzówką.

[...] tarasy te zaznaczają się tylko miejscami wyraźną krawędzią, zwykle są to tylko spłaszczenia w strefie pomiędzy równiną pojezierną a doliną rzeczną, w której dno zwykle łagodnie przechodzą.

oraz

[...] taras nadzalewowy wyraźniej się rysuje w dolnych odcinkach dolinnych, zanika natomiast w górnych (Dolecki i in., 1990).

Tarasy akumulacyjne położone są od około 1 do 2 m n.p. rzeki.

Tarasy erozyjne w dolinach rzecznych. Taras erozyjny występuje na północny wschód od Przewłoki, na wysokości miejscowości Kolano (już na obszarze arkusza Wisznice). Wycięty jest wzdłuż doliny, którą obecnie płynie niewielki, bezimienny ciek. Dolinka ta kontynuuje się w kierunku północno-wschodnim (w kierunku Wisznic). Powierzchnia tarasu jest dobrze czytelna, łagodnie nachylona w kierunku dolinki i położona około 2 m ponad jej dnem. W powierzchni tarasu odsłaniają się osady wodnolodowcowe.

Niewielki fragment tarasu erozyjnego zachował się na południowy wschód od Marianki, przy drodze do Lubiczyna. Powierzchnia tego tarasu wznosi się nieco ponad 1 m ponad dno doliny i zbudowana jest z osadów wodnolodowcowych. Tarasy erozyjne występują także na wschód od Dębowej Kłody i na południe od Korony (w dolinie Piwonii).

Równiny rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne) znajdują się na wysokościach od 156 do 158 m n.p.m. i tworzą dosyć płaską i monotonną powierzchnię w północno-zachodniej części i mniejsze powierzchnie w centralnej części omawianego terenu. Niektóre fragmenty tej powierzchni położone są około 2–3 m ponad otaczającą równiną i tworzą „wyspy”: Przewłoki, Czortówki i Lubiczyna oraz Korony czy Hołowna.

Pod powierzchnią równiny rzeczno-peryglacjalnej (niweofluwialnej) znajdują się osady wodno-lodowcowe, które lokalnie odsłaniają się na powierzchni terenu (np. na tarasach erozyjnych). Omawiane równiny przylegają także do północnych skłonów Garbu Włodawskiego (od Sosnowicy do Krzywowierzby) na wysokościach do 160 m n.p.m., gdzie miejscami przykrywają osady lodowcowe.

Formy denudacyjne. Dolinki denudacyjne występują na stokach Garbu Włodawskiego (m.in. na północ od moren okolic Marianki oraz na południowych skłonach Garbu w rejonie Kułakowa i Wołoskowoli (SE część obszaru arkusza). Równoleżnikowo ukierunkowana dolinka denudacyjna o łagodnych zboczach znajduje się na południe od Przewłoki, przy północnej granicy terenu.

Dobrze rozwinięta dolinka denudacyjna występuje także na północ od Żniarek (północno-zachodnia część obszaru arkusza) i dochodzi do doliny Piwonii.

Długie stoki stanowią wyraźny element w morfologii skłonu Garbu Włodawskiego. Rozwinięte są w jego części południowo-zachodniej (długie stoki w okolicy Górek). Podkreślają także, szczególnie od strony zachodniej, powierzchnię wysoczyzny okolic Turna i Holi. Według autorów pierwszej wersji opracowania długi stoki podkreślały wyniesienia kemów Turna i Holi.

Ostaniec. Ostaniec zbudowany z osadów lodowcowych znajduje się na Zakłęsłości Sosnowickiej pomiędzy Krzywowierzbą a Sytytą (157 do 160 m n.p.m.). Wznosi się zaledwie od 1 do 4 m (w najwyższej części) ponad powierzchnię równiny torfowej (od strony wschodniej) i przylega do równiny jeziornej (od południa), będącej starym dnem jeziora. Mniejszy ostaniec znajduje się w dolinie na północny wschód od Holi.

Formy jeziorne. Równiny jeziorne występują powszechnie na omawianym obszarze i tworzą monotony, płaski krajobraz Zakłęsłości Sosnowickiej. Zbudowane są z osadów niweolimnicznych. Najniżej występują w rejonie Lubiczyna (152–155 m n.p.m.) oraz w rejonie Bednarczówki, po obu stronach doliny Piwonii (do Dębowej Kłody) i na południowy zachód od Uhnina. W okolicy Hołowna (między rozlewiskami Zielawy a Kanałem Wieprz–Krzna) oraz na północ od Antopola położone są na wysokościach od około 154 do 155 m n.p.m.

W rejonie Dębowej Kłody znajdują się na wysokości 157–158 m n.p.m., a koło Kolonii Uhnin – 157 m n.p.m., podobnie we wschodniej części obszaru, przy granicy z arkuszem Kaplonosy.

Równiny jeziorne (stare dna jezior) występują wokół misy Jeziora Czarnego, gdzie stanowią strefę plażową rozwiniętą wokół wschodnich i południowo-wschodnich jego brzegów i Jeziora Bialskiego (Dolecki i in., 1990), gdzie występują od jego północnej i północno-zachodniej strony.

Formy krasowe. Obszary występowania zjawisk krasowych zaznaczono na południe od Sosnowicy. Formy krasu powierzchniowego występują w postaci lejów krasowych,

(wertebów i uwałów) o różnych kształtach. Nagromadzenie tych form znajduje się pomiędzy Sosnowicą a Górkami. Jest to strefa położona na zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego, należąca już do Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego.

Werteby są zagłębieniami bezodpływowymi o zarysie okrągłym bądź wydłużonym o średnicach do kilkunastu metrów. Tworzą charakterystyczną dla tego typu form krasowych, urozmaiconą i chaotyczną rzeźbę. Uwały reprezentują połączone ze sobą systemy wertebów. Formy tego typu powstały w wyniku erozji chemicznej znajdującego się blisko powierzchni podłoża węglanowego (Wilgat, 1950, 1954). Stanowią specyficzny typ krasu znanego w literaturze jako tzw. kras kredy piszącej (Maruszczak, 1966). Powszechnie występuje on we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i na Polesiu Zachodnim (Dobrowolski, 2006). W pierwszej wersji opracowania, formy te zaliczono do drobnych zagłębień o różnej genezie.

Jeziora sosnowickie (Białskie, Białe Sosnowickie i Czarne) należą do zespołu jezior krasowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Rozwinęły się w strefie występowania kulminacji podłoża kredowego. Mają one typowe dla jezior krasowych, owalne i regularne brzegi (Wilgat, 1954, 2002; Maruszczak, 1966; Bałaga i in., 1993b, 1996a, b; Bałaga, 2002).

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe występują dosyć powszechnie na omawianym obszarze, głównie w strefie Zakłęsłości Sosnowickiej. Występują na powierzchni równin jeziornych, np. na południe od Hołowna, w okolicy doliny Zielawy i u podnóża Garbu Włodawskiego (okolice Krzywowierzby).

W centralnej części obszaru występują w okolicy Uhnina i na południe od Kodeńca, na wschód od Krzywowierzby oraz w okolicy jezior sosnowickich i stawów. W dolinie rzeki Piwonii, na południe od Sosnowicy, osiągają szerokość ponad 1 km. W północnej części obszaru równiny torfowe znajdują się m.in. wzdłuż dolin Zielawy, Żylawy i Kodenianki.

Formy antropogeniczne. Groble, kanały i nasypy.

[...] stanowią najmocniej zaakcentowane w rzeźbie formy antropogeniczne na obszarze objętym arkuszem Sosnowica, przy czym na szkicu geomorfologicznym zaznaczono tylko największe z nich. Duże ich skupienie występuje w południowej części obszaru, w okolicy jezior sosnowickich i stawów. Kanał Wieprz-Krzna, którego odcinek o długości 23 km biegnie przez środek terenu arkusza w kierunku południkowym, obrzeżony jest wałami o wysokości około 4 m. Poza kanałem głównym istnieje cały system kanałów bocznych i rowów melioracyjnych umożliwiających rozprowadzanie wody [...] [Dolecki i in., 1990].

Największe n a s y p y znajdują się w południowej części terenu na południe od Sosnowicy oraz w okolicy stawu Jedlina.

* *

*

Na omawianym obszarze głównymi rzekami są: Piwonia – lewy dopływ Tyśmienicy oraz Zielawa – prawy dopływ Krzny. Piwonia płynie z południa na północ, z Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej przez Zakłęśłość Sosnowicką. Rzeką tą, niemal w całości długości odcinka na obszarze arkusza Sosnowica, jest zmeliorowana (uregulowana, otoczona systemem grobli) i włączona w system melioracyjny. W rejonie Bohutynia przechodzi syfonem przez Kanał Wieprz–Krzna. Dopiero na odcinku powyżej Hanowa płynie swoim naturalnym korytem w kierunku północno-zachodnim, a w rejonie Przewłoki skręca na zachód. Do Piwonii dopływa niewielki ciek Kodenianka (na wysokości Chmielowa).

Zielawa przepływa przez północno-wschodnią część omawianego obszaru, opływając od południa i zachodu „wyspę” Hołowna. Zielawa jest ujęta w skomplikowany system melioracyjny wraz z niewielkim swoim dopływem Żylawą. Na wysokości Zaliszcza skręca na północ i płynie w kierunku Podedwórze.

[...] Małe różnice wysokości, powodują, że spadki wymienionych rzek są znikome, a wody spływają bardzo wolno. Położenie obszaru arkusza na płaskim międzyrzeczu oraz budowa geologiczna sprawiają, iż wiosenne wody roztopowe wolno odpływają i słabo wsiąkają, stwarzając nadmiar wody na wiosnę.

Podobnie jest w okresach intensywnych i nagłych opadów. Takie uwarunkowania hydrograficzne spowodowały intensywne prace melioracyjne, które zostały zapoczątkowane już w latach 20. XX w. i ponowione w latach 60. i 70. XX w. Największą inwestycją hydroinżynierską było wybudowanie Kanału Wieprz–Krzna, który usytuowany w strefie wododziałowej pomiędzy dorzecziami Wieprza i Krzny miał za zadanie ułatwić grawitacyjne rozprowadzenie wody na tereny o obniżonym poziomie wód gruntowych (Dolecki i in., 1990). Kanał ten przecina cały obszar objęty arkuszem Sosnowica, czyli obszar Zakłęśłości Sosnowickiej i częściowo Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej.

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza (pomiędzy Sosnowicą i Białką) znajdują się jeziora należące do północnej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Są to jeziora: Bialskie, Białe Sosnowickie i Czarne zwane jeziorami sosnowickimi. Najgłębsze jest Jezioro Bialskie (maksymalna głębokość wynosi 18,2 m), a naj płytsze Białe Sosnowickie (maksymalna głębokość wynosi

GŁÓWNE PARAMETRY MORFOMETRYCZNE JEZIOR SOSNOWICKICH

Nazwa jeziora	Jezioro Białskie	Jezioro Czarne	Jezioro Białe Sosnowickie
Położenie zwierciadła wody [m n.p.m.]	159,0	159,0	159,0
Głębokość maksymalna [m]	18,2	15,6	2,7
Głębokość średnia [m]	6,8	5,1	1,3
Nachylenie stoków	3°45'	2°50'	0°30'

2,7 m). Zestawienie głównych parametrów morfometrycznych jezior zawiera [tabela 2](#) (na podstawie Doleckiego i in., 1990 oraz Atlasu jezior polskich – Jańczak, red., 1997).

Jednym z większych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego jest Jezioro Białe Sosnowickie o charakterze eutroficznym i dosyć zarastających brzegach. Jezioro Białskie ma stosunkowo czystą wodę (eutroficzne z cechami oligotroficznymi) i jest wykorzystywane w regionie do celów rekreacyjnych. Jezioro Czarne jest typowym zbiornikiem eutroficznym o silnych cechach dystroficznych. Charakterystyka limnologiczna tych jezior zawarta jest w pracy Więckowskiego i Wojciechowskiego (1971).

Znaczne obszary w okolicy Sosnowicy i Białki zajmują stawy hodowlane – od 2000 r. będące własnością Gospodarstwa Rybackiego Polesie Sp. z o.o. dawniej Państwowego Gospodarstwa Rybackiego.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Budowa geologiczna na obszarze objętym arkuszem Sosnowica została rozpoznana dzięki licznym otworom badawczym, które odwiercono głównie w celu udokumentowania pokładów węgla LZW, a także na podstawie profilowań sejsmicznych (Grad i in., 2006) nielicznych otworów, które dotarły do podłoża krystalicznego ([tabl. IV, V](#)).

Najstarsze skały datowane izotopowo na 1,973 i 1,88 mld lat (Krzemińska i in., 2017) udokumentowano w profilu otworu Holeszów IG 2 (zlokalizowanym na obszarze objętym arkuszem Kapłonosy). Są to skały paleoproterozoiczne, nawiercone poniżej głębokości 444,6 m. Występują one w strefie zrębu łukowskiego.

Najgłębszym otworem na omawianym obszarze oraz w regionie, a także najpełniej opracowanym litostratygraficznie (Miłaczewski, 1975) jest otwór Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) ([tabl. V](#)).

Jest on usytuowany w okolicy miejscowości Pieszowola na Garbie Włodawskim, a odwiercony został do głębokości 3501 m. Profil dokumentuje budowę geologiczną paleozoicznej struktury tektonicznej zapadliska włodawskiego od neoproterozoiku przez paleozoik, mezozoik do kenozoiku. Opisy litologii i stratygrafii starszego paleozoiku w niniejszym opracowaniu pochodzą z danych z tego otworu. Umieszczono go w wersji uproszczonej na przekroju C–D. Zweryfikowany profil tego otworu (z 2005 r.) znajduje się na stronie internetowej <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>.

W pozostałych otworach, zlokalizowanych na obszarze zrębu łukowskiego, sekwencja osadów paleo- i mezozoicznych jest znacznie zredukowana. Utwory kambru zachowane są fragmentarycznie, a luka stratygraficzna obejmuje ordowik, sylur i dewon. Na zerodowanym krystalicznym cokole spoczywają serie karbonu. Powyżej nich znajduje się kolejna luka stratygraficzna obejmująca terygeniczne utwory permu i triasu (przekrój geologiczny C–D).

1. Proterozoik

a. Paleoproterozoik

Najstarszymi skałami udokumentowanymi na omawianym obszarze są plutoniczne skały magmowe: sjenity i granitoidy występujące w północno-wschodniej części obszaru arkusza (Podedwórze IG-4, otw. 8) na głębokości 556,2 m (okolice Antopola). Silnie zwietrzałe skały podłoża krystalicznego zostały udokumentowane także w otworach: Wyhalew IG-1 (otw. 26), Podedwórze IG-5 (otw. 27) i Lubień IG-1 (otw. 38). Nawiercony w nich strop podłoża krystalicznego występuje stosunkowo płytko: tzn. od wspomnianej głębokości 556,2 m do 761,0 m (otw. 38).

W otworze Orzechów IG-2 (otw. 61) zlokalizowanym w Sosnowicy skały podłoża krystalicznego występują zdecydowanie głębiej, tj. na głębokości 1206,2 m. Są to silnie zwietrzałe granity. W pierwszej wersji opracowania wymienione skały zaliczono do proterozoiku. Tak duża różnica w głębokości występowania stropu skał podłoża krystalicznego prekambryjskiego, w tej części platformy wschodnioeuropejskiej, wynika z obecności paleozoicznych struktur tektonicznych: zrębu łukowskiego i zapadliska włodawskiego przedzielonych uskokiem Hanny (Żelichowski, 1983). Struktury te znajdują się w granicach omawianego arkusza. Schematycznie przedstawiono je na przekroju C–D.

b. Neoproterozoik

Powyżej skał krystalicznych występuje seria osadów klastycznych i wulkanogenicznych, które powstały w strefie ryftowej w neoproterozoiku (Poprawa, Paczeńska, 2005).

Wend

Ediacaran

Bazalty i tufity występują w strefie zapadliska włodawskiego. Zostały udokumentowane w profilu otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) na głębokości od 3480,9 do 3501,0 m (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>). Są to bazalty o barwie szarej i brunatno-czerwonej, zwietrzałe w stropie, twarde i pionowo spękanne (Miłaczewski, red., 1975). W tym otworze osady serii wulkanicznej zaliczane dawniej do wendu (Miłaczewski, red., 1975) (obecnie piętro neoproterozoiku) zostały opisane następująco:

[...] (od głębokości 3477,5 do 3501,0 m) zaliczona została do serii (grupy) sławatyckiej zbudowanej w przeważającej mierze z produktów działalności wulkanicznej (Praca zbiorowa, 1975). We wspomnianym otworze o głębokości 3501,0 mamy do czynienia jedynie z częścią tej serii, na którą składają się pokrywy bazaltowe poprzedzielane wkładkami tufów, tufitów, aglomeratów i brekcji wulkanicznych. Tufy i tufity charakteryzują się strukturą pelityczną i psamitową, są barwy brunatnej, dość twarde i kruche oraz wyraźnie warstwowane. Bazalty stanowią skałę zwięzłą, barwy szarej [...]. Głównymi składnikami mineralnymi są pirokseny (około 40%), plagioklasy (30%) oraz pseudomorfozy pooliwinowe (10%) i minerały nieprzezroczyste (15%).

W starszych opracowaniach opisane skały wulkanogeniczne zaliczane były w podziałach litostratygraficznych do formacji wisznickiej (Znosko, 1965). Bazalty i tufity reprezentują formację sławatycką, należącą do ediacaru (Pacześna, 2014).

Piaskowce kwarcytowe, mułowce i iłowce. Powyżej serii wulkanicznej występują osady piaszczyste i piaszczysto-mułowcowe zaliczane do formacji białopolskiej i formacji lubelskiej (Areń, 1982). W osadach tych opisano nieskomplikowane morfologicznie skamieniałości śladowe, które reprezentują najniższą część ediacarskiego poziomu biostratygraficznego (Pacześna, 2014). Zostały one udokumentowane w dwóch otworach: Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) oraz położonym na północ, czyli już na obszarze zrębu łukowskiego, otworze Podedwórze IG-2 (otw. 4). Zaliczono je wówczas (Miłaczewski, red., 1975; Areń, 1982) do wendu górnego, czyli do najwyższej części neoproterozoiku. Formację białopolską reprezentują:

[...] średnio- i drobnoziarniste piaskowce (arenity skaleniowe) o dużej zawartości mikroklinu i plagioklazu oraz piaskowce kwarcowe z przewarstwieniami ciemnoszarych mułowców ilastych w stropie. W budowie tej formacji dużą rolę odgrywają arkozy [...]. Struktura i tekstura osadów, a także

stan ich zachowania, wskazują na krótki transport i szybką sedymentację w warunkach pustynnych. Ogólna miąższość tych osadów w otworze 66 wynosi 23,5 m.

Drugą, bardziej miąższą część (53,0 m) górnego wendu buduje formacja lubelska. W jej skład wchodzi bardzo charakterystyczne drobnoziarniste piaszczysto-mułowcowo-ilaste osady wyraźnie laminowane o wybitnej łupliwości (75%), ciemne masywne skały mułowcowo-ilaste odznaczające się brakiem laminacji (15%) oraz drobnoziarniste, białe piaskowce kwarcytowe (10%). Ta charakterystyczna laminacja oraz obecność dobrze zachowanych szczątków alg z grupy *Vendotaenia* stanowią główną cechę rozpoznawczą formacji lubelskiej, występującej pod najniższym kambrem na Lubelszczyźnie [...] (Praca zbiorowa, 1975, 1978).

W profilu otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) utwory wendu przewiercono na głębokości od 3400,7 do 3480,9 m (80,2 m miąższości). Są to piaskowce kwarcytowe, jasnoszare, drobnoziarniste oraz mułowce ciemnoszare, wśród których notowano конкреcje pirytowe. W otworze Podedwórze IG-2 (otw. 4) iłowce i mułowce laminowane piaskowcami kwarcytowymi nawiercono na głębokości od 683,4 do 713,5 m (30,1 m – nieprzewiercone). Obecnie uważa się, że opisane osady reprezentują formację łopiennicką należącą do najwyższej części ediacaru (Pacześna, 2014).

Osady klastyczne wieku neoproterozoicznego występują powszechnie na Polesiu (Pacześna, Poprawa, 2005). Zostały m.in. opracowane litostratygraficznie w pobliskim profilu Kaplonosy IG-1 (Pacześna, 2014), w którym rozpoznano kilka poziomów litostratygraficznych reprezentujących piętro ediacar.

2. Kambryj

W strefie zrębu łukowskiego utwory kambry udokumentowano w otworach: Podedwórze IG-2 (otw. 4), Lubiczyn IG-1 (otw. 17) oraz Uhnin IG-1 (otw. 41). Ich miąższości są znacząco zredukowane (przekrój C–D). Największa miąższość w tej strefie wynosi 75,4 m i udokumentowano ją w otworze Podedwórze IG-2 (otw. 4). W otworze Uhnin IG-1 (otw. 41) są to utwory kambry nierozdzielone na głębokości od 947,5 (spągu otworu nie udokumentowano), reprezentowane przez piaskowce i mułowce szarzielone.

Utwory zaliczone do kambry zostały udokumentowane także w strefie zapadliska włodawskiego, w otworze Krowie Bagno IG-1 (otw. 76), gdzie łącznie osiągają miąższość do 637,2 m (717,9 m wg dokumentacji NAG: <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>).

a. Kambr dolny

Piaskowce glaukonitowe, mułowce i iłowce występują w otworze Krowie Bagno IG-1 (otw. 76), gdzie je przewiercono od głębokości 2848,7 m do 3400,7 m (552 m miąższości) (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>). Sedymentację kambru rozpoczynają osady piaszczysto-mułowcowe:

Wśród piaskowców występują źle wysortowane, jasnoszare piaskowce drobno- i średnioziarniste z bardzo licznymi ziarnami glaukonitu. Mniej znaczącą grupę skał stanowią mułowce, które w formie cienkich wkładek, często o laminacji zaburzonej, występują w piaskowcach i iłowcach mułowcowych. Ciemnoszare lub czarne iłowce o strukturze pelitowej składają się głównie z illitu i kaolinitu z domieszką detrytycznego kwarcu. W iłowcach występuje przewodnia dla tego poziomu fauna... Powyżej spoczywają osady poziomu holmiowego i protolenusowego, złożonego z naprzemianlegle, przelawicających się jasnoszarych i różowych piaskowców kwarcytowych, monomineralnych ciemnoszarych i szarozielonkawych mułowców oraz czarnych i ciemnoszarych iłowców [...] [Dolecki i in., 1990].

Ponadto, w tych osadach oprócz spor typowych dla poziomu holmiowego znaleziono także makroszczątki należące do *Hyolithellus cf. micans* Billings (Praca zbiorowa, 1975 w: Dolecki i in., 1990). Piaskowce z glaukonitem smugowane iłowcami stwierdzono także w otworach: Podedwórze IG-2 (otw. 4) oraz Lubiczyn IG-1 (otw. 17), a ich strop udokumentowano odpowiednio na głębokościach 608,8 m oraz 739,0 m. W otworze Uhnin IG-1 (otw. 41) występuje on niżej, tj. na głębokości 947,5 m. W otworze Podedwórze IG-2 (otw. 4) omawiane osady występują bezpośrednio na iłowcach i mułowcach neoproterozoicznych (przekrój geologiczny C–D; [tabl. V](#)).

b. Kambr środkowy

Piaskowce kwarcytowe i iłowce. Utwory kambru środkowego występują tylko w strefie obniżenia włodawskiego (udokumentowane zostały tylko w otworze Krowie Bagno IG-1 – otw. 76). Leżą one bezpośrednio powyżej poziomu protolenusowego. Są to jasnoszare piaskowce kwarcytowe, sylifikowane z przewarstwieniami iłowców. Udokumentowano w nich piętro *Paradoxides oelendicus* (Dolecki i in., 1990). Miąższość osadów kambru środkowego wynosi 85,2 m (głębokość od 2763,5 do 2848,7 m).

Pozostałe utwory paleozoiczne zachowały się jedynie w strefie struktury tektonicznej obniżenia włodawskiego. Utwory ordowiku górnego, syluru i dewonu osiągają łączną miąższość 1928,5 m. i zostały udokumentowane tylko w otworze Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) (przekrój geologiczny C–D; [tabl. V](#)).

3. Ordowik

Utwory ordowiku udokumentowano tylko w profilu otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76). Łączna ich miąższość wynosi 39,5 m (głębokość od 2727,0 do 2763,5 m). W pierwszej wersji opracowania wyróżniono osady ordowiku jako nierozdzielone. Na podstawie danych archiwalnych NAG (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>) w obecnym opracowaniu wyróżniono utwory ordowiku dolnego, środkowego i górnego. Na przekroju geologicznym C–D, w celu zachowania jego czytelności, osady ordowiku przedstawiono jako nierozdzielone.

a. Ordowik dolny

Arenig

Wapienie dolomityczne i iłowce zawierają okruchy szkarłupni, a w spągu przekryształizowaną faunę trylobitów. Mają miąższość zaledwie 5,1 m i przewiercone zostały na głębokości od 2758,4 do 2763,5 m.

b. Ordowik środkowy

Lanwirn + landeil

Wapienie organogeniczne przewiercono na głębokości od 2751,2 do 2758,4 m (miąższość 7,2 m). W spągu wapieni obecne są liczne ooidy żelaziste i liczna fauna pokruszonych szkarłupni, wśród których oznaczono cystoidy z rodzaju *Echinosphaerites*.

c. Ordowik górny

Karadok

Iłowce, margle ilaste i wapienie osiągają miąższość 18,7 m (przewiercono je na głębokości od 2732,5 do 2751,2 m). Obecny w nich jest liczny detrytus, m.in. liliowców i trylobitów z rodzaju *Chasmops*. Oznaczono także przewodni gatunek *Glyptograptus* cf. *teretiusculus* Hisinger. We wkładkach iłowców obecna jest znaczna ilość biotyty.

Aszgil

Wapienie margliste i margle osiągają miąższość 5,5 m (przewiercone zostały na głębokości 2727,0–2732,5 m) i zawierają obfity detrytus, głównie szkarłupni, małżoraczków oraz nieoznaczalnych szczątków graptolitów. W stropie wapieni występuje dużo okruchów liliowców, trylobitów i ramienionogów.

4. Sylur

W pierwszym opracowaniu omawianego arkusza wyróżniono utwory syluru środkowego (wenloku) i górnego (ludlowu). Obecnie po weryfikacji profilu otworu Krowie Bagno (otw. 76) (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>) utwory te opisano jako nierozdzielone. Przewiercono je na głębokości od 1850,0 do 2727,0 m, zatem miąższość utworów syluru wynosi 877 m. Litologicznie osady te reprezentowane są przez: *iłowce* i *iłowce wapniste*. Zawierają one liczne graptolity oraz ortocerasy. Występują w nich także liczne soczewki wapieni detrytycznych ze szczątkami liliowców, ramienionogów i trylobitów. Iłowce i mułowce są pelityczne, o barwie szarozielonej i tworzą dosyć monotonne serie, jedynie miejscami zawierają ortocerasy i graptolity. W stropowych warstwach występują nieliczne okruchy skorup małży i ramienionogów.

5. Dewon

Dewon wykształcony jest w postaci serii węglanowo-terygeniczej. Miąższość całego profilu utworów dewońskich wynosi 680,5 m (na głębokości od 1169,5 do 1850,0 m). Profil dewonu w otworze Krowie Bagno IG-1 (otw.76) (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>) przedstawiono poniżej.

a. Dewon dolny

Utwory dewonu dolnego mają miąższość 475 m i zostały udokumentowane na głębokości od 1375 do 1850 m.

Żedyn

Iłowce i *mułowce* z przewarstwieniami wapieni przewiercono na głębokości od 1716 do 1850 m (134 m miąższości).

Piętro żedynu wykształcone jest w litofacji wybitnie ilasto-mułowcowej, z podrzędną węglanowością i bogatym zespołem fauny morskiej, głównie bentonicznej. Występują tu *iłowce* i *mułowce wapniste*, szare, ciemnoszare, czasami szarozielonkawe, *mułowce tufogeniczne* [...] oraz przerosty wapieni detrytycznych bądź pelitycznych [...]. Zwraca uwagę obfita obecność dobrze zachowanych tentakulitów, małżoraczków i konodontów, które zostały opracowane przez Hajłasz i Nehring (Praca zbiorowa, 1975). Pod koniec żedynu fauna morska wyraźnie ubożeje [...] [Dolecki i in., 1990].

Zigen + ems

Powyżej serii ilasto-mułowcowych żedynu, w ciągłości sedymentacyjnej występują utwory facji mułowcowo-piaszczystych. Są to mułowce i piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare. Od głębokości 1626 m następuje zmiana litofacjalna, pojawiają się piaskowce, w których obserwowano liczne powierzchnie rozmyć oraz przewarstwienia mułowców wiśniowych, zawierających rozproszony muskowit. Osady te reprezentują lądową serię lubelską (*litofacja old redu*). Sumaryczna miąższość osadów zigeny i emsu w otworze Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) wynosi 341 m (głębokość od 1375 do 1716 m).

b. Dewon środkowy

Utwory dewonu środkowego osiągają miąższość 65 m (głębokość 1310–1375 m). W pierwszej wersji mapy opisano utwory dewonu środkowego (eiflu i żywetu) jako nierozdzielone.

Eifel

Mułowce i iłowce są twarde i kruche, o barwie brunatnej lub szarozielonkawej. Tworzą dosyć jednolitą serię o miąższości 41 m (przewiercone na głębokości od 1334 do 1375 m) i są raczej ubogie w faunę.

Żywet

Mułowce i wapienie mają miąższość 24 m (przewiercone na głębokości od 1310 do 1334 m). Pośród wapieni opisywano detrytus koralowców, a w spągu – zlep muszlowy, złożony ze skorupki ramienionogów *Atrypa* sp. Mułowce mają strukturę masywną i barwę wiśniową lub zielonkawą.

c. Dewon górny

Utwory dewonu górnego osiągają miąższość do 140,5 m (przewiercone na głębokości od 1169,5 do 1310,0 m) i reprezentowane są przez osady franu.

Fran

Wapienie, dolomity i iłowce. Utworami franu są serie wapienno-dolomityczne oraz dolomity margliste, zwięzłe, szarobeżowe, miejscami smugowane iłowcami zielonkawymi. W wapieniach, głównie pelitowych, występują niewyraźne ślady przekryształizowanych stromatopor.

6. Karbon

Utwory karbonu występują w strukturze geologicznej określanej jako lubelska niecka węglowa (Żelichowski, 1983) określana także mianem niecki nadbużańskiej (Stupnicka, 2007). Na obszarze arkusza Sosnowica należą one do wschodniego skrzydła tej niecki, wypełnionej osadami serii paraimnicznych karbonu. Największa, sumaryczna miąższość utworów karbonu wynosi 640 m i udokumentowano ją w otworze Orzechów IG-2 (otw. 61) zlokalizowanym w Sosnowicy.

W strefie należącej do zrębu łukowskiego miąższości utworów karbonu są zdecydowanie mniejsze. Najmniejszą stwierdzono w otworze Podedwórze IG-4 (otw. 8), zlokalizowanym w okolicy Antopola, czyli w północno-wschodniej części arkusza Sosnowica. Przewiercono tam zaledwie 87,2 m utworów karbońskich, które zalegają na podłożu krystalicznym.

Na omawianym obszarze występują utwory karbonu dolnego – wizenu oraz karbonu górnego – namuru i westfalu.

Utwory karbonu od wizenu aż po westfal mają budowę cykliczną, a poszczególne cyklotemy reprezentowane są przez naprzemianległe warstwy wapieni, iłowców, mułowców, piaskowców i węgla kamiennego. Leżą one niezgodnie na zerodowanej powierzchni utworów starszych na krystalicznym podłożu, a miejscami nawet na utworach kambryjskich – w rejonie zrębu łukowskiego (Zdanowski, 2007), z wyjątkiem otworu Podedwórze IG-2 (otw. 4), gdzie występują na zachowanych utworach kambru dolnego. W strefie obniżenia zapadliska włodawskiego, osady karbonu leżą niezgodnie na utworach dewonu górnego (Krowie Bagno IG-1 – otw. 76). Luka stratygraficzna obejmuje najwyższy dewon górny–famen.

a. Karbon dolny

Wizen

Utwory wizenu udokumentowano we wszystkich otworach badawczych. Reprezentowane są przez skały węglanowe, klastyczne, fitogeniczne oraz w części spągowej wulkaniczne. Zaliczane są one do formacji Huczwy i częściowo do formacji Terebina (Zdanowski, 2007).

Skały wulkaniczne reprezentowane są przez diabazy i tufy dolnej części formacji Huczwy. Udokumentowano je w profilu Orzechów IG-2 (otw. 61), gdzie spoczywają bezpośrednio na zwietrzalej powierzchni krystaliniku. Mają one miąższość 250 m.

Główną pozycję w formacji Huczwy i zarazem w profilu wizenu zajmują ławice wapieni organodetrycznych z fauną morską (z licznymi ramienionogami, małżami, koralami i liliowcami) przeławiczone marglami i iłowcami oraz łupki węglowe. Skały te, tworzą morsko-paraliczny kompleks wizenu (Zdanowski, 2007), a ich największa udokumentowana miąższość wynosi

77 m (otw. 17 – Lubiczyn IG-1). W spągowej części utworów wizeny, prawie we wszystkich otworach badawczych stwierdzono występowanie cienkich wkładek skał allitowych, zasobnych w boksytów. W profilu otworu Podedwórze IG-4 (otw. 8) miąższość skał boksytowych wynosi 0,5 m, a w otworze Wyhalew IG-1 (otw. 26) – 0,26 m. Nieregularne skupiska (soczewy) boksytów o miąższości do 0,2 m występują w kaolinitowym spoiwie skał okruchowych (Cebulak i in., 1978; Zdanowski, 2007).

b. Karbon górny

Namur

Namur dolny

Na osadach formacji z Huczwy występują osady wykształcone w cyklach, charakterystycznych dla tego odcinka karbonu lubelskiego, reprezentujące formację z Terebina. Są to cykle transgresywno-regresyjne, kończące się paralimniczną serią węglową (Zdanowski, 2007). W pierwszej wersji opracowania utwory namuru zostały zaliczone do namuru A oraz namuru B–C.

Iłowce, mułowce piaszczyste i łupki węglowe występują na utworach wizeny, w ciągłości stratygraficznej i sedimentologicznej. Tworzą tzw. warstwy komarowskie formacji Terebina zaliczane do namuru A (Zdanowski, 2007). Są to ciemnoszare i czarne iłowce oraz mułowce laminowane z przewarstwieniami gleb stigmariowych. Reprezentują akumulację paralimniczną. Serię akumulacyjną środowisk morskich reprezentują wapienie z licznymi skamieniałościami i margle z ciągłym przejściem do iłowców wapnistych. Osady fitogeniczne (węgiel kamienny i łupki węglowe) występują podrzędnie.

Warstwy komarowskie reprezentują facje morsko-paraliczne (Zdanowski, 2007). Największa miąższość utworów namuru A występuje w strefie obniżenia włodawskiego, czyli w profilu otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) i wynosi 128 m. Najmniejsza wynosi 30 m i występuje w profilu Podedwórze IG-4 (otw. 8), czyli na obszarze zrębu łukowskiego.

Namur górny

Piaskowce, mułowce, iłowce i łupki węglowe litostratygraficznie reprezentują warstwy bużańskie (Porzycki, 1973) korelowane z ogniwem Bugu (Porzycki, 1988 w: Zdanowski, 2007).

W części spągowej warstwy bużańskie rozwinięte są jako

[...] pakiet skał piaskowcowo-mułowcowych. Występują tu bardzo charakterystyczne piaskowce gęsto laminowane blaszkami muskowitu, który nadaje skale połyskliwy i srebrzysty wygląd, skąd też

pochodzi ich nazwa „piaskowce srebrzyste”. Powyżej pakietu tych piaskowców występują osady iłowcowo-mułowcowe środowiska limnicznego, poprzedzielane warstewkami węgla kamiennego (o zmiennych miąższościach od 0,05 do 0,4 m), ławicami piaskowców [...] [Dolecki i in., 1990].

Powyżej, w ciągłości stratygraficznej zalegają warstwy kumowskie. Litologicznie są to piaskowce różnoziarniste, często laminowane mułowcami i smugowane syderytami. Występują także iłowce i mułowce poprzedzielane cienkimi warstwami węgla kamiennego i łupków węglowych. Miąższość wkładek węgla lokalnie osiąga 1,3 m (Orzechów IG-2 – otw. 61).

Profil ogniwa Bugu (warstw bużańskich) w większości przypadków ma budowę cykliczną, zakończoną fauną brakiczną lub słodkowodną. Jednak notowano w nim mniejszy udział facji morskich, na rzecz facji lądowych ze zwęglonymi fragmentami różnych gatunków roślin, a nawet warstwami węgla i gleb stigmariowych (Zdanowski, 2007). Miąższość utworów namuru B+C wynosi od 197 m w otworze Orzechów IG-2 (otw. 61) do zaledwie 85 m w otworze Lubiczyn IG-1 (otw. 17) i 90 m w otworze Krowie Bagno IG-1 (otw. 76).

Westfal

Utworki westfalu udokumentowano w trzech otworach badawczych, gdzie ich miąższości wynoszą: Uhnin IG-1 (otw. 41) – 33,0 m; Orzechów IG-2 (otw. 61) – 43 m; Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) – 284 m.

Litologicznie są to iłowce i mułowce z węglem kamiennym oraz piaskowce (warstwy lubelskie). Są to skały iłowcowo-mułowcowe, laminowane, barwy ciemnoszarej z kongrecjami oraz przerostami syderytów, dosyć monotonne, lokalnie przeławicone piaskowcami drobnoziarnistymi (Dolecki i in., 1990). Wkładowki węgla kamiennego są cienkie, maksymalnie do 0,3 m. W iłowcach spotyka się liczne nagromadzenie flory: lepidodendronów, sigilarii i kalamitów.

W podziale litostratygraficznym omawiane utworki reprezentują warstwy lubelskie (Zdanowski, 2007). Na obszarze arkusza Sosnowica zachowały się one w strefie należącej do obniżenia włodawskiego, a nie zachowały się w strefie należącej do zrębu łukowskiego.

Warstwy lubelskie korelowane z formacją Lublina (Zdanowski, 2007) są typową facją środowisk fluwialno-limnicznych. Największe ich miąższości występują w osiowej części synkliny Bogdanki i wynoszą do 700 m, a w rejonie ich eksploatacji (Bogdanka) do 500 m (Zdanowski, 2007). Powstałe w westfalu warstwy lubelskie są podstawowym ogniwem produktywnym węgla kamiennego w LZW (Zdanowski, 2007).

7. Jura

Morskie utwory jurajskie przykrywają paralimniczne serie karbońskie. Luka startygraficzna obejmuje terygeniczne serie permu i triasu. Utwory jurajskie zostały udokumentowane we wszystkich otworach badawczych znajdujących się w granicach omawianego obszaru. Zalegają one niezgodnie na zdenudowanej powierzchni utworów karbonu.

a. Jura środkowa

Utwory jury środkowej wyróżniono w profilach otworów Uhnin IG-1 (otw. 41) i Krowie Bagno IG-1 (otw. 76), gdzie ich miąższości wynoszą odpowiednio 10 i 15 m (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/117580>).

Baton + kelowej

Piaskowce i zlepiénce zalegają bezpośrednio na zwietrzalej powierzchni utworów karbońskich. Udokumentowano je w otworze Uhnin IG-1 (otw. 41) na głębokości od 571,7 do 566,5 m. Powyżej w tym profilu występują dolomity i wapienie organogeniczne aż do głębokości 561,0 m. Całkowita miąższość utworów batonu i keloweju wynosi w tym otworze 10,7 m.

W profilu otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) wapienie organogeniczne ze szczątkami szkarłupni oraz znaczną ilością detrytusu zwęglonej flory, w tym z fragmentami zwęglonego drewna, dokumentują kontakt osadów jurajskich z karbońskimi. Powyżej występują wapienie margliste z krzemieniami. W profilu omawianego otworu osady batonu i keloweju znajdują się na głębokości od 536 do 551 m. Łączna miąższość omawianych utworów wynosi 15 m.

b. Jura górna

Oksford

Utwory oksfordu wyodrębniono w dwóch otworach: Uhnin IG-1 (otw. 41) oraz Krowie Bagno IG-1 (otw. 76). Osiągają one miąższości odpowiednio: 90,3 i 72 m. Są to wapienie organogeniczne gąbkowe i koralowcowe z szarymi czertami oraz w stropie – wapienie oolitowe i wapienie pelityczne.

* *

*

Największą miąższość utworów jury (nierozdzielonej), wynoszącą 110 m, stwierdzono w otworze Podedwórze IG-2 (otw. 4). Litologicznie są to wapienie piaszczyste, wapienie organogeniczne, zawierające znaczne szczątki szkarłupni, oraz wapienie oolitowe.

Najmniejsza miąższość utworów jury nierozdzielonej wynosi 67 m (otw. 27 – Podedwórze IG-5). W profilu osadów jury brak kimerydu i tytonu (Dolecki in., 1990). W pierwszej wersji mapy wyróżniono jurę środkową i górną, opierając się na danych z profilu otworu Krowie Bagno IG-1.

8. Kreda

Utwory kredy występują powszechnie na omawianym obszarze, bezpośrednio na utworach jury górnej. Takie następstwo stratygraficzne występuje w całym regionie lubelszczyzny (Hakenberg, Świdrowska, 2001; Świdrowska, 2007). Stratygraficznie są to utwory kredy dolnej – albu oraz wszystkie ogniwa kredy górnej, a litologicznie osady reprezentujące sedymentację, głównie węglanową i węglanowo-krzemionkową: margle, wapienie, kreda piszcząca, oraz klastyczną – piaskowce.

Największa miąższość utworów kredy (łącznie) wynosi 450,8 m w otworze Orzechów IG-2 (otw. 61), a najmniejsza – 339 m w otworze Podedwórze IG-5 (otw. 27). Zestawienie miąższości utworów kredy, udokumentowane w otworach badawczych na obszarze arkusza Sosnowica, przedstawia [tabela 3](#).

W południowej części obszaru (okolice Sosnowicy i Białki oraz południowo-zachodnia część Garbu Włodawskiego) skały węglanowe występują na tyle płytko pod powierzchnią terenu, że są podatne na procesy krasowe (krasu powierzchniowego, jak i kopalnego) i są czytelne w morfologii terenu.

a. Kreda dolna

Na całym omawianym obszarze kreda dolna reprezentowana jest przez utwory albu (Dolecki i in., 1990; Świdrowska, 2007).

Alb

Profil utworów kredy rozpoczynają piaski i piaskowce drobnoziarniste glaukonitowe z fosforytami. Zostały one udokumentowane we wszystkich otworach badawczych. Niewielkie ich miąższości wahają się od 2,5 do 16,0 m ([tab. 3](#)). Omawiane osady zawierają liczne kongrecje fosforytów i leżą na zerodowanej powierzchni stropu utworów jurajskich. Miejscami wypełniają prawdopodobnie kieszenie krasowe, rozwinięte na tej powierzchni (Dolecki i in., 1990).

b. Kreda górna

Największa miąższość utworów kredy górnej wynosi 446,5 m i została udokumentowana w profilu Orzechów IG-2 (otw. 61) zlokalizowanym w Sosnowicy. Są to nierozdzielone stratygraficznie

ZESTAWIENIE MIĄŻSZOŚCI UTWORÓW KREDY W OTWORACH BADAWCZYCH

Nazwa otworu	Podedwórze IG -2	Podedwórze IG-4	Lubiczyn IG-1	Wyhalew IG-1	Podedwórze IG-5	Lubień IG-1	Uhnin IG-1	Orzechów IG-2	Krowie Bagno IG-1
Numer otworu wg mapy geologicznej	4	8	17	26	27	38	41	61	76
Miąższość utworów kredy górnej (m)	378,0	363,5	402,0	390,5	333,0	362,0	437,7	446,5	409,0
Miąższość utworów kredy dolnej (m)	5,0	2,5	13,0	5,5	6,0	15,1	3,0	4,3	16,0
Miąższość sumaryczna (m)	383,0	366,0	415,0	396,0	339,0	377,1	440,7	450,8	425,0

wapienie kredowe i margle, a w stropie ility margliste. Litostratygraficznie utwory kredy górnej najlepiej zostały opracowane na podstawie profilu otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76) (Miłaczewski, red., 1975) oraz jego modyfikacji NAG (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information>).

Cenoman

Wapienie inoceramowe leżą na piaszczystych utworach albu. Są to szarobiałe, szorstkie wapienie, w którym oznaczono faunę: *Pecten* sp., *Ostrea* sp., szczątki skorup inoceramów, łuski ryb oraz rozproszony piryt pelitowy (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information>). W części stropowej wapienie te przechodzą w kredę piszącą. Wiek skał został określony na podstawie mikrofauny otwornicowej (Praca zbiorowa, 1975 w: Dolecki i in., 1990). Miąższość utworów cenomanu wynosi 6 m (głębokość od 448,0 do 442,0 m).

Turon

Turon reprezentowany jest przez wapienie margliste zielonkawe, łupliwe, a powyżej nich wapienie margliste, szare z fragmentami inoceramów. W stropie profilu utworów turonu występuje kreda pisząca biała, twarda, w której znajdują się krzemienie z białą korą. Sporadycznie znajdowano w niej spikule gąbek i fragmenty fauny. Miąższość utworów turonu wynosi 122 m.

Koniak + santon

Kreda pisząca z wkładkami wapieni marglistych reprezentuje trudne do rozdzielenia litostratygraficznego piętra koniaku i santonu. Dolecki i inni (1990) opisali omawiane osady w następujący sposób: „[...] kreda pisząca, miękka z wkładkami wapieni marglistych, kredopodobnych o niskiej węglanowości [...]”.

Miąższość utworów koniaku i santonu wynosi 70 m (głębokość od 250 do 320 m).

Kampan

Kreda pisząca marglista, biała i miękka oraz wapienie margliste osiągają miąższość 130 m (głębokość od 120 do 250 m). W pierwszej wersji opracowania, stwierdzono, powołując się na pracę Stochlaka (1979), że osady kampanu występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza w okolicach Chmielowa i Przewłoki. Na podstawie obecnie przeprowadzonej analizy i reinterpretacji (Żarski, 2020) stwierdzono, że nie ma podstaw do wyróżniania osadów kampanu, które nie zostały udokumentowane w otworach. Udokumentowano je jedynie w profilu otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76).

Mastrycht

Skały węglanowe mastrychtu występują powszechnie na badanym obszarze, często stanowiąc bezpośrednio podłoże dla utworów czwartorzędowych, ale także dla paleogeńskich lub neogeńskich. Utwory mastrychtu zostały udokumentowane w 59 otworach znajdujących się w granicach opracowanego arkusza. Są to dosyć monotonne serie kredy piszącej białej, miękkiej z przerostami skały marglistej oraz białych wapieni kredopodobnych (Dolecki i in., 1990). Przynależność litostratygiczną do mastrychtu dolnego stwierdzono tylko w otworze Krowie Bagno IG-1 (otw. 76). Na podstawie badań mikropaleontologicznych (Praca zbiorowa, 1975) wyróżniono tam przewodnie gatunki otwornic: *Anomalinoides gankinoensis* (Neckaja), *Anomalinoides pinguis pinguis* (Jennings) i inne (Dolecki in., 1990). W profilu tego otworu, miąższość osadów mastrychtu wynosi 81 m, a w otworze Uhnin IG-1 (otw. 41) – 189 m (<https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/8689>).

Mastrycht górny

Kreda pisząca i margle oraz wapienie margliste (z ilastą zwietrzeliwą w stropie). O przynależności stratygraficznej skał węglanowych decydują wyniki badań mikropaleontologicznych wykonanych przez Gawor-Biedową (1984) na próbkach z wszystkich odwierconych otworów kartograficznych wykorzystanych w pierwszej wersji opracowania.

Próbki pobrano z górnych warstw utworów kredy. Badania mikropaleontologiczne wykazały we wszystkich profilach obecność w stropie kredy skał piętra mastrychtu górnego. Próbki zawierały przewodnie gatunki otwornic, charakterystyczne dla tego piętra: *Gavelinella danica* (Brotzen), *Gavelinella praeacuta* (Vassilenko), *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja), *Gavelinella pertusa* (Marsson), [...] *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny), *Globigerinelloides abberantus* (Neckaja) [i inne].

WYSTĘPOWANIE KREDY PISZĄCEJ Z MASTRYCHTU GÓRNEGO
UDOKUMENTOWANE W OTWORACH WIERTNICZYCH

Miejscowość lub nazwa otworu	Numer otworu wg mapy geologicznej	Głębokość (m)	Uwagi
Pasieka	74	24,0–32,0	Poniżej margle do 60 m
Dębowa Kłoda	28	44,5–118,0	
Wyhalew	25	21,0–80,0	
Uhnin	31	30,0–65,5	
Uhnin IG-1	41	30,0–80,8	
Hołowno	5	27,5–100,0	
Lubiczyn	16	28,5–32,0	
Horostyta-4	36	25,0–30,0	
Sosnowica-6	56	33,0–42,0	
Uhnin	32	40,0–125,0	
Przewłoka	3	50,0–53,0	
Żniarki	10	40,0–65,0	Powyżej zwietrzelina od 35 m

Skały węglanowe masyftrychtu górnego udokumentowano w otworach odwierconych w dnach jezior sosnowickich (otw.: 51, 53, 55) (Gawor-Biedowa, 1968; Więckowski, Wojciechowski, 1971). Przykładowo, w dnie Jeziora Białego Sosnowickiego strop skał kredowych znajduje się na głębokości 11,5 m (otw. 55, przekrój A–B).

Skały kredy, według wielu opisów wierceń, są silnie pionowo spękane (do głębokości nawet 70 m), a w części stropowej przechodzą we wspomnianą już ilastą, jasnokremową zwietrzelinę. Głębokość jej występowania jest zmienna. W Żniarkach (otw. 12) występuje od głębokości 35 m. Jest to cienka, 0,7-metrowej miąższości warstwa ilasto-marglista zawierająca żwiry skał lokalnych składające się z krzemieni, rogowców oraz margli i wapieni kredowych. Żwiry są na ogół dobrze obtoczone, opisywano obecność ziaren o kształtach dyskooidalnym i sferoidalnym (Dolecki, Wojtanowicz, 1992). Ilasto-marglistą zwietrzelinę notowano także 2 m pod powierzchnią terenu (punkty dok. 22 i 23). Na powierzchni terenu zwietrzelina skał kredowych występuje w okolicy stawów sosnowickich, w rejonie Sosnowicy i na południe od niej w kierunku Górek.

Zestawienie otworów, w których udokumentowano występowanie kredy piszącej masyftrychtu górnego, przedstawia [tabela 4](#).

W kredzie piszącej zawartość CaCO_3 jest bardzo duża i wynosi 93,4%, a nawet więcej. W marglach jest niższa. Z makrofauny znaleziono: spirytywane szczątki gąbek, odciski bakulitesów i łuski ryb.

9. Paleogen

Na obszarze objętym arkuszem Sosnowica, utwory paleogenu zostały udokumentowane w 15 otworach wiertniczych. Profile tych otworów przedstawiono na [tablicy VI](#). Występujące w różnych sytuacjach hipsometrycznych ([tabl. II](#)) zarówno w strefie Zakłęsłości Sosnowickiej, jak i na obszarze Garbu Włodawskiego. Reprezentowane są przez utwory paleogenu nierozdzielonego (bruk), eocenu górnego i oligocenu.

a. Eocen

Eocen górny

Iły, mułki i piaski z glaukonitem. Są to iły zwarte, dosyć plastyczne, barwy zielonoszarej i czarnozielonej, miejscami mułki, piaski drobnoziarniste, zawierające glaukonit, zielone lub zielonoszare. Na obszarze objętym arkuszem Sosnowica, osady zaliczone do eocenu występują w otworach: 23, 28, 31, 40, 44, 46, 49, 50, 58,75 ([tab. 5](#); [tabl. VI](#)). Litologicznie odpowiadają formacji z Siemienia rozpoznanej w dolinie Tyśmienicy, na południe od Parczewa (Stochlak, 1979; Żarski, 2019). Pełne profile formacji z Siemienia znane są z okolic Radzyna Podlaskiego i charakteryzują się trójdzielnością litologiczną (Uberna, 1976; Uberna, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977; Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977). Dolna część tej formacji zaliczana jest do eocenu środkowego (bartonu), a górna do eocenu górnego (priabonu). Najwyższy człon tej sekwencji osadowej jest reprezentowany przez glaukonitowo-kwarcowe piaski drobnoziarniste, wapniste, ku stropowi przechodzące w utwory odwapnione: piaski, mułki i iły z wkładkami gez. Autorka uważa, że osady opisane w otworach wiertniczych na arkuszu Sosnowica, można korelować właśnie z najwyższą częścią tej formacji z Siemienia, chociaż nie notowano w niej obecności gez. Jak widać, z powyższego zestawienia ([tab. 5](#)) miąższości omawianych osadów są niewielkie, największa wynosi 11 m (Białka otw. 49, przekrój A–B).

Na obszarze objętym arkuszem Sosnowica osady zaliczane do eocenu występują w różnych sytuacjach geologicznych:

- zachowały się w postaci ostańców (Dębowa Kłoda – otw. 28, Uhnin – otw. 31 i Horostyta 5 – otw. 40) lub w zboczu kopalnego obniżenia rynny (Kodeniec – otw. 23?).
- stanowią wypełnienia obniżeń (paleokrasowych) w stropie powierzchni kredowej, występujących zarówno w strefie obrzeżenia Garbu Włodawskiego (okolice Białki i jezior sosnowickich, otwory: 44, 49, 50 – przekrój A–B; otw. 58 – Sosnowica), jak i prawdopodobnie na samym Garbie Włodawskim w okolicy Górek.

WYSTĘPOWANIE UTWORÓW EOCENU
UDOKUMENTOWANE W OTWORACH WIERTNICZYCH I PUNKTACH DOKUMENTACYJNYCH

Miejscowość	Numer otworu lub punktu dokumentacyjnego wg mapy geologicznej	Głębokość [m]	Miąższość [m]	Wysokość stropu [m n.p.m.]	Litologia
Kodeniec	23	49,0–51,0	3,0	100,0	Iły zielonoszare
Dębowa Kłoda	28	33,0–44,5	7,5	123,0	Iły szarozielone, twar doplastyczne
Uhnin	31	26,5–30,0	3,5	131,5	Iły szarozielone
Horostyta	40	30,0–34,0	4	138,0	Piaski pyłowate szarozielone
Białka	49	30,0–41,0	11	137,7	Iły czarnozielone, plastyczne
Białka	50	21,0–22,0	1	139,0	Iły zielonoszare, plastyczne
Białka	44	26,0–29,0	4	138,0	Iły szarozielone, plastyczne
Sosnowica	58	11,2–13,5	2	152,4	Iły szarozielone
Turno	46	53,0–54,0	1	133,0	Iły zwarte, plastyczne, zielonoszare
Pasieka	75	25,5–28,5	3	167,5	Piaski drobnoziarniste, pyłowate z glaukonitem
Sosnowica	Punkt dok. 16	1,2–1,7	0,5	160,0	Mułki ilaste, zielonoszare
Górki	Punkt dok. 18	1,4–1,9	0,5	168,6	piaski mułkowate, zielonoszary
Górki	Punkt dok. 20	1,2–1,7	0,5	167,0	Piaski drobnoziarniste, mułkowate, z glaukonitem, szarozielone
Górki	Punkt dok. 26	1,6–1,9	0,3	174,4	Mułki ilaste, szarozielone, z glaukonitem, spoiste
Górki	Punkt dok. 25	1,2–2,0	0,8	172,8	Piaski drobnoziarniste, zielone, z glaukonitem

— występują na kulminacjach urozmaiconej powierzchni kredowej na zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego (okolice Górek, punkty dok. 16 oraz 18, 20, 21, 25, 26). Dolecki i Wojtanowicz (1992) opisywali obecność eocenijskich iłów z konkrecjami żelazistymi w okolicy Górek na głębokości od 23,8 do 27,4 m.,

Należy dodać, że powierzchnia stropu kredy rozumiana jest w niniejszym opracowaniu (podobnie, jak to przyjął Harasimiuk, 1975) jako powierzchnia ścięcia „erozyjno-denudacyjnego” skał kredowych. Jest to powierzchnia różnowiekowa w sensie genetycznym, z widocznymi procesami denudacji chemicznej (paleokrasu).

O eocenie w okolicy Turna i Holi pisali Dolecki i Wojtanowicz (1992). Do eocenu zaliczono iły zielone, o miąższości jednego metra, nawiercone w Turnie (otw. 46). Analiza budowy geologicznej w okolicy Turna i Holi wskazuje, że występowanie iłów eocenijskich związane jest z obecnością

nieciągłości tektonicznych, jednak prawdopodobnie nie w takim stopniu, jak uważali Dolecki i Wojtanowicz (1992). W pierwszej wersji opracowania piaski glaukonitowe, a wraz z nimi m.in. ły i pyły zielone i zielonoszare, zaliczone zostały do oligocenu. Autorzy nie nawiązali do formacji z Siemienia, opisanej i udokumentowanej na obszarze sąsiedniego arkusza Parczew (Stochlak, 1979). ły szarozielone i czarnozielone, twaroplastyczne przewiercone w profilach otworów: Dębowa Kłoda (otw. 28), Uhnin (otw. 31) oraz Białka (otw. 49), w pierwszej wersji opracowania powiązano z pliocenem, co w świetle powyższej analizy nie ma uzasadnienia.

b. Oligocen

Piaski i mułki kwarcowe, miejscami ze żwirami udokumentowano w siedmiu otworach (tab. 6). Są to piaski drobnoziarniste, miejscami pyłowate, kwarcowe, miejscami zawierające także żwiry o składzie petrograficznym skał lokalnych: lidyty, krzemienie (otw. 43 – Białka) oraz żwiry kwarcowe, tzw. „fasolkę oligoceńską” (otw. 12 – Żniarki 1), lokalnie mogą zawierać domieszki glaukonitu. Osady zaliczone do oligocenu udokumentowano w otworach zestawionych w tabeli 6.

Tabela 6

WYSTĘPOWANIE UTWORÓW OLIGOCENU
UDOKUMENTOWANE W OTWORACH WIERTNICZYCH

Miejscowość	Numer otworu wg mapy geologicznej	Głębokość [m]	Miąższość [m]	Wysokość stropu [m n.p.m.]	Litologia
Żniarki 1	12	14,0–37,2	23,2	142,0	Piaski drobnoziarniste z wkładkami mułków, kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe; na głębokości 30 m obecne żwiry skał lokalnych: lidyty i kwarcyty; w spągu żwiry (krzemieni)
Białka	43	38,0–63,0	25,0	123,7	Piaski drobnoziarniste kwarcowe ze żwirami skał lokalnych (krzemieni)
Turno	45	7,0–40,0	33,0	153,0	Piaski drobnoziarniste kwarcowe szarozielone
Turno	46	29,0–53,0	24,0	157,0	Piaski drobnoziarniste kwarcowe szarozielone
Hola szkoła	48	33,0–36,8	3,8	142,0	Piaski drobnoziarniste kwarcowe szarozielone
Sosnowica	63	4,0–14,2	10,2	162,0	Piaski drobnoziarniste kwarcowe, w stropie pyły szarozielone
Górki	71	5,5–8,0	2,5	166,5	Piaski drobnoziarniste kwarcowe szarozielone

Osady oligoceńskie, podobnie jak osady zaliczone do eocenu, występują w różnych sytuacjach geologicznych:

- jako ostańce (Żniarki 1 – otw. 12 (tabl. VII); Turno–Hola – otw.: 45, 46, 48)
- jako wypełnienia głębokich obniżen (rynien?) być może predysponowanych tektonicznie: (otw. 43 – Białka – przekrój A–B);
- jako wypełnienia obniżen (paleokrasowych) w stropie utworów węglanowych kredy: Sosnowica (otw. 63) oraz prawdopodobnie na południowo-zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego, w Górkach (otw. 71).

Autorzy pierwszej wersji opracowania osady oligocenu wyróżnili w Turnie i Holi oraz w okolicy Górek, gdzie

[...] leżą na strefach wyraźnych elewacji w obrębie powierzchni podczwartorzędowej. W podobnej sytuacji morfologicznej leży niewielka wyspa oligocenu na północy arkusza w rejonie Hołowna [...] [Dolecki i in., 1990].

W Górkach opisywano je jako: piaski glaukonitowe drobnoziarniste, szare z odcieniem zielonym, lokalnie ze żwirami skał kredowych (Dolecki i in., 1990). Utwory oligocenu wyróżniano także w Hołowni (Dolecki i in., 1990), jednak według dostępnych danych (NAG) nie ma podstaw do wyróżnienia osadów tego wieku w profilu otworu Hołowno (otw. 5).

* *
*

Piaski i żwiry występują lokalnie, na powierzchni kredowej, pod najstarszymi osadami wodnolodowcowymi i wypełniają kopalną rynnę w Kodeńcu. Są to piaski i żwiry z otoczkami litytów i krzemieni. Stanowią nagromadzenie w postaci bruku (residuum?) na głębokości około 80 m.

10. Neogen

a. Miocen

Miocen środkowy

Iły, mułki i piaski. Są to iły, mułki ilaste, plastyczne, zwarte, barwy brunatnej i szarej, wśród nich częste są „pstre” przebarwienia i piaski drobno- i średnioziarniste. Występują także przewarstwienia piasków drobnoziarnistych, szarych, lokalnie z substancją organiczną (czarne mułki humusowe – Dolecki i in., 1990), takie jak w profilu Horostyta (otw. 39). Osady tego typu znane są też z Horostyty (otw. 40) i Holi (otw. 48), gdzie znajdują się w ostańcach, oraz z okolic Górek na południowo-zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego, gdzie wypełniają lokalne obniżenia w powierzchni stropu kredy. Osady zaliczone do miocenu środkowego udokumentowano w otworach przedstawionych w tabeli 7.

WYSTĘPOWANIE UTWORÓW MIOCENU UDOKUMENTOWANE
W OTWORACH WIERTNICZYCH I PUNKTACH DOKUMENTACYJNYCH

Miejscowość	Numer otworu lub punktu dokumentacyjnego wg mapy geologicznej	Głębokość (m)	Miąższość (m)	Wysokość stropu (m n.p.m.)	Litologia	Uwagi
Horostyta	39	18,7–30,0	11,3	153,3	Mułki ilaste, szare, z przewarstwieniami piasków i mułków, w spągu poziom gleby kopalnej	
Hola szkoła	48	4,0–33,8	29,8	171,0	Mułki ilaste, mułki piaszczyste, ciemnoszare	
Górki	Punkt dok. 21	1,4–3,2	1,6	171, 6	Iły twardoplastyczne zwarte, szare, szarordzawe	
Górki	Punkt dok. 24	1,2–3,2	2,0	173,8	Mułki, mułki ilaste, zwarte, szare, liczne przebarwienia brunatne nieregularne	Produkty wietrzenia lub formacja poznańska
Górki	Punkt dok. 27	0,0–1,1	1,1	175,9	Iły zwarte, tłuste, brunatnoszare z rdzawymi przemazami (od 0,5 m niebieskawe)	

Iły i mułki brunatnoszare, twardoplastyczne udokumentowane w otworach: Uhnin (otw. 31), Białka (otw. 49) i Turno (otw. 46) litostratygraficznie można zaliczyć do miocenu środkowego (Piwocki, 2004).

W pierwszej wersji opracowania na podstawie analizy litologiczno-petrograficznej do miocenu zaliczono osady przewiercone w Horostycie (otw. 40) na głębokości od 18,7 do 30,0 m, gdzie przykryte są glinami zwałowymi złodowców południowopolskich (Dolecki i in., 1990). Przez wyżej wymienionych autorów zostały one opisane następująco:

Pod względem wykształcenia litologicznego i granulometrycznego są to [...] klastyczne osady drobnoziarniste, takie jak: mułki, mułki ilaste, mułki ilasto-piaszczyste, gliny mułkowate, piaski pyłowate i drobnoziarniste. Wyraźniejsza strefa zalegania piasków średnioziarnistych występuje w dolnej części profilu, już bezpośrednio nad marglami górnokredowymi.

W Horostycie (przekrój E–F – tabl. VII) (otw. 40) w obrębie całej serii osadów o łącznej miąższości 15,3 m wyróżniono trzy części opisane w pierwszej wersji opracowania w następujący sposób:

Część górna (4,3 m) wyróżnia się największą różnorodnością litologiczno-granulometryczną. W wyniku analiz laboratoryjnych ustalono tu obecność: piasków drobnoziarnistych, pyłowatych, glin mułkowatych i mułków ilasto-piaszczystych.

Część środkowa, o miąższości 8,5 m, wykształcona jest w postaci dość jednolitej serii jasnoszarych lub szarosiwych mułków ilastych. Wśród mułków widoczne są miejscami cienkie soczewki czarnego

ilu lub drobne laminy substancji organicznej. Jedynie w początkowej fazie akumulacji tej serii zaznacza się niewielki udział piasków pyłowato-ilastych o barwie ciemnozielonej, z wyraźną warstwą (0,1 m) czarnych mułków humusowych, czy nawet gleby kopalnej. W poziomie akumulacyjnym gleby kopalnej hydrogenicznej, występują liczne zwęglone szczątki drzewa i wkroplenia związków manganowych. Miocieńskie mułki ilaste charakteryzują się wysokim udziałem frakcji pyłowej (59,7–86,9 %).

Część dolna (2,5 m) reprezentowana jest przez luźne, jasnoszare piaski średnioziarniste. [...] Pojedyncze ziarna są na ogół ostrokrawędziste, szkliste i szorstkie w dotyku [Dolecki i in., 1990].

Osady te nie były badane paleobotnicznie. Ich przynależność stratygraficzną określono na podstawie wyników datowań TL:

Dwie daty TL wykonane dla tych osadów (głębokość 28,0–28,5 m oraz 30,0–30,9 m) z profilu Horostyta, dały wynik powyżej 1 miliona lat [Dolecki i in., 1990].

Autorka aktualizacji, po analizie materiału źródłowego jakim jest dokumentacja NAG otworu Horostyta 5 (otw. 40), uważa, że dolna część tego profilu (od 30 do 34 m) wykazuje podobieństwo litologiczne do osadów eocieńskich. Według karty otworu są to: piaski i mułki zielonoszare, zielonkawe (HCl–). Część utworów z profilu otworu Horostyta 5 (otw. 40) od głębokości 30 do 34 m autorka zaliczyła do eocenu. Miąższość utworów miocenu w omawianym profilu wynosi więc 11,3 m.

Seria mułków ilastych, twardeplastycznych, ciemnoszarych i mułków piaszczystych, o miąższości 29,8 m (od 4,0 do 33,0 m) występuje w otworze Hola Szkoła (otw. 48). Osady te do głębokości 12 m są odwapnione, poniżej już nie (karta otworu NAG). Profil ten cytowany był przez Doleckiego i Wojtanowicza (1992). Przewiercone w nim mułki ilaste i łyły zaliczono do oligocenu i co ciekawe, opisano w nich obecność gładów szarych piaszczystych. W analizowanym opisie karty tego otworu (NAG) nie zanotowano tego szczegółu.

Z próbek pobranych z łąw brunatnych, zwartych, plastycznych z punktów dokumentacyjnych: 18, 21–24, 26, 27, wykonano analizy paleobotaniczne (Słodkowska, 2020), z których wynika, że nie zachowały się sporomorfy (oprócz kilku współczesnych), natomiast powszechna jest koloidalna krzemionka, pojedyncze nieoznaczalne fragmenty drewna i agregaty glaukonitu.

Na próbkach pobranych z łąw brunatnych, o przełamie tłustym i mułków brunatnych eksploatowanych niegdyś w cegielni w Górkach (w odległości około 500 m na południe od południowych granic arkusza Sosnowica) wykonano badania palinologiczne (Słodkowska, 2020). Stwierdzono w nich pyłki współczesne. Masowo występowały palinoklasty w postaci bezstrukturalnych, homogenicznych dużych fragmentów materii. Te szczątki nie miały wyraźnych śladów struktur organicz-

nych, były jednorodne, zazwyczaj brunatne. Świadczyć to może o specyficznym chemizmie środowiska, w którym pyłek nie zachował się (Słodkowska, 2020).

Zatem osady udokumentowane w południowo-zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego można interpretować jako produkty wietrzenia (paleogeńskie/neogeńskie) lub wiązać z formacją poznańską, reliktoowo zachowaną w obniżeniach paleokrasowych (profil syntetyczny). Taki stan jest charakterystyczny dla utworów lądowych formacji poznańskiej (Słodkowska, 2020). Autorka skłania się do drugiego rozwiązania i uważa, że odwiercone w przedstawionych otworach i punktach dokumentacyjnych osady, reprezentują facje lądowe miocenu.

Analiza palinologiczna próbek pobranych z ciemnobrunatnych iłów w Mariance (punkt dok. 34) wskazuje także na obecność nieoznaczalnych, bezstrukturalnych, homogenicznych, dużych fragmentów materii (Słodkowska, 2020). Pyłków roślin w próbkach brak. Można zatem przypuszczać, że są to osady reprezentujące facje lądowe, prawdopodobnie wieku górnomiocenijskiego. Jednak ich położenie prawie na powierzchni Garbu Włodawskiego, w sąsiedztwie moren czołowych w okolicy Marianki, upoważnia do stwierdzenia, że mogą być zaburzone glacitektonicznie.

11. Paleogen–czwartorzęd

a. Eocen–holocen

Eocen górny–holocen

Utwory eocenu górnego, neogenu i czwartorzędu nierozdzielone.

Litologicznie są to piaski drobnoziarniste z glaukonitem, gliny ilaste przechodzące w ily zwarte, szerozielonkawe, wapniste, a także ily plastyczne „pstre”, o miąższości do 2,0–2,3 m. Osady te występują pod nakładem (ok. 1 m miąższości) piasków, prawdopodobnie deluwialnych.

Przypuszczalnie są to utwory rezydualne, starsze od czwartorzędu. Występują one powyżej ilasto-marglistej zwietrzliny skał kredowych. Udokumentowano je w punktach dokumentacyjnych 21 i 26 (tab. 1) na zachodnim stoku Garbu Włodawskiego (w Górkach) wzdłuż południowej granicy opisywanego obszaru.

12. Czwartorzęd

W zaktualizowanej wersji arkusza Sosnowica SMGP najpoważniejsze zmiany w porównaniu z pierwszą wersją opracowania dotyczą stratygrafii osadów czwartorzędowych oraz geometrii większości wydzielen na mapie powierzchniowej, a także interpretacji geologicznej. Osady czwartorzędowe udokumentowane zostały m.in. w sześciu otworach kartograficznych, wykonanych do pierwszej wersji opracowania. Jednak profile tych otworów, pomimo cytowań w tekście, nie zostały w tym

opracowaniu przedstawione, oprócz nielicznych, pokazanych na przekrojach geologicznych. Dodatkowo brak metryczek znacząco utrudniał czytelność i odbiór opracowania. Autorka aktualizacji, po weryfikacji profili z kartami otworów z NAG, zestawiała profile otworów kartograficznych (tabl. III) oraz wykorzystwała do opracowania nowej wersji arkusza informacje geologiczne pochodzące z pozostałych otworów, głównie hydrogeologicznych. Przedstawione na tablicy III profile trzech otworów odwierconych w jeziorach sosnowickich zostały sporządzone na podstawie danych z publikacji (Więckowski, Wojciechowski, 1971).

Na obszarze arkusza Sosnowica osady czwartorzędowe zalegają zarówno na powierzchni zbudowanej głównie z węglanowych skał mastrychtu górnego, która w południowej części (Białka–Sosnowica) jest silnie skrasowiała, jak również na utworach neogeńskich i paleogeńskich, w różnych sytuacjach geologicznych.

Osady czwartorzędowe o największej udokumentowanej miąższości (80 m) wypełniają kopalną formę erozyjną w Kodeńcu (otw. 20 i 22). Większe miąższości udokumentowano także w otworach: Lubień IG-1 (otw. 38) – 60 m oraz Podedwórze IG-5 (otw. 27) – 75 m.

Najmniejsza miąższość osadów czwartorzędowych wynosi około 1,4–2,0 m i występuje w miejscach, gdzie osady mineralne wypełniają formy paleokrasowe (punkty dok.: 19 w Sosnowicy oraz 25, 28, 29 w okolicy Górek). Na pozostałym obszarze miąższości utworów wahają się od około 4 do 75 m, a w rejonie Kodeńca (Zakłęśłość Sosnowicka) – do około 80 m.

a. Plejstocen

Mułki ilaste mioceńskie jako kry w utworach plejstocenijskich. Są to mułki ilaste ciemnobrunatne, plastyczne, zaburzone. Występują w obrębie moreny czołowej w Marianne (punkt dok. 34, tab. 1). Analiza palinologiczna wykazała obecność w nich fragmentów homogenicznej i koloidalnej materii oraz brak zachowanego pyłku (Słodkowska, 2020). Słaby stan zachowania pyłku lub jego brak jest powszechny w osadach facji lądowych wieku mioceńskiego. Przedstawiona sytuacja występowania mułków w obrębie moren Marianki wskazuje na procesy glacitektoniczne.

Plejstocen dolny

Plejstocen dolny (przedglacjalny) obejmuje znaczny odcinek czasowy, który na omawianym obszarze jest dosyć słabo udokumentowany.

Piaski i żwiry rzeczne zostały udokumentowane w Lubiczynie (otw. 15) na Zakłęśłości Sosnowickiej. Są to piaski różnoziarniste, ze żwirami kwarcu oraz wkładkami ilów szarych,

wapnistych (HCl+). Leżą one na marglach kredowych i przewiercono je na głębokości od 13 do 16 m. Na Garbie Włodawskim w otworze 73 (w okolicy Pasieki), przewiercono dwumetrowej miąższości serię piasków różnoziarnistych i żwirów skał lokalnych, które być może należy wiązać z plejstocenem dolnym. Znajdują się one powyżej skał węglanowych mastrychtu, a ich spąg leży na wysokości około 160 m n.p.m. (przekrój geologiczny A–B).

Autorzy pierwszej wersji opracowania do utworów preglacjalnych zaliczyli ilasto-margliste osady zawierające żwiry skał lokalnych (krzemienie, rogowce, kwarc) występujące w profilu otworu Żniarki 1 (otw. 12). Utwory te, o miąższości 0,7 m, reprezentują zwietrzelinę znajdującą się w stropie skał kredowych, pod osadami oligoceńskimi niewyróżnionymi przez Doleckiego i innych (1990).

Zlodowacenia południowopolskie

Zgodnie z obowiązującym podziałem stratygraficznym (Instrukcja SMGP, 2004) do zlodowaceń południowopolskich zalicza się zlodowacenia: Nidy, Sanu 1 i Sanu 2 oraz dzielące je interglacjalne: małopolski i ferdynandowski. Na omawianym obszarze poziomem palinostratygraficznym są udokumentowane paleobotanicznie osady jeziorne interglacjalne ferdynandowskiego (Janczyk-Kopikowa, 1984, 1991; Dolecki i in., 1990) w profilu otworu Sosnowica 6 (otw. 56). Poziomy glacialne według wyżej wymienionych autorów reprezentowane są przez trzy poziomy gliny lodowcowych. W zaktualizowanej wersji mapy gliny dawnego stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego zaliczono do zlodowacenia Nidy, a gliny stadiału górnego do zlodowacenia Sanu 1.

Gliny zaliczane przez Doleckiego i innych (1990) do stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego według najnowszych badań reprezentują zlodowacenie Sanu 2 (Małek-Pidek, 2007; Żarski, 2009; Żarski i in., 2009; Małek, 2011; Marks i in., 2016; Hrynowiecka i in., 2019; Kucharska, Żarski, 2019; Żarski, Kucharska, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023a, b), co ma duży wpływ na interpretację stratygrafii utworów plejstocenijskich omawianego obszaru.

Zlodowacenie Nidy

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują w otworach 20 i 22 na obszarze Zakłęśności Sosnowickiej i wypełniają najniższą część kopalnego obniżenia, prawdopodobnie rynny lodowcowej, w Kodeńcu i w pobliskim Wyhalewie. Są to serie piasków różno- i gruboziarnistych oraz żwirów skał północnych o miąższości do 25 m. Ich spąg znajduje się na wysokości około 76 m n.p.m. Jest to najniższe położenie osadów plejstocenijskich na obszarze arkusza Sosnowica (tabl. VII).

W otworze Sosnowica 6 (otw. 56) na głębokości od 25 do 35 m występuje seria piasków ze żwirami skał krystalicznych, miejscami z przewarstwieniami (soczewkami) mułków ilastych zawierających brunatną substancję organiczną (głębokość 32,7–33,0 m). Podczas realizacji pierwszej wersji opracowania osady te nie były przebadane palinologicznie. Obecnie przyjmuje się, że mogą one reprezentować poziom wodnolodowcowy, z porwakami osadów starszych, prawdopodobnie mioceńskich.

Na Garbie Włodawskim w otworze Horostyta 4 (otw. 36) przewiercono serię piasków średnioziarnistych ze żwirami skał północnych, w spągu z brukiem skał północnych i krzemieni, która spoczywa na kredzie piszącej. Spąg tej serii znajduje się na wysokości około 135 m n.p.m. W pobliskim otworze 37, bezpośrednio na węglanowym podłożu mastrychtu, występuje również 5-metrowej miąższości seria piaszczysto-żwirowa, której spąg znajduje się 130 m n.p.m. Można przyjąć, że znajduje się ona w pozycji stratygraficznej zlodowacenia Nidy.

W pierwszej wersji opracowania za najstarsze osady związane z plejstoceniem glacialnym (w pozycji stratygraficznej zlodowacenia najstarszego) uważano serię ze Żniarek (otw. 12) przewierconą na głębokości od 14,0 do 37,2 m. Jednak po przeanalizowaniu dokumentacji z NAG uznano, że osady opisanej wyżej serii wykazują cechy utworów paleogeńskich (piaski drobnoziarniste, kwarcowe z wkładkami mułków szarozielonych, piaski pyłowate oraz żwiry skał lokalnych) i obecnie zaliczono je do oligocenu.

Gliny zwałowe i żwiry z głazami rezydualne. W Kodeńcu, w otworze 18, występują gliny zwałowe szarosiwe, o miąższości 2,9 m, ze żwirami krystalicznych skał północnych i soczewkami glin piaszczystych. Leżą one bezpośrednio na marglach kredowych, na wysokości 103,1 m n.p.m. (głębokość od 51,0 do 53,9 m). Na omawianym obszarze jest to najniżej zachowany poziom osadów lodowcowych. Znajduje się on blisko kopalnej rynny lodowcowej w Kodeńcu.

W pierwszej wersji opracowania uznano, że poziom ten reprezentuje gliny stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego (na podstawie datowań TL). Wartości współczynników petrograficznych² (Dolecki i in., 1990) dla tego poziomu glin są następujące: O/K–K/W–A/B: 1,0–1,113–0,82.

Obecnie trudno jednoznacznie wypowiedzieć się co do przynależności stratygraficznej tych glin. Sytuacja geologiczna wskazuje, że można je uznać za zachowany w strefie intensywnej erozji, w centralnej części Zakłęsłości Sosnowickiej, poziom glin zlodowacenia Nidy.

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

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) występują w Kodeńcu (otw. 18) powyżej zachowanego poziomu glin. Są to piaski i żwiry przebyte o miąższości 2 m (na głębokości od 49 do 51 m). Osady te wyróżniono także w otworach 20 i 22, gdzie występują nad piaskami i żwirami wodnolodowcowymi dolnymi.

Piaski i mułki zastoiskowe wykształcone w postaci piasków drobnoziarnistych, pyłowatych występują w Kodeńcu (otw. 18) powyżej osadów wodnolodowcowych. Mają miąższość 3 m. Zachowały się, podobnie jak osady starsze w tym profilu, w stoku głębokiego rozcięcia erozyjnego w rejonie Kodeńca. W pierwszej wersji opracowania uznano je za osady lodowcowe stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego.

Zlodowacenie Sanu 1

Osady zaliczone do zlodowacenia Sanu 1 występują przeważnie w strefie Zakłęsłości Sosnowickiej, wypełniając rozległą kopalną formę dolinną przebiegającą w centralnej jej części czyli w okolicach Kodeńca.

Gliny zwałowe występują fragmentarycznie. Zachowały się w otworach przedstawionych w tabeli 8.

W profilu w Kodeńcu gliny zwałowe zachowały się tylko fragmentarycznie (podobnie jak starszy poziom glin zlodowacenia Nidy w tym samym otworze).

W Sosnowicy (otw. 56 – przekrój A–B i otw. 48) położenie glin, jak i charakter osadów w obu profilach są podobne. Współczynniki petrograficzne obliczone dla glin z otworu 56 wskazują na pewną dwudzielność w obrębie tego poziomu glacialnego (Dolecki i in., 1990).

Nie można wykluczyć, że gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 są zaburzone razem z glinami zlodowacenia Sanu 2 w rejonie Garbu Włodawskiego (przekrój E–F – tabl. VII, Horostyta – otw. 37 i Horostyta 4 – otw. 40). Według Lisickiego omawiany poziom glin z profilu Sosnowica można korelować z glinami typu Bukowa *f2* i Janówka *e2* (Lisicki, 2003) reprezentującymi dwa stadiały w obrębie zlodowacenia Sanu 1.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują głównie na obszarze Zakłęsłości Sosnowickiej. Tworzą wyraźny poziom osadów, rozcinający starsze poziomy glacialne, np. w Kodeńcu (otw.: 18, 20, 22). Są to piaski różnoziarniste i żwiry, z otoczkami skał północnych w postaci bruku. Spąg tej serii najniżej występuje na wysokości około 130 m n.p.m. (w rejonie Kodeńca, przekrój E–F – tabl. VII), gdzie miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi od 15 do około 30 m. W profilu Horostyta 4 (otw. 36) na głębokości od 15 do 19 m znajduje się seria piaszczysto-żwirowa z brukiem

CHARAKTERYSTYKA GLIN ZWAŁOWYCH ZŁODOWACENIA SANU 1

Nazwa otworu lub miejscowość	Numer otworu wg mapy geologicznej	Głębokość (m)	Wysokość spągu (m n.p.m.)	Litologia	Współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B	Miąższość (m)
Żniarki	11	31,0–43,0	113,0	Gliny zwałowe z piaszczystymi przewarstwieniami	–	Nieprzewiercone
Kodeńiec	18	44,0–46,0	111,0	Gliny zwałowe szare z licznymi głazami skał północnych		0,6
Uhnin	33	26,0–28,0	130,0	Gliny zwałowe		Nieprzewiercone
Sosnowica	56	18,3–25,0	137,5	Gliny zwałowe ilaste, szare, ze znaczną ilością żwirów skał północnych	1,17–1,02–0,86 0,73–1,80–0,48	6,7
Sosnowica tartak	57	21,0–30,0	133,0	Gliny zwałowe ilaste, szare		6,0

żwirowym w spągu (żwiry skał północnych oraz margli kredowych), którą można zaliczyć do omawianego poziomu stratygraficznego.

Autorzy pierwszej wersji opracowania omawiane osady zaliczyli do stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego (piaski ze żwirami dolne i górne).

Mułki i piaski zastoiskowe zostały przewiercone w Kodeńcu (otw. 20, 22). Spąg omawianej serii znajduje się na wysokości około 130 m n.p.m., a jej miąższość wynosi do 14 m. Osady zastoiskowe leżą powyżej utworów wodnolodowcowych. Opisywano je jako mułki o barwie siwej (Dolecki i in., 1990), a stratygraficznie uznano je za osady stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego.

W Dębowej Kłodzie (otw. 28), pomiędzy dwoma poziomami glin zwałowych przewiercono 15-metrowej miąższości serię piasków drobnoziarnistych i mułków pyłowatych, które można interpretować jako osady zastoiskowe związane ze zlodowaceniem Sanu 1.

Interglacjał ferdynandowski

Ocieplenie rangi interglacjału (MIS 13–15)³ w obrębie zlodowaceń południowopolskich zostało udokumentowane paleobotanicznie w Ferdynandowie (Janczyk-Kopikowa, 1987, 1991; Stachowicz-Rybka i in., 2017).

Mułki i gytie jeziorne oraz torfy zostały przewiercone w otworze Sosnowica 6 (otw. 56). Miąższość całej serii wynosi 4,8 m (Dolecki i in., 1990). Występuje ona na głębokości

³ Morskie stadia izotopowe (*Marine Isotope Stages*), stanowiące podstawę badań klimatostratygraficznych w plejstocenie (Lisiecki, Raymo, 2005).

od 13,5 do 18,35 m pomiędzy poziomami glin zwałowych. Opis tych osadów, sporządzony według karty otworu NAG, jest następujący:

13,5–16,5 m – mułki piaszczysto-ilaste, brunatno-czarne, HCl+ oraz il szary z soczewkami czarnych mułków organicznych, przejście stopniowe w mułek ilasty;

16,5–18,3 m – mułki ilaste, szare, ze szczątkami flory i fauny oraz soczewkami kredy jeziornej i gytii, HCl+;

18,3–18,35 m – torf brunatnoszary z makroszczątkami mchu.

Wyniki analizy paleobotanicznej (Janczyk-Kopikowa, 1984) próbek z tej serii są następujące:

[...] uzyskane spektra pyłkowe [...] są bardzo charakterystyczne i diagnostyczne [...]. Rozwój roślinności w Sosnowicy rozpoczął się panowaniem tundry w chłodnym klimacie. Rosły wtedy m.in. trawy (*Graminae*), turzyce (*Cyperaceae*) i bylice (*Artemisia*) oraz [...] wierzby (*Salix*) i brzoza karłowata (*Betula nana*). Następne próbki [...] wskazują na poprawę klimatu i dominację lasów borealnych (sosnowo-brzozowych) typu tajgi. Stopniowo zaczynają się pojawiać w spektrach drzewa o wyższych wymaganiach termicznych. Są to np. dęby (*Quercus*), wiązy (*Ulmus*), lipy (*Tilia*) i leszczyny (*Corylus*) [Dolecki i in., 1990].

O optimum klimatycznym świadczą ziarna pyłku stwierdzone w próbkach z głębokości 16,53–17,30 m:

Podkreślenia wymaga fakt niewystępowania w optimum klimatycznym grabu (*Carpinus*). Następne wyniki świadczą o zwiększającej się wilgotności klimatu. Na oceaniczny charakter klimatu wskazuje [...] osiągająca maksymalne wartości (29,2%) jodła (*Abies*), a także obecność cisa (*Taxus*). W okresie tym panują cieniste lasy iglaste z jodłą, świerkiem i cisem. [...] Spektra pyłkowe uzyskane z kolejnych próbek (głębokość 13,65–14,53 m) obrazują inny typ roślinności. Na omawiany teren wraca tajga z panującymi sosną (*Pinus*) i brzozą (*Betula*) oraz znacznym udziałem świerka (*Picea*) i modrzewia (*Larix*). Śladowo występują drzewa liściaste ciepłolubne. Stropowe próbki (głębokość 13,51–13,54 m) piaszczyste [...] pozwalają jedynie na sugestię, że mamy w nich zarejestrowaną następną zmianę roślinności [...] pojawiają się ziarna pyłku grabu (*Carpinus*).

Porównując sukcesję pyłkową z Sosnowicy z sukcesją pyłkową innych stanowisk interglacjału w Polsce, można stwierdzić, że odpowiada ona całkowicie ferdynandowskiej sukcesji pyłkowej [Dolecki i in., 1990].

Obecnie uważa się, że w obrębie interglacjału ferdynandowskiego były dwa optima (FI – MIS 15 około 621–600 ka BP oraz drugie FII – MIS 13 około 508–81 ka BP), a pomiędzy nimi

ochłodzenie MIS 14 (Pidek, 2003; Pidek i in., 2015). Według Pidek (2003) próbki z otworu Sosnowica 6 (otw. 56) reprezentują zachowany fragment późnego glaciału Sanu 1, pierwszy interglacjał w sukcesji ferdynandowskiej (FI) oraz trudną do określenia część odcinka chłodnego wraz z początkiem drugiego interglacjału (FII). Cała opisywana seria wypełnia niewielki, kopalny zbiornik jeziorny znajdujący się w strefie obniżenia powierzchni podczwartorzędowej, gdzie łączna miąższość osadów plejstocénskich dochodzi do nieco ponad 30 m. Spąg serii jeziornej znajduje się na wysokości około 144 m n.p.m. Pod torfami występują bezpośrednio gliny zwałowe, zaliczone do zlodowacenia Sanu 1 (Lisicki, 2003).

Należy dodać, że w pobliskim otworze Sosnowica (Tartak) (otw. 57), na głębokości od 17 do 21 m (spąg na 142 m n.p.m.), występuje seria mułków szarych, plastycznych (o miąższości 4 m), podścielona glinami lodowcowymi. Seria ta nie była badana paleobotanicznie, jednak niewykluczone, że reprezentuje także ciepłe osady zbiornikowe z tego interglacjału.

Zlodowacenie Sanu 2

Osady omawianego piętra reprezentują facje lodowcowe i wodnolodowcowe zachowane zarówno na powierzchni terenu, jak i poniżej. Miąższości ich są zmienne, największe występują w rejonie Zakłęsłości Sosnowickiej, pomiędzy 30 a 40 m, a w strefie Garbu Włodawskiego pomiędzy 20 a 30 m. Są to serie osadów plejstocénskich, które zalegają bezpośrednio na starszym podłożu.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują w rejonie Białki i jezior sosnowickich. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczakami (otw.: 43, 44, 50), które leżą bezpośrednio na podłożu paleogeńskim (eocen górny) lub wypełniają kopalne obniżenie (rynnę) o założeniach tektonicznych, sąsiadujące z wyniosłością podłoża kredowego (przekrój geologiczny A–B). W otworze 43 rozpoczynają się znaczącym nagromadzeniem żwirów skał północnych (na głębokości 25 m). Spąg tej serii występuje na wysokości około 138 m n.p.m.

W okolicy Sosnowicy (otw. 59) przewiercono miąższą (13,8 m) serię piaszczysto-żwirową, w spągu z brukiem zawierającym otoczaki skał krystalicznych i kredowych. Dokumentują one intensywną erozję, prawdopodobnie także poziomu starszych glin zwałowych (Sanu 1), przewierconych w otworze 56 (przekrój geologiczny A–B).

W pierwszej wersji opracowania osady te zaliczono do interstadiału pilickiego zlodowacenia środkowopolskiego.

Iły i mułki zastoiszkowe (dolne) są to najstarsze osady, które fragmentarycznie ukazują się na powierzchni terenu, głównie w strefie Garbu Włodawskiego. Odslaniają się spod osadów deluwialno-stokowych, soliflukcyjnych (punkt dok. 10) oraz w okolicy Pieszowoli (punkt dok. 31).

Są to iły plastyczne oraz mułki opisywane jako „siwe”, miejscami lessopodobne. W okolicy Górek na południowo-zachodnim krańcu Garbu Włodawskiego, opisano (Dolecki i in., 1990) odsłonięcie, w którym miały się one odsłaniać, jednak obecnie nie znaleziono tej wychodni. Mułki pyłowate znane są z otworów na Garbie Włodawskim (otw.: 65, 72–75). Ich miąższość jest zmienna i wynosi od 8 do 28 m. Przykryte są glinami zwałowymi i występują powyżej utworów węglanowych kredy, sporadycznie ponad utworami eocenu górnego (np. otw. 44, 49).

Występowanie tych osadów bardzo dobrze udokumentowano wzdłuż drogi wiodącej zachodnim stokiem Garbu Włodawskiego, na wschód od miejscowości Górki, tuż przy południowej granicy obszaru arkusza Sosnowica (punkty dokumentacyjne 25, 28–30). Są to mułki ilaste, spoiste, plastyczne, szarosiwe (HCl–). Odsłaniają się spod żwirów sypiących się z rozmywanych i wyżej leżących glin zwałowych (punkt dok. 30). Żwiry zmieszane z iłami dotychczas interpretowano (Dolecki i in., 1990) jako gliny zwałowe występujące wzdłuż całego zachodniego stoku Garbu Włodawskiego, co jest niezgodne z udokumentowanym stanem faktycznym.

Prawdopodobnie iły zostały zaburzone glacitektonicznie (przekrój geologiczny A–B). Były one deponowane z zawiesiny, a materiał pochodził z bliskiej odległości (Dolecki i in., 1990). Autorzy pierwszej wersji opracowania osady te zaliczyli do interglacjału mazowieckiego.

Iły występują także w rejonie Żniarek na Zakłęśłości Sosnowickiej, gdzie osiągają miąższość do 30 m (tabl. VII, otw. 10). W Białce w otworze 49 mają one miąższość do 20 m (przekrój geologiczny A–B). Są to jednorodne osady drobnofrakcyjne, których przynależność stratygraficzną trudno określić bez wnikliwych badań.

Gliny zwałowe i żwiry pyłowate rezydualne występują zarówno na powierzchni Garbu Włodawskiego, jak i pod młodszymi osadami (Zakłęśłość Sosnowicka). Są to gliny najmłodszego i zarazem ostatniego zlodowacenia jakie pokryło omawiany obszar. Na obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej są to gliny ilaste, ilasto-piaszczyste, twaroplastyczne ze żwirami (Lubiczyn 2 – otw. 15, głębokość od 3 do 13 m) lub ilaste określone mianem „siwych” (Żniarki 1 – otw. 12, głębokość od 3,0 do 7,0 m), w stropie odwapnione. Ten poziom glin zachował się również przy zachodniej granicy obszaru arkusza. Ich spąg występuje na wysokości od 140 do 150 m n.p.m. Udokumentowano je w okolicy Żniarek (otw. 10), gdzie są to gliny silnie zwietrzałe i zachowała się jedynie ich warstwa o miąższości 1 m (głębokość od 5,5 do 6,5 m) oraz w pobliskiej Dębowej Kłodzie (głębokość od 9,5 do 16,0 m). W rejonie Białki glin tych już nie stwierdzono.

W Sosnowicy (otw. 56) gliny zwałowe występują na głębokości od 8,0 do 13,5 m i przykrywają osady jeziorne interglacjału fedynandowskiego. Opis tych glin (wg karty otworu w NAG) jest następujący:

[...] na głębokości od 8 do 9 m jest to glina piaszczysto-ilasta, szarosiwa, ze żwirami skał krystalicznych. Poniżej przewiercono soczewę piasków i żwirów o miąższości 1,5 m. Od głębokości 10,5 do 13,5 m występuje glina zwałowa, szara, ilasta ze żwirami, HCl+, jednak w jej obrębie (12,2–12,6 m) przewiercono 0,4 m miąższości piaski ilaste i mułki brunatno-czarne, HCl++.

Autorka niniejszego opracowania uważa, że jest to jeden miąższy poziom glin zwałowych z przewarstwieniami piasków i żwirów, jednak bez odrębności stratygraficznej. Należy dodać, że w pierwszej wersji opracowania w tym ważnym profilu gliny z głębokości od 8 do 9 m opisano jako poziom dosyć zwietrzałych glin i nie zbadano (nie ustosunkowano się do) węglanowych ilastych osadów brunatno-czarnych obserwowanych w jej obrębie.

Na obszarze Garbu Włodawskiego gliny zwałowe występują dosyć powszechnie. Opisywano je także na wschód od badanego obszaru (Trembaczowski, 1968; Żarski, Morawski, 2013), gdzie występują w wielu profilach otworów i osiągają miąższości od 20 m (otw. 67 w Sosnowicy) do 8 m (Horostyta 5 – otw. 40), a nawet do 8–10 m w okolicy Pasieki (otwory: 74, 75). Gliny w rejonie Garbu Włodawskiego prawdopodobnie są zaburzone glacitektonicznie, o czym mogą świadczyć ich znaczne miąższości (Żarski, Morawski, 2013). Wraz z glinami mogły zostać zaburzone niżej leżące drobnofrakcyjne osady zastoiskowe.

W otworze kartograficznym Horostyta 5 (otw. 40) gliny zwałowe tworzą miąższy kompleks, przewiercony prawie od powierzchni terenu do 18,7 m. Są to gliny piaszczyste, ze żwirami skał północnych, jednak głębiej przechodzą one w gliny ilaste, szare, szarobrunatne z mniejszą zawartością żwirów. W obrębie tych glin, na głębokości od 4 do 7 m, występują żółtobrunatne osady lessopodobne (nieprzebadane). Według Doleckiego i innych (1990) gliny z Horostyty to gliny piaszczysto-pyłowate stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego.

W strefie Garbu Włodawskiego spąg omawianych glin położony jest od 170 do nawet 195 m n.p.m. Gliny i ich żwirowo-pyłowate rezydwa występują powszechnie, np. w okolicach Marianki, gdzie opisywano je w następujący sposób:

[...] gliny zwałowe zawierają wyraźny poziom bruku morenowego, złożonego z dużych żwirów i głazów, oraz rozcięte są pseudomorfozami klinów lodowych z wtórnym wypełnieniem. Na bruku spoczywa kilkunastocentymetrowa piaszczysto-pyłasta pokrywa eluwialno-deluwialna, wytworzona w wyniku długotrwałych procesów wietrzeniowych [Dolecki i in., 1990].

Współczynniki petrograficzne żwirów z glin, z próbek pobranych z odkrywek z okolic Marianki i Turna są następujące: O/K – 0,51–0,91; K/W – 1,32–2,19; A/B – 0,43–0,66 (Dolecki i in., 1990).

Gliny wraz ze żwirowymi rezydunami występują w Sosnowicy (punkt dok. 19), w dawnej odkrywce obecnie trudno dostępnej.

Gliny zwałowe ilasto-piaszczyste ze żwirami występują na powierzchni terenu poza obszarem Garbu Włodawskiego. Znalezione je w okolicy Sytyty. Prawdopodobnie zbudowany jest z nich niewielki zdenudowany ostaniec (punkt dok. 38). Zestawienie otworów, w których występują gliny zlodowacenia Sanu 2, przedstawia [tabela 9](#).

Piaski, piaski pyłowate i żwiry lodowcowe brunatnożółte, ze znaczną domieszką żwirów krystalicznych, silnie zwietrzałych występują dosyć powszechnie na powierzchni Garbu Włodawskiego, tj. w okolicach: Pieszowoli, Marianki, Zamołodycza, Horostyty oraz na jego łagodnych stokach (okolice Izabelina), a także w okolicy Holi i Turna. Są to słabo wysortowane osady o zmiennej miąższości od 1,0 do 2,5 m (okolice Horostyty). Często przykrywają cienkimi płatami gliny zwałowe (do 1,8 m miąższości) lub starsze osady zastoiskowe (ok. 1,5 m miąższości – okolice Czołomny). W rejonie Marianki (punkt dok. 34) są to około metrowej miąższości osady pyłowato-żwirowe z głazami, które występują bezpośrednio na utworach neogeńskich (Słodkowska, 2020). Wyniki analiz sedymentologicznych tych osadów wykazały, że są to

[...] osady bardzo słabo wysortowane, a wskaźniki granulometryczne skłaniają do uznania, iż akumulowane były w zmiennych warunkach dynamicznych środowiska sedymentacyjnego [...] [Dolecki i in., 1990].

Dolecki i inni (1990) zaliczyli je do zlodowacenia środkowopolskiego.

Podobne osady, z dużą ilością nagromadzonych żwirów, występują na południe od Sytyty, na obszarze Zakłęśności Sosnowickiej. Nieznana jest miąższość tych utworów, jednak wydaje się, że pokrywają one zdenudowaną powierzchnię glin zwałowych.

Piaski, żwiry i głazy moren czołowych występują powszechnie na kulminacji Garbu Włodawskiego (głównie w okolicach Pieszowoli, Marianki oraz Zamołodycza). Budowę geologiczną tych form można zaobserwować w licznych odsłonięciach, ponieważ materiał żwirowo-głazowy jest tu lokalnie eksploatowany. Są to piaski różnoziarniste, gruboziarniste, często ze żwirami o strukturze masywnego diamiktonu (punkty dok. 32 i 33). W składzie petrograficznym żwirów i głazów dominują ciemne krzemienie (nawet do kilkunastu centymetrów średnicy) oraz silnie zwietrzałe skały północne. W Mariance (punkt dok. 33), na południowej ścianie dużej odkrywki obserwowano pionowo stojący diapir zbudowany z ciemnych, brunatnych iłów w obrębie osadów żwirowo-głazowych. Nie można wykluczyć, że jest to fragment osadów neogeńskich zaburzonych

CHARAKTERYSTYKA GLIN ZWAŁOWYCH ZŁODOWACENIA SANU 2

Nazwa otworu lub miejscowość	Numer otworu wg mapy geologicznej	Głębokość (m)	Wysokość spagu (m n.p.m.)	Litologia	Wartości współczynników petrograficznych O/K-K/W-A/B	Miąższość (m)
Żniarki	10	6,0–8,0	150,0	Gliny ilaste		1,0
Żniarki 1	12	3,0–7,0	145,0	Gliny ilaste, siwe, plastyczne, ze żwirami skał północnych	0,61–2,21–0,40	2,5
Dębowa Kłoda	28	9,5–16,0	150,0	Gliny ilaste		6,5
Lubiczyn 2	15	3,0–13,0	142,0	Gliny ilaste, ilasto-piaszczyste, twar doplastyczne, ze żwirami skał północnych	1,17–1,09–0,73	10,0
Uhnin	32	18,0–22,0	136,0	Gliny zwałowe ze żwirami		4,0
Horostyta 5	40	2,0–10,0	153,3	Gliny piaszczyste, ze żwirami skał północnych, przechodzące w ilaste, szare, szarobrunatne z mniejszą zawartością żwirów, przewarstwienia osadów lessopodobnych od 4 do 7 m	1,17–1,09–0,73	17,7
Sosnowica 6	56	8,0–13,5	149,0	Gliny piaszczysto-ilaste, szarosiwe, ze żwirami, przechodzące w gliny ilaste szare, ze żwirami, HCl+, na głębokości 9,0–10,5 m przewarstwienia: piasków i żwirów, a na głębokości 12,20–12,60 m – piasków ilastych i mułków brunatnoczarnych, HCl++	1,90–1,05–0,85	5,5
Sosnowica	65	1,0–7,0	170,0	Gliny ilaste, zwarte, ze żwirami		6,0
Sosnowica PGR	67	6,0–26,5	144,5	Gliny ilaste, zwarte, ze żwirami		20,0
Turno PGR	46	0,0–10,0	176,0	Gliny ilaste, szare, ze żwirami		10,0
Pasieka PGR	72	0,0–8,0	182,0	Gliny ze żwirami		8,0
	73	0,0–4,0	191,0	Gliny ze żwirami		4,0
Pasieka	74	0,0–12,0	180,0	Gliny ilaste z wkładkami pyłów szarżółtych (zaburzenia glacitektoniczne ?)		12,0
	75	0,0–10,0	183,0	Gliny ilaste, zwarte		10,0

glacitektonicznie, tym bardziej, że w pobliskim odsłonięciu (rowie – punkt dok. 34) stwierdzono obecność ciemnobrunatnych ilów plastycznych wieku neogeńskiego (Słodkowska, 2020).

Moreny czołowe zaliczono (Dolecki i in., 1990) do stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Część kulminacji interpretowano jako kemy (z okolic Pieszowoli czy Marianki) W związku z wyżej wymienionymi cechami osadów, z których zbudowane są wspomniane

kulminacje na Garbie Włodawskim, autorka aktualizacji uważa, że są to moreny czołowe akumulacyjne i brak jest podstaw aby je uznawać za kemy.

Mułki, piaski i ropy zastoiskowe (górne) występują w sąsiedztwie jezior sosnowickich (w okolicach Białki i Libiszowa). Są to jednolite mułki, warstwowane poziomo (np. Białka – otw. 49), których spąg znajduje się na wysokości około 150 m n.p.m. (miąższość wynosi 2 m). Osady te (mułki i piaski drobnoziarniste) występują prawdopodobnie także w pobliskim Libiszowie (otw. 54), gdzie leżą bezpośrednio na utworach kredy (spąg na 150 m n.p.m.), oraz w Sosnowicy (otw. 59) i Kodeńcu (otw. 23).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) występują powszechnie na badanym obszarze, zarówno na rozległym i płaskim obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej, jak i na powierzchni Garbu Włodawskiego. Na obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej, na powierzchni terenu, odsłaniają się w północno-zachodniej części obszaru arkusza Sosnowica: w okolicy Chmielowa (punkt dok. 2) i Czortówki. Są to piaski i żwiry różnoziarniste, miejscami o strukturze masywnej, a na powierzchni występują głazy skał krystalicznych, miejscami silnie zwiertzałe. Obecność tych głazów, daje możliwość prześledzenia występowania omawianych osadów, pomimo że na znacznej powierzchni Zakłęśłości Sosnowickiej występują one pod przykryciem młodszych utworów (na głębokości poniżej 1,5–1,8 m; punkt dok. 1). Serie piasków i piasków ze żwirami, z poziomami bruku zostały udokumentowane w otworach:

- w okolicach Przewłoki (otw. 1 i 2) są to piaski i piaski ze żwirami, z wyraźnym poziomem rozmycia sięgającym do wysokości 138 m n.p.m. (otw. 1); miąższość tych osadów dochodzi w tej okolicy do 12 m;
- w Żniarkach (otw. 10 i 12) spąg serii leży na wysokości 150,0 m n.p.m., bezpośrednio na glinach zwałowych (w otworze 10 silnie zredukowanych);
- w Lubiczynie (otw. 16 i 17) są to piaski różnoziarniste ze żwirami o miąższości do około 11 m (spąg serii na wysokości 141,2 m n.p.m.), a w sąsiedniej Bednarzówce piaski i żwiry są lokalnie eksploatowane;
- w Kodeńcu (otw. 18 i 20) jest to najpełniej wykształcona seria piaszczysto-żwirowa, która wypełnia kopalną rynną polodowcową, w której erozja sięgnęła do głębokości prawie 30 m (czyli do wysokości około 130 m n.p.m.).

Należy pamiętać, że przy interpretacji wysokości występowania przewierconych, miąższych osadów piaszczystych, należy brać pod uwagę margines błędu, ze względu na uzysk rdzenia w takich osadach. Serie piaszczyste i piaszczysto-żwirowe o dużej miąższości (do 25 m) przewiercono w otworach Podedwórze IG-2 (otw. 4) oraz Podedwórze IG-4 (otw. 8). Zalegają one bezpośrednio

na podłożu kredowym. Trudno oczywiście jednoznacznie określić ich pozycję stratygraficzną, jednak można przypuszczać, że mają związek z omawianym poziomem wodnolodowcowym.

Na wschód od Kodeńca omawiane osady występują w okolicy Wyhalewa (otw. 25 i 26), gdzie osiągają miąższość do 23 m. W otworze Podedwórze IG-5 (otw. 27) serie piaszczyste ze żwirami mają miąższość 28 m i leżą na starszych osadach prawdopodobnie zastoiskowych. W pobliskiej Horostycie (otw. 36) piaski ze żwirami (o średnicy 5–7 cm) skał krystalicznych notowano na głębokości od 10 do 15 m, gdzie stanowią prawdopodobnie spąg omawianej serii (141 m n.p.m.).

W zachodniej części obszaru arkusza prawdopodobny poziom osadów wodnolodowcowych można prześledzić w otworach w okolicy: Dębowej Kłody (otw. 28) gdzie miąższość serii wynosi 33 m i sięgają one aż do utworów oligocenu (do 123 m n.p.m.) oraz w otworze 41 (Uhnin IG-1) (miąższość 30 m i spąg na podobnej wysokości 128 m n.p.m.), gdzie serie tych osadów sięgają do stropu kredy. W okolicach Uhnina (otw.: 29–32) miąższość osadów jest mniejsza i wynosi około 20–23 m, a ich spąg występuje na wysokościach od 131,5 do 138,0 m n.p.m. W otworze 32 leżą one na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2.

W okolicach Białki ten poziom wodnolodowcowy nie występuje. Pojawia się dopiero na wschód od Sosnowicy (przekrój geologiczny A–B, otw.: 59–62). Spąg piasków i żwirów sięga tu do wysokości 150 m n.p.m. Na północ od stawów sosnowickich znajdują się one pod cienkim przykryciem osadów eolicznych, jednak ich miąższość nie została tu rozpoznana.

Na powierzchni Garbu Włodawskiego piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) występują w okolicy Izabelina oraz Pieszowoli i Czołomny, jednak pełna ich miąższość również nie jest tu poznana. Miejscami występują na glinach zwałowych (długi stok sięgający do Gospodarstwa Rybackiego w Sosnowicy) lub na słabo przemytych osadach lodowcowych (w okolicach Czołomny) i osiągają miąższość od 1,2 do 1,8 m. Na znacznej powierzchni zachodniego skłonu Garbu Włodawskiego, osady te są w stropie przewiane lub przykryte cienką powłoką osadów eolicznych.

Najważniejszą jednak informacją geologiczną, jaką pozyskano w trakcie przeprowadzonych prac geologiczno-zdjęciowych, jest udokumentowanie kopalnego zbiornika jeziornego z okresu interglacjału mazowieckiego, znajdującego się na powierzchni zbudowanej z omawianych osadów wodnolodowcowych (punkt dok. 3) pod cienkim nadkładem utworów zlodowaceń północnopolskich.

Według autorów pierwszej wersji opracowania osady wodnolodowcowe (górne) występowały (podobnie) w rejonie północno-wschodnim, tj. w okolicy Przewłoki, Chmielowa i Bednarzówki, oraz na północnych stokach Garbu Włodawskiego, w tym w okolicy ówczesnego PGR Sosnowica. Zaliczano je do stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego lub interglacjału

mazowieckiego – w rejonie Kodeńca. W Kodeńcu badane sedymentologicznie osady (z otw. 18) charakteryzują się umiarkowanym wysortowaniem i średnią obróbką ziarn (Dolecki i in., 1990).

Omawiany poziom osadów wodnolodowcowych, według wyników badań sedymentologicznych (Dolecki i in., 1990), charakteryzuje się

[...] zmiennością parametrów uziarnienia. [...] W niektórych profilach występują wyraźne przewarstwienia żwirów. Wysortowanie tych osadów jest słabe [...] bądź umiarkowane [...], a krzywa rozkładu uziarnienia jest symetryczna bądź ujemnie skośna – co jest charakterystyczne dla osadów wodnolodowcowych [...].

Obróbka ziarn kwarcu jest średnia [...]. Wśród minerałów ciężkich dominują nieprzezroczyste (49,2–64,8%). Skład frakcji ciężkiej w grupie minerałów przezroczystych charakteryzuje się zespołem typowym dla utworów lodowcowych i wodnolodowcowych [...]. Badane minerały są świeże, ostrokrawędziste, mało zwietrzałe. Piaski te są bezwęglanowe [Dolecki i in., 1990].

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Torfy, gytie i mułki jeziorne zostały udokumentowane w dwóch nowych stanowiskach na Zakłęsłości Sosnowickiej: w Wygnance w północno-zachodniej części obszaru objętego arkuszem oraz w Sytycie we wschodniej części terenu (Pochocka-Szwarc i in., 2021).

W Wygnance (punkt dok. 3) w niewielkim, podłużnym obniżeniu powierzchni terenu, pod przykryciem mineralnym (o miąższości 1,3 m) znajduje się seria osadów biogenicznych (udokumentowana do głębokości 8 m). Są to torfy (o miąższości 1,2 m) podścielone gytiami węglanowymi zawierającymi liczny detrytus malakofauny. Pobrane z nich próbki wytypowano do maceracji i wykonano analizy palinologiczne (Pidek, 2020). W próbkach obecne były dobrze zachowane palinomorfy. W wyniku analizy próbek wyznaczono poziomy pyłkowe, które dokumentują mazowiecką sukcesję pyłkową (Pidek, 2020). Bardzo wysoki udział pyłku cisa (*Taxus*) współwystępuje z wysokim udziałem pyłków olszy (*Alnus*) i świerka (*Picea*). Sukcesja poziomów pyłkowych świerkowo-olszowego, następnie cisowego oraz grabowo-jodłowego to cechy przewodnie mazowieckiej sukcesji pyłkowej (Janczyk-Kopikowa, 1991; Krupiński, 1995, 2000; Pidek, 2003).

Oznaczenia malakofauny (Szymanek, 2020) dokumentują obecność 22 gatunków mięczaków, preferujących zbiorniki wód płytkich, stojących lub strefy litoralu. Wyróżnione taksony małżoraczków wskazują na obecność rodzaju *Scotia*, często notowanego w osadach interglacjału mazowieckiego, lecz nie później (Pochocka-Szwarc i in., 2021).

Omawiane osady jeziorne w Wygnance wypełniają paleozbiornik wypreparowany w osadach wodnolodowcowych (górných) (Pochocka-Szwarc i in., 2021). Seria jeziorna przykryta jest piaskami pyłowatymi i mułkami rzeczno-peryglacjalnymi (niweofluwialnymi) zlodowacenia Wisły o miąższości 1,3 m.

Blisko przysiółka Sytyta (stanowisko Sytyta – punkt dok. 8), na głębokości od 2,5 do 3,4 m natrafiono na torfy. Pobrano z nich próbki i wykonano ekspertyzę palinologiczną (Hrynowiecka, 2020). Frekwencja i stan zachowania sopromorf w próbkach były bardzo dobre. We wszystkich występował zbliżony skład taksonomiczny, który zaliczono do jednego poziomu *Pinus–Alnus–Picea*.

Stanowisko Sytyta zlokalizowane jest blisko wschodniej granicy obszaru arkusza Sosnowica z arkuszem Kaplonosy (Żarski, Morawski, 2019). W stanowisku tym nadkład mineralny przykrywający serię biogeniczną z interglacjału mazowieckiego stanowią piaski drobnoziarniste i mułki o miąższości 2,5 m, które zostały wydatowane metodą OSL na 31 ± 7 ka (Palczewski, 2020).

Podsumowując, na obszarze arkusza Sosnowica, na obszarze Zakłęsłości Sosnowickiej udokumentowano dwa nowe stanowiska interglacjału mazowieckiego, bez przykrycia glacialnego, lecz z niewielkim nadkładem mineralnym (Pochocka-Szwarc i in., 2021).

Według autorów pierwszego opracowania z osadami interglacjału mazowieckiego korelowano miąższą serię osadów piaszczysto-żwirowych udokumentowaną w okolicach Kodeńca:

Są to piaski rzeczne facji korytovej, osadzone w czasie interglacjału mazowieckiego (wielkiego).

W analizowanych profilach zauważyć można było między innymi charakterystyczne dla tego piętra, powtarzające się cykle frakcjonalne, od piasków grubszych w spągu do drobniejszych w stropie [Dolecki i in., 1990].

Obecnie autorka aktualizacji tę serię z Kodeńca koreluje z serią wodnolodowcową zlodowacenia Sanu 2 (tabl. VII).

W pierwszej wersji opracowania do osadów facji jeziornych z tego interglacjału zaliczano mułki i pyły jasnoszare i żółtoszare w stropie, pozbawione węglanów, udokumentowane w otworach na Garbie Włodawskim (Dolecki i in., 1990). Według autorki aktualizacji nie ma podstaw, aby serie pyłowatych, lessopodobnych osadów z Garbu Włodawskiego zaliczyć do interglacjału mazowieckiego. Autorka uznała te serie drobnofrakcyjnych osadów, występujące w otworze 61 (Orzechów IG-2) oraz w otworach w okolicy Pasieki (otw. 72, 74, 75) i Pieszowoli (otw. 77) poniżej glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2, za zastoiskowe zaburzone glacitektonicznie (w obrębie Garbu Włodawskiego).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zasięg ostatniego, najmłodszego lądolodu znajdował się w odległości około 60 km na północny zachód od omawianego terenu, na Wysoczyźnie Siedleckiej (Żarski, 2009; Żarski i in., 2009; Małek, 2011; Kucharska, Żarski, 2018; Żarski, Kucharska, 2019; Hrynowiecka i in., 2019; Górecki i in., 2022), zatem w świetle faktów geologicznych nie można mówić o obecności osadów glacialnych zlodowaceń środkowopolskich na omawianym obszarze. Takie ujęcie zagadnienia jest zdecydowanie odmienne w stosunku do prezentowanego w pierwszej wersji opracowania, gdzie autorzy, zakładając obecność lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego, wyróżnili cały zespół form lodowcowych i wodnolodowcowych związanych z tym okresem glacialnym. W obecnym ujęciu osady zaliczane dotychczas do zlodowacenia środkowopolskiego są reprezentowane przez osady soliflukcyjne oraz drobnofrakcyjne osady lessopodobne.

Zlodowacenie Odry

Piaski pyłowate i gliny koluwialne (soliflukcyjne) występują u podnóża stoków Garbu Włodawskiego. Są to słabo wysortowane, mocno zapyłone piaski, miejscami ze żwirkami, żółtoszare. W okolicy Turna odsłaniają się w stokach zdenudowanej wysoczyzny, miejscami pokrywając osady lodowcowe. Ich miąższości wynoszą do około 1,2 m. Omawiane utwory występują także w okolicy Zamołodycza i otulają najwyższe partie Garbu Włodawskiego w okolicy Marianki, Czołomny i Hołodyska, jednak całkowita ich miąższość nie jest znana. W pierwszej wersji opracowania, osadów tego typu nie wyróżniono. Utwory określone mianem wodnomorenowych (piaski, mułki, pyły oraz gliny) występują we wschodniej części Garbu Włodawskiego (Żarski, Morawski, 2019) oraz w południowej, należącej do obszaru arkusza Kołaczce (Pochocka-Szwarc, 2023).

Mułki i piaski pyłowate lessopodobne występują u podnóża północnych i północno-zachodnich stoków Garbu Włodawskiego (w okolicach Zamołodycza). Są to pyły szaro-żółte, sypkie o miąższości do 1,8 m, a miejscami piaski silnie zapyłone podścielone piaskami kwarcowymi, z niewielką ilością skaleni. Ich położenie, wskazuje, że nie są to osady zbiornikowe ani stokowe.

Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie

Zlodowacenie Odry + zlodowacenie Wisły

Piaski i mułki jeziorne (rozlewiskowe). W niniejszym opracowaniu do osadów tych, zaliczono drobnofrakcyjną serię z profilu Horostyta 4 (otw. 36), która występuje tam na głębokości od 3,5 do 10,0 m. Są to piaski i mułki, szarosiwe, z bardzo nieliczną domieszką ziarn grubszych

(na głębokości 8 do 10 m). Występują one w tym otworze (tabl. VII). powyżej serii wodnolodowcowej. Trudno jednoznacznie określić czy są to utwory zlodowaceń północnopolskich (Vistulianu) czy zlodowaceń środkowopolskich.

Do osadów zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich (nierozdzielonych) na omawianym obszarze można przypuszczalnie zaliczyć osady piaszczysto-mułkowe znane z dwóch otworów. Są to piaski drobnoziarniste i mułki ilaste, zawierające fragmenty drewna i inne makroszczałki roślinne. Występują one w otworze kartograficznym Sosnowica (otw. 56) na głębokości od 6 do 8 m (tabl. III), bezpośrednio ponad glinami zwałowymi (czyli na wysokości 155 m n.p.m.). Nie zostały one zbadane palinologicznie, jednak zaliczono je do interstadiału pilickiego (zlodowacenie środkowopolskie, Dolecki i in., 1990) na podstawie wyników datowań Tl. Osady te wymagają ponownego rozpoznania, szczególnie w sytuacji, gdy w tym samym profilu niżej znajdują się udokumentowane osady interglacjału ferdynadowskiego.

* *
*
*
*

Według autorów pierwszej wersji opracowania na obszarze arkusza Sosnowica wyróżniono osady interglacjału eemskiego, m.in. w Sytycie. Jednak nie zostało to udokumentowane paleobotanicznie (co zaznaczali sami autorzy). Zatem nie ma podstaw, żeby wyróżniać osady tego wieku. W Kodeńcu i Wyhalewie przewiercone miąższe serie piaszczyste i piaszczysto-żwirowe korelowano z serią rzeczną tego interglacjału. Według interpretacji autorki niniejszego opracowania są to osady serii wodnolodowcowej prawdopodobnie zlodowacenia Sanu 2.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Osady zlodowacenia Wisły występują powszechnie na powierzchni omawianego obszaru. Reprezentują facje niskoenergetycznych przepływów i rozległych zbiorników wodnych oraz osady eoliczne zarówno w postaci pokryw lessopodobnych, jak i wydmy (na obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej). W określeniu ich pozycji stratygraficznej decydujące znaczenie miały wyniki datowań bezwzględnych metodą OSL (Palczewski, 2020) oraz wyniki analiz palinologicznych (Sieradz, 2020).

Na wyżej położonej powierzchni Garbu Włodawskiego osady zlodowacenia Wisły (vistuliańskie) reprezentowane są przez piaski przewiane oraz wydmy, które powstawały w okresie późnego glacjału, co potwierdzają ich datowania metodą OSL (Żarski, Morawski, 2019). Późnoglacialną akumulację jeziorną w jeziorach sosnowickich, reprezentują osady mineralne podścielające torfy dolne,

tw. bazalne. Wzdłuż doliny rzeki Piwonii występują tarasy nadzalewowe utworzone także podczas omawianego zlodowacenia.

Piaski, piaski pyłowate i mułki rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne). Omawiane osady występują powszechnie na obszarze Zakłęsłości Sosnowickiej. Są to piaski drobnoziarniste, z przewarstwieniami mułków, często w stropie mocno zapyłone (do 0,5 m). Miąższość tych osadów rzadko przekracza dwa metry. Przykrywają one osady wodnolodowcowe (punkt dok. 1), głównie w północno-zachodniej części terenu. Charakterystyczne jest występowanie tych osadów na powierzchni (tj. na wysokościach około 155–157 m n.p.m.) w postaci „wysp” położonych wyżej (o 1–2 m) względem otaczającej powierzchni (m.in. wyspy: Czartówki, Lubiczyna, Hołowna).

W strefie podnóża Garbu Włodawskiego mogą przykrywać gliny zwałowe (na południe od Krzywowierzby). Występują w okolicach Sosnowicy i na południe od niej, czyli na obszarze o zróżnicowanej rzeźbie pochodzenia krasowego. Piaski drobnoziarniste i mułki często żelaziste w stropie, występują tu dosyć cienką pokrywą (od 1,2 do 1,7 m) i przykrywają zwietrzliny prawdopodobnie paleogeńskie oraz zwietrzliny w stropie utworów węglanowych kredy. Wyniki datowań wieku bezwzględnej metodą OSL uzyskane dla próbek pobranych z tych osadów zostały przedstawione w tabeli 10. Autorka zalicza omawiane osady do zlodowaceń północnopolskich.

W punkcie dokumentacyjnym 5 (odsłonięcie w Kodeńcu) odsłaniają się piaski drobno- i średnioziarniste, w stropie zapyłone i scementowane związkami żelaza. Wynik datowania metodą OSL dotyczy osadów z próbki pobranej z głębokości 1,4 m. W punkcie dokumentacyjnym 7 są piaski drobno- i średnioziarniste, przemyte i dosyć dobrze wysortowane, wynik datowania metodą OSL dotyczy osadów z głębokości 1,0 m. W punkcie dokumentacyjnym 15 (wykop pod fundamenty) zaobserwowano do głębokości około 1 m piaski drobnoziarniste o strukturze masywnej, pyłowate (z nich pochodzi wynik datowania metodą OSL $20,4 \pm 4$ ka – tab. 10). Poniżej znajdują się mułki szare, plastyczne. Osady w tym odsłonięciu, zarówno piaski, jak i mułki (poniżej głębokości 1 m) wykazują plastyczne zaburzenia o charakterze krioturbacji. Wynik datowania metodą OSL 68 ± 11 ka uzyskany został z próbki ze spągu tej serii piasków drobnoziarnistych (1,8 m). Serie osadów opisywanych jako pyłowato-piaszczyste zostały opisane w pobliskich otworach w Sosnowicy: 56 i 58 oraz 59, gdzie mają do 2 m miąższości (spąg na wysokości około 157 m n.p.m.). W punkcie dokumentacyjnym 11 (odsłonięcie w dolinie pomiędzy Hołą a Turnem) są to piaski drobnoziarniste o strukturze masywnej (do głębokości 1 m), poniżej piaski drobno- i średnioziarniste, przemyte i dosyć dobrze wysortowane. Wynik datowania metodą OSL dotyczy osadów z głębokości 1,7 m.

WYNIKI DATOWAŃ OSL (PALCZEWSKI, 2020)

Numer punktu dokumentacyjnego	Nazwa punktu dokumentacyjnego	Wynik (ka)
5	Kodeniec	15,5 ±3
7	Sytyta 1	13,2 ±2,7
8	Sytyta 2	31 ±7
11	Dolina w okolicy Holi	21,0 ±5
15	Sosnowica 2	20,4 ±4
15	Sosnowica 2	68 ±11

Mułki i piaski jeziorne (rozlewiskowe) (niweolimniczne) towarzyszą osadom rzeczno-peryglacjalnym (niweofluwialnym), jednak położone są od nich nieco niżej (153 do 155 m n.p.m.) i tworzą monotonne powierzchnie równin jeziornych na Zakłęsłości Sosnowickiej. Litologicznie są dosyć podobne do opisywanych osadów niweofluwialnych, jednak przeważają w nich frakcje drobniejsze, co w połączeniu z ich położeniem hipsometrycznym, upoważniło autorkę do określenia ich jako utworów płytkich rozlewisk. Miąższości tych osadów są także niewielkie, rzadko przekraczają 2 m. Są to osady słabo przepuszczalne. Występują na północ od Sytyty, gdzie tworzą trudno dostępną i podmokłą powierzchnię (lasy między Sytytą a Hołownem). W stanowisku Sytyta (punkt dok. 8) są to mułki i piaski drobnoziarniste. Ich wiek określony metodą OSL wynosi 31 ± 7 ka (próbka z głębokości 1,3 m). Powyżej występują piaski drobnoziarniste, zapyłone o strukturze masywnej zaliczone do osadów akumulowanych podczas zlodowaceń północnopolskich. Autorzy pierwszej wersji opracowania także zaliczyli osady budujące powierzchnię do zlodowacenia Wisły. W stanowisku Sytyta, poniżej osadów vistuliańskich, występują mułki oraz osady biogeniczne z interglacjału mazowieckiego (Hrynowiecka, 2020).

Mułki i piaski niweolimniczne mogą przykrywać zarówno starsze osady wodnolodowcowe (w okolicach Przewłoki, Lubiczyna), jak i serie niweofluwialne, w okolicy Jeziora Białego Sosnowickiego i Sosnowicy. Miejscami występują na osadach rzeczno-peryglacjalnych w okolicy Lubiczyna (tabl. VII).

Trudno jest rozdzielić jednoznacznie osady zlodowacenia Wisły (vistuliańskie). Autorzy pierwszej wersji opracowania wyróżniali piaski i mułki jeziorno-rozlewiskowe, ale część z nich zaliczyli do zlodowaceń północnopolskich, a część (jako piaski pyłowate jeziorno-rozlewiskowe) – do środkowopolskich (Dolecki i in., 1990). Opisywali oni w niektórych odsłonięciach obecność

graniaków oraz zaburzenia krioturbacyjne. Uważali, że w okolicach Kodeńca piaski i mułki jeziorno-rozlewiskowe (niweolimniczne) zalegają na torfach i namulach z interglacjału eemskiego, choć jak sami przyznali, osady te nie były badane paleobotanicznie.

Według autorki jest pewna zależność facjalna i hipsometryczna, na której podstawie można próbować rozdzielić te osady. Utwory rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne) są nieco lepiej wysortowane, z większą zawartością frakcji piaszczystej niż w osadach facji jeziorno-rozlewiskowych (niweolimnicznych). Jeśli chodzi o przynależność stratygraficzną – z otrzymanych wyników datowań OSL (Palczewski, 2020) jednoznacznie wynika, że były one akumulowane w różnych okresach zlodowaceń północnopolskich.

Pyły lessopodobne. Są to pyły o miąższości od 0,5 do 1,5 m. W zachodniej części obszaru arkusza, w okolicy Uhnina (na wysokości około 158 m n.p.m.) tworzą płaskie i jednolite powierzchnie. W centralnej części obszaru pokrywają częściowo okolice Hanowa (156–157 m n.p.m.) i płatami zalegają w pobliskim obniżeniu doliny Zielawy. Na północ od Sytyty przykrywają drobnofrakcyjne osady jeziorno-rozlewiskowe i tworzą podmokły i trudno dostępny obszar porośnięty lasem liściastym. Przykrywają najczęściej osady jeziorno-rozlewiskowe (niweolimniczne) lub (rzadziej) rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne). Znajdują się także w południowo-wschodniej części terenu, na stokach Garbu Włodawskiego.

Piaski eoliczne towarzyszą wydmom, a ich miąższości wynoszą od 1,2 do 2,0 m. Są to przewiane piaski, głównie rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne). Występują one na obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej w rejonie Bohutyna (162–163 m n.p.m.) i Uhnina oraz pasem w kierunku wschodnim, tj. w kierunku Horostyty. W południowo-zachodniej części terenu piaski eoliczne występują wokół jezior sosnowickich (165–167 m n.p.m.), gdzie przykrywają osady rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne) oraz wzdłuż doliny Piwonii. Na zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego rozwinięte są pokrywy osadów eolicznych sięgające aż do Pieszowoli, do wysokości 190 m n.p.m. Omawiane osady występują na osadach wodnolodowcowych (które zapewne były materiałem źródłowym przewianym) oraz lokalnie, na powierzchni glin zwałowych.

Piaski eoliczne w wydmach budują wyraźne formy na powierzchni Zakłęśłości Sosnowickiej (okolice Uhnina, na północ od Holi oraz w okolicy Zamołodycza). Zwarte pola wydmore występują w okolicach Jeziora Czarnego, gdzie wydmy mają wysokości względne około 2 do 3 m. Najpełniej rozwinięte są jednak na stokach Garbu Włodawskiego, gdzie ich wysokości względne wynoszą od 4 do 6 m. Wydmy te sięgają aż do moren czołowych w okolicy Pieszowoli i Pasieki. Zbudowane są z piasków średnio- i drobnoziarnistych, dosyć dobrze wysortowanych.

[...] osiągają miąższość kilku metrów, maksymalnie do 6 m [...], trudno jest bliżej sprecyzować czas powstania tych osadów; przypuszczalnie utworzone zostały u schyłku plejstocenu [...] [Dolecki i in., 1990].

Na sąsiadującym od wschodu arkuszu Kaplonosy wiek piasków budujących wydmnę oznaczony metodą OSL wynosi 14,6 ka (GdTL-1604) (Żarski, Morawski, 2019).

Piaski i ropy jeziorne zostały udokumentowane w dnach jezior sosnowickich: Białskim, Czarnym i Białym Sosnowickim podczas sondowań osadów dennych przeprowadzonych w 1968 r. (Więckowski, Wojciechowski, 1971). Opisywane są jako: piaski drobno- i średnioziarniste lub silnie spiaszczone ropy barwy szaroniebieskiej o miąższości do 0,5 m. Osady te występują bezpośrednio na węglanowych skałach kredowych (Więckowski, Wojciechowski, 1971; Dolecki i in., 1990; Gardziel, Nowak, 1994). Zestawienie ich profili przedstawiono na [tablicy III](#).

Torfy zostały udokumentowane w dnach jezior sosnowickich: Białskim, Czarnym i Białym Sosnowickim (Więckowski, Wojciechowski, 1971). Są to tzw. torfy „bazalne” (Więckowski, Wojciechowski, 1971). Ich miąższość jest niewielka i wynosi od 0,5 do 1,1 m. Najlepiej został opracowany profil z Jeziora Białego Sosnowickiego. Występują w nim torfy mszyste, słabo i średnio rozłożone o miąższości do 1,1 m, które zalegają na cienkiej warstwie piasków jeziornych. Dla próbki pobranej z tych torfów (z głębokości 11 m) określono wiek bezwzględny metodą ^{14}C , który wyniósł: $11,235 \pm 0,014$ ka BP (Więckowski, Wojciechowski, 1971). Z warstw torfów odwierconych w dnach pozostałych jezior nie wykonano takich datowań, należy jednak sądzić, zgodnie za autorami, że najstarsze osady biogeniczne w jeziorach sosnowickich tworzyły się pod koniec allerødu – ostatniego ciepłego okresu w późnym glacie.

Obecność cienkiej pokrywy mineralnej (do 1 m), zalegającej bezpośrednio na kredowym podłożu, udokumentowano w dennych partiach rozległych obniżen – niecek o genezie krasowej, m.in. w Krowim Bagnie (Bałaga i in., 1981), Durnym Bagnie (Bałaga, 2007), Bagnach Bubnów i Staw (Pietruczuk, 2015, 2016, 2017). Podobnie obecność torfów „bazalnych” wieku allerødzkiego stwierdzono w wielu innych obniżeniach krasowych (Bagna Bubnów i Staw – Pietruczuk, 2016, 2017) oraz w dnach jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego: Moszne, Karaśne, Łukcze (Bałaga i in., 1981, 1993a, 1996a, b, 2002; Bałaga, 2002; Dobrowolski i in., 2009).

W okolicy Wyhalewa, pod cienką warstwą (1,2 m) osadów holocenijskich odwiercono serię mułków plastycznych zawierających substancję organiczną (punkt dok. 6), poniżej których udokumentowano torfy (na głębokościach od 1,7 do 2,9 m). Wstępna analiza palinologiczna tych osadów wykazała obecność na omawianym terenie borealnych lasów sosnowych z niewielką domieszką roślin zielnych. Warunki środowiskowe były stabilne, było dość chłodno i sucho (Sieradz, 2020). Seria

osadów biogenicznych nie została przewiercona. Osady jeziorne akumulowane były w późnym glacie, podczas zlodowacenia Wisły.

Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki występują w dolinie Piwonii w okolicach Przewłoki i Chmielowa, Korony i na południe od Bednarzówki.

Z wierceń geologiczno-inżynierskich pod przyczółki mostowe na rzece Piwonii w Koronie i Bednarzówce wiadomo, że stanowią je piaski średnioziarniste przewarstwione mułkami, przechodzące w spąg w mułki ze znaczną domieszką osadów organicznych. Ich miąższość osiąga wartość 2,5–3,0 m. [...] Zalegają one na piaskach ze żwirami, przypuszczalnie genezy wodnolodowcowej [Dolecki i in., 1990].

Według autorów pierwszej wersji opracowania tarasy położone były od 3 do 5 m ponad poziom rzeki, jednak tak wysokie położenie nie znajduje obecnie potwierdzenia.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski pyłowate i pyły ze żwirami zwietrzelinowe (eluwialne). Piaski pyłowate i pyły ze żwirami skał krystalicznych (do 1 m miąższości) występują w kulminacjach Garbu Włodawskiego, w okolicy Horostyty, w stropowych partiach glin zwałowych. W rejonie Wysokiego na południe od Przewłoki (przy zachodniej granicy terenu arkusza Sosnowica) stwierdzono występowanie podobnych osadów, które są prawdopodobnie eluwiami glin zwałowych. W pobliżu, na powierzchni, znajdują się nagromadzenia głazów narzutowych.

Piaski pyłowate, miejscami z wkładkami mułków, deluwialne występują w podstokowych partiach Garbu Włodawskiego (okolice Horostyty, Zamołodycza). Ich maksymalna miąższość wynosi 2,5 m (Dolecki i in., 1990), jednak często nie przekracza jednego metra. Są to piaski drobnoziarniste, pyłowate, miejscami z przewarstwieniami mułków, szare, szarobrunatne. Zalegają zarówno na osadach wodnolodowcowych, jak i na lodowcowych oraz glinach zwałowych. W południowej części terenu, na południowo-zachodnich stokach Garbu Włodawskiego, występują ponad utworami eocenu oraz zwietrzeliną skał kredowych (punkt dok. 26).

c. Holocen

Piaski i mułki jeziorne oraz gytie. Są to piaski średnioziarniste, jasnoszare, z przewarstwieniami mułków, z detrytusem roślinnym, a miejscami także z soczewkami kredy jeziornej (Dolecki i in., 1990). W spągu przechodzą w mułki jasnoszare z laminami piasków drobnoziarnistych. Ich miąższość dochodzi do 4,5 m (Dolecki i in., 1990). Omawiane osady występują wzdłuż

wschodnich brzegów Jeziora Białego Sosnowickiego oraz na obrzeżeniach Jeziora Czarnego. Większe obszary zajęte przez omawiane osady są przykryte młodszymi osadami biogenicznymi, tworzącymi tzw. Czarne Bagno.

Gytie jeziorne zostały udokumentowane w profilach odwierconych w jeziorach sosnowickich (Więckowski, Wojciechowski, 1971) (tabl. III). Największa udokumentowana miąższość gytii występuje w środkowej części Jeziora Czarnego i wynosi 14 m. W Jeziorze Białym Sosnowickim jest to 8,75 m, a w Bialskim 9 m. Są to gytie organiczno-detrytusowe, bez śladów laminacji, z niewielką domieszką mineralnego materiału allochtonicznego oraz z makroszczątkami organicznymi, bezwęglanowe, z wysoką zawartością substancji organicznej (średnio 60%) (Więckowski, Wojciechowski, 1971; Dolecki i in., 1990; Gardziel, Nowak, 1994). Gytie te znajdują się powyżej allerødzkich torfów „bazalnych”. Ich miąższość na południe od Jeziora Czarnego wynosi do 3 m. Na torfowisku Czarne Bagno znajdują się pod młodszymi torfami (Dolecki i in., 1990).

Piaski i mułki drobnoziarniste, jeziorne występują w okolicy Dębowej Kłody (Sieradz, 2020) oraz w północnej części terenu, na powierzchni zbudowanej z osadów wodnolodowcowych (w okolicy stanowiska Wygnanka). Osady kopalnego zbiornika jeziornego udokumentowano także w okolicy miejscowości Mościska nad kanałem Wieprz–Krzna (Sieradz, 2020).

Piaski, mułki i żwiry rzeczne występują w dnach dolin rzek Piwonii, Kodenianki i mniejszych dopływów. Są to najczęściej piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, jasnoszare, z przewarstwieniami mułków i z domieszkami substancji organicznych. W zwężeniach dolin lokalnie mogą pojawiać się piaski o grubszym ziarnie, a nawet żwirki. Miąższości tych rzecznych osadów wynoszą od 0,7 do 3 m (Dolecki i in., 1990).

Piaski i mułki zagłębień okresowo przepływowych występują w obniżeniach den dolinnych, np. między Wyhalewem i Hołownem, oraz wypełniają dolinę pomiędzy Hołą i Turnem. Są to słabo przepuszczalne osady drobnofrakcyjne (piaski drobnoziarniste, mułki). Często tworzą obszary podmokłe, szczególnie po intensywnych opadach.

Piaski humusowe, mułki i ropy zagłębień bezodpływowych. Są to osady organiczno-mineralne – piaski i mułki, często w partiach stropowych zawierające domieszki humusu lub makroszczątki roślinne. Ich miąższość jest zmienna i wynosi przeważnie od 0,5 do 1,5 m. W południowej części terenu, na południe od Sosnowicy, wypełniają małe, izolowane obniżenia genezy krasowej (np. punkt dok. 25).

Torfy zajmują dosyć znaczne powierzchnie na omawianym obszarze. Występują głównie na obszarze Zakłęsłości Sosnowickiej i na Równinie Łęczyńsko-Włodawskiej w okolicach jezior sosnowickich. Występują tu dwa zasadnicze typy torfów: niskie i wysokie.

Torfy niskie są najpowszechniejszym rodzajem osadów organicznych. Występują przeważnie w dolinach Piwonii i Zielawy lub ich dopływów oraz na północ od Jeziora Białego Sosnowickiego. Ich miąższość wynosi średnio 1,0–2,7 m [...]. Maksymalna miąższość torfu na obszarze arkusza Sosnowica dochodzi do 5,5 m [...]. Stwierdzona została ona w południowej części arkusza, na torfowisku „Piwonia Górna” w dolinie Piwonii na zachód od Górek. W dolnych partiach torfy są zamulone i zapiaszczone, nieraz zawierają makroszczałki roślinne. Są to torfy związane z siedliskami eutroficznymi, powstałe w warunkach wody przepływowej. Stratygrafia poszczególnych torfowisk jest bardzo zróżnicowana. W dolinie Piwonii, na południe od Sosnowicy, gdzie występują torfy o największej miąższości, przebieg sukcesji roślinnej, a co za tym idzie i stratygrafia złóż, przedstawia się następująco: na podłożu mineralnym występują gytie, na których leżą torfy mechowiskowe (turzycowo-mszyste), torfy turzycowe z trzcina [..] oraz torfy turzycowe średnio rozłożone, w stropie przechodzące w mursz. W środkowej i północnej części doliny Piwonii miąższość torfu jest znacznie mniejsza, a schemat ułożenia warstw przedstawia się następująco: na podłożu mineralnym występują torfy zbudowane ze szczałków olchy (torf olesowy), a wyżej ze szczałkami trzciny i turzyc (torf szuwarowo-turzycowy). [...] Torfy facji bagiennej niewielkich bezodpływowych zagłębień występują najczęściej w następujących odmianach: torfy turzycowe, torfy turzycowo-sfagnowe, torfy mszyste, torfy trzcinowe [Dolecki i in., 1990].

Charakterystykę litologiczną i stratygraficzną torfów przeprowadzono na podstawie opracowań Bernata (1958), Churskiego (1958), Jurkiewicz (1958) i Dziaka (1962). Badania gleboznawcze torfowisk rejonu Kanału Wieprz–Krzna prowadzili pracownicy Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych oddziału w Lublinie (Guz, Szajda, 1982).

Torfy niskie w dolinie Zielawy mają miąższość do 1,5–2,0 m. Zawierają szczałki drewna oraz domieszki mineralne (piasków, mułków). W stropie często są opisywane jako zmurszałe (Dolecki i in., 1990):

[...] na północ od Horostyty, w rozległym równoleżnikowo położonym obniżeniu, miąższość torfów wynosi do 2 m. Jest to torf turzycowy, trzcinowy i olchowy. Ma on znaczenie surowcowe.

Torfy wysokie występują na torfowisku Czarne Bagno położonym na południe od Jeziora Czarnego.

Współczesna powierzchnia torfowiska leży na wysokości około 160 m n.p.m. Torfowisko jest typu oligotroficznego, silnie zakwaszone ($\text{pH} = 3,0\text{--}4,0$), podmokłe. Budowę torfowiska i opis roślinności tam występującej przedstawili D. Fijałkowski i K. Kozak (1970). Maksymalna miąższość torfu w środkowej części torfowiska dochodzi do 2,8 m [...].

Panującym zespołem roślinnym torfowiska jest *Sphagnatum mediorubelli*, przy czym najliczniej występują rośliny z klasy *Oxycocco-Sphagneta* i *Vaccinio-Piceeta* [Dolecki i in., 1990].

Na południe od obecnej misy Jeziora Czarnego występują torfy wysokie na piaskach i mułkach jeziornych oraz gytach. Miąższość torfów sięga do 1,2 m. Wypełniają wyraźną dawną misę jeziorną (Dolecki i in., 1990).

Niewielkie torfowisko występuje na południe od Holi, w górnym biegu doliny na odcinku Hola–Turno.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Opisywany obszar znajduje się na zachodnim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej. Skały krystaliczne zalegają tu na zmiennych głębokościach od 556,2 m (Podedwórze IG-4 – otw. 8) do 1206,2 m (Orzechów IG-2 – otw. 61). Tak duże różnice w położeniu stropu skał krystalicznych wynikają z platformowej budowy geologicznej. Obszar ten jest bowiem położony w strefie szfu tektonicznego powstałego w późnym paleoproterozoiku (około 1,79 mld lat temu), w wyniku skośnej kolizji ówczesnych kratonów Sarmacji z Fennoskandią (Bogdanowa i in., 2015; Krzemińska i in., 2017; Narkiewicz, 2021). Manifestuje się to obecnością różnowiekowych skał w podłożu krystalicznym oraz ich odmienną historią. Zachodni skłon platformy pocięty jest licznymi uskokami, które rozgraniczają powierzchnię zbudowaną ze skał krystalicznych, nadając platformowy (blokowy) charakter wgłębnej budowie geologicznej (Narkiewicz i in., 2015; Mazur i in., 2017), przedstawionej na przekroju C–D.

Na omawianym obszarze wyróżniane są dwa główne plany strukturalne: paleozoiczny i mezozoiczny (Żelichowski, 1972; Żelaźniewicz i in., 2011). Jednym z elementów strukturalnych należących do planu paleozoicznego jest część platformy wschodnioeuropejskiej (Żelichowski, 1972), zwana obecnie niecką lubelską (nadbużańską – Stupnicka, 2007) lub basenem lubelskim (Narkiewicz i in., 2007).

Niecka lubelska położona jest na granicy dwóch dużych jednostek: prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej i platformy paleozoicznej. W kierunku południowo-wschodnim, na terenie Ukrainy, jest nazwana niecką lwowską (Stupnicka, 2007). Osiową częścią niecki lubelskiej jest rów lubelski (Zdanowski, 2007). Niecka lubelska wypełniona jest skałami osadowymi paleozoiku dolnego oraz karbonu.

Do planu paleozoicznego zaliczany jest także uskok Kocka, który jest składową strefy uskokowej Kocka (Narkiewicz i in., 2007; Stupnicka, 2007). Strefa uskokoowa Kocka nie przebiega bezpo-

średnio przez obszar arkusza Sosnowica, jednak jest bardzo istotną strukturą w podłożu i determinuje budowę geologiczną w regionie (Zdanowski, 2007; Mazur i in., 2017). Prostopadle do uskoku Kocka, przebiega uskoki Hanny powstały podczas proterozoicznych ruchów tektonicznych (Krzemińska i in., 2017). Podczas kaledońskich oraz waryscyjskich ruchów górotwórczych stare uskoki były reaktywowane później, głównie w fazach bretońskiej i asturyjskiej (Żelichowski, 1983; Krzywiec, 2007).

Uskoki o zrzutach skał krystalicznych 1–2 km dzielą strukturę lubelsko-podlaską na jednostki niższego rzędu – zapadliska i zręby.

Obszar objęty opracowaniem znajduje się na pograniczu zrębu łukowskiego, zapadliska włodawskiego i częściowo uskoku Hanny (przekrój geologiczny C–D). Północna i północno-wschodnia część omawianego terenu znajduje się w strefie zrębu łukowskiego i charakteryzuje się stosunkowo płytkim występowaniem podłoża krystalicznego. Skały krystaliniku zalegają tu na głębokości od około 550 do około 800 m i są udokumentowane w otworach badawczych, takich jak: Podedwórze IG-4 (otw. 8), Wyhalew IG-1 (otw. 26), Podedwórze IG-5 (otw. 27) i Lubień IG-1 (otw. 38) (tabl. IV). Znacznie głębiej, ponad 1000 m p.p.t., występuje strop skał krystalicznych w zapadlisku włodawskim. Dokumentuje to m.in. otwór Orzechów IG-2 (otw. 61). W strefie zapadliska włodawskiego zachowały się utwory paleozoiczne do skał dewonu włącznie. W strefie zrębu łukowskiego nie występują utwory starszego paleozoiku, a utwory karbonu mają miąższości zredukowane (względem tych po stronie zapadliska włodawskiego) i leżą bezpośrednio na skałach krystalicznych (przekrój geologiczny C–D).

Paleozoiczna struktura jaką jest niecka lubelska (nadbużańska) zaczęła powstawać podczas tektonicznej fazy bretońskiej megacyklu waryscyjskiego (Żelichowski, 1970; Porzycki, 1982). W dewonie górnym rozpoczęły się ruchy dysjunktywne, obszar został zdyslokowany, wypiętrzony, a erozja spowodowała wyrównanie powierzchni przedkarbońskiej (Stupnicka, 2007; Zdanowski, 2007). Dlatego też utwory karbońskie (wizen) na omawianym obszarze leżą na zerodowanych różnowiekowych skałach; albo na utworach dewonu górnego, albo na powierzchni krystaliniku (przekrój geologiczny C–D, tabl. IV).

Uskoki, które powstały podczas fazy bretońskiej, mają orientację NW–SE (tj. równoległą do strefy T-T) oraz orientację NE–SW prostopadłą do strefy T-T (Stupnicka, 2007; Zdanowski, 2007). Systemy tych uskoków dzielą pokrywę platformową na jednostki tektoniczne mniejszej rangi o różnym kierunku, zwrocie ruchu i stopniu wydzwignięcia (Żelichowski, 1984; Pożaryski, 1986). Amplitudy ich przemieszczeń wynoszą od 500 do 2000 m. Uskoki te były aktywne jeszcze w karbonie dolnym i miały wpływ na ówczesną sedymentację (Stupnicka, 2007; Zdanowski, 2007). Strukturalny

układ podłoża karbonu jest efektem bardzo wielu procesów geologicznych zachodzących aż do wize-
nu górnego (Krzywiec, Narkiewicz, 2003; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Odnowienie uskoku Hanny, a właściwie strefy uskokowej Hanny, następowało wielokrotnie,
a najsilniej w fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej (Żelichowski, 1979; Dolecki i in., 1990).

W karbonie górnym, w westfalu nastąpiła silna faza ruchów orogenezy waryscyjskiej (tekto-
niczna faza asturyjska). Kompleks paleozoiczny został przebudowany, powstała wówczas strefa
Kocka (antyklina Kocka). Strefa ta rozdzieliła nieckę lubelską (nadbużańską, basen lubelski) na dwie
części: rów lubelski położony na zachód i podniesienie łukowsko-hrubieszowskie położone na
wschód od strefy Kocka (Stupnicka, 2007).

Główne zagłębienie węgla kamiennego znajduje się na obszarze podniesienia łukowsko-hrubie-
szowskiego (Porzycki, 1970; Zdanowski, 2007). W tektonicznej fazie asturyjskiej odnowione zostały
uskoki powstałe w czasie fazy bretońskiej waryscyjskich ruchów górotwórczych. Najmłodsze zde-
formowane osady, zaliczane do westfalu C, są przykryte niezgodnie różnymi ogniwami mezozoiku
(Zdanowski, 2007). Na utworach karbonu niezgodnie leżą serie węglanowe jurajskie i kredowe (prze-
krój geologiczny C–D).

W mezozoicznym planie strukturalnym wyróżniana jest struktura zwana synklinorium lubel-
skim (Pożaryski, 1974) lub niecką lubelską (Stupnicka, 2007). Wypełniają ją utwory jurajskie i kre-
dowe, które tworzą ciągłą, mięszką pokrywę i zalegają niemal monoklinalnie, nieznacznie się obni-
żając w kierunku południowo-zachodnim (Pożaryski, 1974).

Na przełomie kredy górnej i paleogenu podczas tektonicznej fazy laramijskiej orogenezy alpej-
skiej doszło do niewielkiego ugięcia warstw paleozoiku i mezozoiku (Zwierzchowski, 1989). Istnieje
pogląd (Brochwicz-Lewiński, Pożaryski, 1986), że na obszarze międzyrzecza Bugu i Wisły, podczas
fazy młodoalpejskiej pojawił się prawoskrętny ruch przesuwczy wzdłuż wglębnych starych paleo-
zoicznych rozłamów. Stwierdzony został (Herbich, 1980) kierunek równoleżnikowy, zbliżony do
ENE–WSW, jako dominujący kierunek młodoalpejskich dyslokacji. Na obszarze pomiędzy Bugiem
a Wisłą w utworach kredy górnej wytworzyły się uskoki przesuwcze o układzie kulisowym (Zwierz-
chowski, 1989). W skałach górnokredowych Polesia nie stwierdzono dotychczas występowania
dużych struktur fałdowych (Brochwicz-Lewiński, Pożaryski, 1986; Dobrowolski, 1995).

Na obszarze objętym arkuszem Sosnowica, w podłożu podczwartorzędowym wyróżniono kilka
prawdopodobnych uskoków (tabl. II). Znajdują się one głównie w skałach kredowych i mają kieru-
nek ENE–WSW. Występują w okolicy Horostyty, a także u podnóża Garbu Włodawskiego (przekrój
geologiczny E–F – tabl. VII), gdzie uskok ogranicza występowanie utworów eocenu i serii mioceń-
skiej (Horostyta 5, otw. 40). W okolicy Sosnowicy (przekrój geologiczny A–B), występują w obrębie

utworów kredowych (kredy piszącej), na których złożone są serie osadów plejstocenijskich o miąższościach do 33 m. Uskoki te przebiegają prawdopodobnie dalej w kierunku ENE, tj. w kierunku Horosty, stwarzając założenia strukturalne w podłożu podczwartorzędowym dla Garbu Włodawskiego.

W podłożu utworów kredowych na południowy zachód od Sosnowicy zaznacza się obniżenie dolinne, które również może mieć predyspozycje tektoniczne. Na obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej występuje charakterystyczne obniżenie w powierzchni podłoża kredy (rynna subglacjalna (?)), które może mieć także założenia tektoniczne. W okolicy Żniarek (tabl. VII) prawdopodobnie uskok ogranicza występowanie osadów oligocenu.

Inny przebieg ma uskok w rejonie Białki (NNW–SSE). W obniżeniu powstałym w miejscu predysponowanym tym uskokiem występuje 25-metrowej miąższości seria osadów oligocenijskich i wyżej 38-metrowa seria osadów plejstocenijskich (przekrój geologiczny A–B).

W rejonie Turna–Holi występuje uskok o kierunku NW–SE, czyli prawie prostopadły do opisywanego powyżej kierunku ENE–WSW. Uskok ten, o stosunkowo niewielkim zrzucie (około 15 m) utworów oligocenu jest udokumentowany wierceniami: w Turnie (otw. 46) oraz w Holi (otw. 48). W otworze 46 w Holi występuje miąższa seria utworów miocenijskich, której nie ma w pobliskim otworze w Turnie (Dolecki i in., 1990). Autorzy pierwszej wersji opracowania interpretowali ten uskok jako odnawiającą się starą paleozoiczną strukturę w pokrywie mezozoicznej. Według obecnych interpretacji, wydaje się że jest to dyslokacja powstała po oligocenie (faza asturyjska orogenezy alpejskiej (?)). Dolina o szerokości około 1 km, która obecnie występuje pomiędzy Turnem a Holą, może mieć założenia strukturalne, być może związane z tym uskokiem. Podobnie uważali też Dolecki i inni (1990). Nie można więc mówić o obecności zrębów w podłożu mezozoicznym w tym miejscu, ani o wysokości zrzutu tektonicznego, którego oś pokrywa się z biegiem warstw granicznych westfalu i namuru w karbońskim podłożu (Dolecki i in., 1990; Dolecki, Wojtanowicz, 1992).

* *

*

Skąły kredowe są silnie spękanne co najmniej do głębokości 70 m, a nawet do około 100 m (Dobrowolski, 2006), co znacząco wpływa na ich drożność hydrauliczną. Stopień spękania górotworu kredowego potwierdzają obserwacje w profilach otworów wiertniczych, gdzie opisywane są pionowe spękania sięgające do 70 m czy drobne struktury tektoniczne (Henkiel, 1984a, b). Silne uszczelnienie górotworu kredowego, predysponowało do rozwoju procesów krasowych już w paleogenie (Harasimiuk, 1975) i później w plejstocenie (Dobrowolski, 2006).

Na omawianym obszarze powierzchnia podczwartorzędowa zbudowana jest głównie z kredy piszącej, margli oraz wapieni marglistych mastrychtu górnego (Gawor-Biedowa, 1968, 1984;

Dolecki i in., 1990), a w mniejszym stopniu z fragmentarycznie zachowanych utworów paleogenu i neogenu (tabl. II).

Najniżej położona, stropowa część powierzchni podczwartorzędowej występuje w środkowej części obszaru arkusza, tj. w rejonie Kodeńca na Zakłęsłości Sosnowickiej na wysokości 77 m n.p.m. (otw. 20, 22). Znajduje się ona 81 m pod powierzchnią terenu.

Najwyżej, na wysokości od 170 do 180 m n.p.m., a w otworach wiertniczych w okolicy Pasieki (otw. 74, 75) na wysokości około 168 m n.p.m. położona jest powierzchnia podczwartorzędowa w części Garbu Włodawskiego. Znajduje się tam około 25 m p.p.t.

Ukształtowanie stropu utworów kredy jest dosyć zróżnicowane (tabl. II). W świetle obecnie przeprowadzonych prac, głębokości jego występowania zmieniają się od nieco ponad dwa metry (w okolicach Sosnowicy: punkty dok. 16 i 19, czy zachodniego skłonu Garbu Włodawskiego w okolicy Górek (punkty dok.: 18, 2–24, 26) do maksymalnie 81 m w Kodeńcu (otwory 20, 22; tabl. VII). Utwory kredowe napotymano też w odkrywkach bezpośrednio pod cienką (1,5–2,0 m) pokrywą piasków czwartorzędowych w okolicy Górek (Dolecki i in., 1990). Tak płytkie zaleganie stropu utworów węglanowych kredy górnej, wyrażone obecnością ilastej, węglanowej zwierzeliny (HCl+) jest zjawiskiem powszechnym na Polesiu i jest efektem procesów denudacji chemicznej – procesów krasowych (Maruszczak, 1966, 2001; Harasimiuk, 1975; Dobrowolski, 2005; Pochocka-Szwarc, 2023a, b; Źarski, 2019).

W ukształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej na uwagę zwracają dwa systemy obniżień o charakterze prawdopodobnie erozyjnym (rynni subglacjalne (?)) ukierunkowane ENE–WSW. Strefy potencjalnych uskoków, mogły być predysponowane dla rozwoju eworsyjnej działalności wód subglacjalnych. Kopalne obniżenia (rynni) znajdują się w okolicy Kodeńca oraz przy południowej granicy terenu arkusza, tj. na południe od Sosnowicy (tabl. II). Są to raczej odizolowane od siebie struktury, tak jak w okolicy Sosnowicy, gdzie są rozdzielone strefą wyniosłości podłoża kredowego. Obniżenie w powierzchni podczwartorzędowej sięgające 90 m n.p.m. występuje w północno-wschodniej części terenu.

W granicach Zakłęsłości Sosnowickiej, w okolicach Żniarek i Lubiczyna (tabl. VII) zaznaczają się elewacje podłoża kredowego. Deniwelacja tego podłoża względem pobliskiej rynny w Kodeńcu wynosi 64 m, a kierunek osi tej elewacji jest zbliżony do kierunku osi rynny w Kodeńcu (ENE–WSW).

W okolicy Horostyty (blisko wschodniej granicy obszaru arkusza), w strefie Garbu Włodawskiego, znajduje się elewacja sięgająca dosyć wysoko, tzn. ponad 150 m n.p.m. Deniwelacja względem powierzchni zbudowanej z utworów kredowych (Horostyta – otw. 37), ale już w granicach

Zakłęśłości Sosnowickiej, wynosi około 20 m. Elewacja ta zbudowana jest z utworów miocenu (Horostyta 5 – otw. 40).

Na uwagę zwracają także elewacje w powierzchni podczwartorzędowej w okolicy Turna i Holi. (tabl. II). Są to ostańce, ograniczone uskokami młodoalpejskimi. Autorzy pierwszej wersji opracowania (Dolecki i in., 1990), wiązali je z linijnymi strefami osłabienia w skałach kredowych, powtarzającymi plan struktur bretońskich. W Holi wysokość elewacji zbudowanej z osadów neogenu sięga do 171 m n.p.m. (czyli znajduje się na głębokości zaledwie 4 m), natomiast w Turnie powierzchnia podczwartorzędowa zbudowana z osadów paleogeńskich znajduje się na wysokości 157 m n.p.m. (na głębokości 29 m).

Zupełnie inny charakter ma powierzchnia podczwartorzędowa w okolicach Sosnowicy, Białki i na południe od Sosnowicy, czyli na pograniczu Zakłęśłości Sosnowickiej z Pojezierzem Łęczyńsko-Włodawskim oraz z zachodnim skłonem Garbu Włodawskiego. Najpłycej, bo prawie na powierzchni terenu (163–164 m n.p.m.), węglanowe utwory kredy znajdują się w okolicy Sosnowicy (okolice Jeziora Białego Sosnowickiego) oraz dalej na południe, w kierunku Górek (skłon Garbu Włodawskiego; punkty dok.: 16, 18–23). W rejonie tym, występują znaczące deniwelacje w powierzchni kredowej; największa znajduje się w okolicy Jeziora Białskiego (przekrój geologiczny A–B) i wynosi prawie 40 m (otw. 43 i 51). Na zróżnicowanej hipsometrycznie powierzchni stropu podłoża kredowego zachowały się, miejscami, osady paleogenu. Sytuacja taka występuje także w okolicy Górek, gdzie rozpoznana została dobrze wspomnianymi wyżej punktami dokumentacyjnymi. Ze względu na skalę szkicu odkrytego (tabl. II) przedstawiono ją tam bardzo schematycznie, dokładniej zaś na profilu syntetycznym w okolicy Turna–Holi.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na omawianym obszarze historię geologiczną można odtworzyć na podstawie danych geologicznych pochodzących z otworów badawczych, jakie zostały odwiercone, głównie w celu rozpoznania pokładów LZW w latach 60. i 70. XX w. Najpełniejszym profilem geologicznym jest profil otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76), znajdujący się na obszarze zapadliska włodawskiego, w którym udokumentowano skały od neoproterozoiku przez paleozoik, mezozoik i kenozoik, o sumarycznej miąższości pokrywy osadowej 3419 m. Istnieją jednak liczne luki stratygraficzne: między dewonem górnym a karbonem dolnym, brak jest utworów permu i triasu, a także większości utworów kredy dolnej oraz paleocenu. Do interpretacji dolnopaleozoicznej historii omawianego obszaru posłużył opracowany litostratygraficznie profil otworu Krowie Bagno IG-1 (otw. 76).

Najstarszymi skałami na omawianym obszarze są paleoproterozoiczne skały krystaliczne – sjenity i granity (tab. 11). Są one przecinane intruzjami skał magmowych. Wiek krystalizacji skał magmowych wydatowano na 1,973 i 1,88 mld lat temu (profil otworu Holeszów IG 2, znajdujący się na zrębie łukowskim, poza granicami omawianego obszaru – Krzemińska i in., 2017). Krystalinik stanowi strukturę spenepienioną o skomplikowanej budowie. Świadczą o tym silnie zwietrzałe, stropowe powierzchnie skał krystalicznych.

Według Krzemińskich (Krzemińska i in., 2017) podłoże krystaliczne na omawianym obszarze należy do pasma okołowsko-holeszowskiego zbudowanego ze skał metawulkanicznych (1,88–1,86 mld lat). Są to skały zbliżone do bazaltów o wysokiej zawartości alkaliów, podobnie jak te rozpoznane w profilu Parczew IG-10 (Krzemińska i in., 2017).

O intensywnej działalności wulkanicznej w neoproterozoiku świadczy obecność skał wulkanicznych: bazaltów i tufitów (ediakarskiej wulkanogenicznej pokrywy osadowej formacji sławatyckiej). Aktywność wulkaniczna mogła zachodzić około 1880 ± 15 mln lat temu, prawdopodobnie w środowisku ówczesnych grzbietów śródoceanicznych (Krzemińska i in., 2017). Później w warunkach lądowych i pustynnych, w wyniku krótkiego transportu akumulowane były serie piaskowcowo-mułowcowe.

Od wczesnego kambru miała miejsce transgresja i sedymentacja morska. W morzu epikontynentalnym powstały osady piaszczyste, iłowcowe i mułowcowe.

W środkowym kambrze nastąpiło ustabilizowanie warunków sedymentacji i akumulowane były piaskowce kwarcytowe i iłowce. Brak jest osadów kambru górnego i tremadoku. Świadczy to o tym, że badany obszar po środkowym kambrze uległ wypiętrzeniu (orogeneza kaledońska, faza sandomierska).

W ordowiku główna transgresja morska miała miejsce w arenigu, a morze funkcjonowało tu przez cały ordowik. Osadziła się wtedy mięzsza seria wapienna i iłowcowa. W ówczesnym morzu żyły graptolity, liliowce i trylobity. Na skutek ruchów epejrogenicznych związanych z fazą takońską orogenezy kaledońskiej brak jest osadów od aszgilu górnego po dolne ogniwa syluru (Dolecki i in., 1990).

W sylurze morze wkroczyło ponownie. W strefach głębokomorskich akumulowane były lito-facje monotonnych osadów ilastych (iłowce, łupki), a w strefie bentosu żyły liczne kolonie graptolitów. Basen morski na pograniczu syluru i dewonu uległ nieznacznemu spłyceciu (Dolecki i in., 1990). Fauna morska, bentoniczna była bardziej różnorodna, żyły ortocerasy, liliowce, ramienionogi i trylobity.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Ruchy górotwórcze		Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro	Orogeneza	Faza		
C z w a r t o r z e d	H o l o c e n					<p>Torfy — ${}_t Q_h$</p> <p>Piaski humusowe, mułki i ility zagłębień bezodpływowych — ${}_{p/mi} Q_h$</p> <p>Piaski i mułki zagłębień okresowo przepływowych — ${}_{pm} Q_h$</p> <p>Piaski, mułki i żwiry rzeczne — ${}_{pm}^f Q_h$</p> <p>Piaski i mułki jeziorne oraz gytie — ${}_{pm}^{li} Q_h$</p>	<p>Akumulacja organiczna, zarastanie jezior</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w obniżeniach</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Procesy krasowe</p> <p>Akumulacja organiczna w jeziorach</p>
						<p>Piaski pyłowate, miejscami z wkładkami mułków, deluwialne — ${}_{ppy}^d Q$</p> <p>Piaski pyłowate i pyły ze żwirami zwietrzelinowe (eluwialne) — ${}_{ppy}^z Q$</p>	<p>Zmywanie osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóża krawędzi lub w obniżeniach</p> <p>Wietrzenie osadów lodowcowych</p>
C z w a r t o r z e d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y			<p>Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki — ${}_{pm}^f Q_{p^4}^{B(1)}$</p> <p>Torfy — ${}_t Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski i ility jeziorne — ${}_{pi}^{li} Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p}^e Q_{p^4}^{B(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — ${}_{p}^e Q_{p^4}^B$</p> <p>Pyły lessopodobne — ${}_m Q_{p^4}^B$</p> <p>Mułki i piaski jeziorne (rozlewiskowe) (niweolimniczne) — ${}_{mp}^{li} Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski, piaski pyłowate i mułki rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne) — ${}_{p}^{f-pg} Q_{p^4}^B$</p>	<p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Zarastanie płytkich zbiorników jeziornych</p> <p>Akumulacja bagienna (tzw. torfów bazalnych) w płytkich zbiornikach jeziornych</p> <p>Rozwój procesów krasowych</p> <p>Zanik wieloletniej zmarzliny</p> <p>Akumulacja mineralna w dnach płytkich jezior w obecności wieloletniej zmarzliny</p> <p>Akumulacja eoliczna i powstawanie wydym w obecności wieloletniej zmarzliny</p> <p>Deflacja, przewiewanie otwartych piaszczystych powierzchni słabo porośniętych roślinnością, akumulacja eoliczna w obecności wieloletniej zmarzliny</p> <p>Akumulacja pyłów wywiewanych z odsłoniętych powierzchni terenu w obecności wieloletniej zmarzliny</p> <p>Akumulacja w szeroko rozlanych, płytkich zbiornikach w obecności wieloletniej zmarzliny</p> <p>Akumulacja rzeczna w warunkach większej dynamiki przepływu w obecności wieloletniej zmarzliny</p>

J u r a	Jura górna	Oksford	
	Jura środkowa	Baton + kelowej	
Perm + trias			
K a r b o n	K a r b o n g ó r n y	Westfal	
		Namur	Namur górny
	K a r b o n d o l n y	Wizen	Namur dolny
		Turnej	
D e w o n	Dewon górny	Famen	
		Fran	
	Dewon środkowy	Żywet	
		Eifel	
	Dewon dolny	Zigen + ems	
Żedyn			

warysejska

asturyjska (powstanie strefy Kocka)

bretońska

Wapienie piaszczyste, wapienie organogeniczne i wapienie oolitowe	
	Regresja morza, wyniesienie obszaru
Wapienie organogeniczne, wapienie oolitowe i wapienie pelityczne — $w J_o$	Akumulacja morska w strefie litoralnej
Piaskowce, zlepińce, dolomity, wapienie organogeniczne i wapienie margliste — $pc J_{bt+cl}$	Akumulacja płytkomorska Transgresja morska Denudacja
	Denudacja
İłowce i mułowce z węglem kamiennym oraz piaskowce (warstwy lubelskie) — $ic C_w$	Denudacja Akumulacja śródlądowa, jeziorno-rzeczne, intensywna akumulacja biogeniczna
Piaskowce, mułowce, ilowce i łupki węglowe (warstwy bużańskie) — $pc C_{n3}$	Akumulacja rzeczno-jeziorna i jeziorna, mineralna i biogeniczna
İłowce, mułowce piaszczyste i łupki węglowe (warstwy komarowskie) — $ic C_{n1}$	Akumulacja śródlądowa, mineralna i biogeniczna, w środowiskach morsko-paralicznych Subsydencja
Wapienie, margle, ilowce i łupki węglowe — $w C_v$	Akumulacja morska Wietrzenie mechaniczne i chemiczne, niszczenie utworów dewonu górnego, powstawanie skał alitowych i boksytowych
Diabazy i tufy – formacja Huczwy — $\beta' C_v$	Powstanie trapów bazaltowych Wulkanizm
	Denudacja
Wapienie, dolomity i ilowce — $w D_{fr}$	Transgresja Akumulacja głębokomorska
Mułowce i wapienie — $mc D_{gt}$	Akumulacja lądowa (lagunowa)
Mułowce i ilowce — $mc D_e$	
Mułowce i piaskowce — $mc D_{z+em}$	Akumulacja lądowa w warunkach pustynnych (litofacje old redu) Akumulacja w płytkich zbiornikach lagunowych
İłowce, mułowce i wapienie — $ic D_{gd}$	Akumulacja morska, spłylenie zbiornika

Sylur				kaledoniska	takoniska	Iłowce, iłowce wapniste i wapień detrytyczne — $ic S$	Akumulacja morska, głębokomorska, przechodząca w płytkomorską. Transgresja morska
	Ordowik	Ordowik górny	Aszgil				Wapień margliste i margle — $wme O_a$
Karadok				Iłowce, margle ilaste i wapień — $icme O_c$	Akumulacja morska		
Ordowik środkowy		Lanwim + landeil		Wapień organogeniczne — $w O_{ln+1}$	Akumulacja morska		
Ordowik dolny		Arenig		Wapień dolomityczny i iłowce — $wdo O_{ar}$	Akumulacja morska Transgresja morska		
Kambr	Kambr środkowy			sandomierska	Piaskowce kwarcytowe i iłowce — $pckw C_{m2}$	Akumulacja morska, epikontynentalna Transgresja morska	
	Kambr dolny				Piaskowce glaukonitowe, mułowce i iłowce — $pcGk C_{m1}$	Akumulacja morska, epikontynentalna	
Proterozoik	Neoproterozoik	Wend	Ediacaran		Piaskowce kwarcytowe, mułowce i iłowce — $pckw Pt_v$	Akumulacja lądowa (pustynna)	
					Bazalty i tufity — $btt Pt_v$	Wulkanizm	
	Paleoproterozoik				Sjenity i granity — $\tau g Pt_1$	Erozja Plutonizm	

W zigenie w obrębie zapadliska włodawskiego nastąpiła zmiana warunków depozycji: z morskich na terygeniczne. W emsie były to już facje płytkich zbiorników lagunowych lub śródlądowych. Lądowe osady środowisk półpustynnych (facje old redu) zapisane zostały w osadach drobnofrakcyjnych (piaskowce, mułowce), zabarwionych związkami hematytowo-getytowymi na charakterystyczny wiśniowy kolor. Akumulowane były od schyłku zigeny po ems.

W środkowym dewonie panowały jeszcze warunki lagunowo-kontynentalne, natomiast w późnym dewonie – już bardziej głębokomorskie (fran) (Narkiewicz, 2021). Od famenu aż po turnej zachodziła denudacja (Narkiewicz, 2007). W późnym famenie wypiętrzone blokowo wyniesienie hrubieszowskie uległo denudacji.

Z początkiem wizenu rozpoczął się wulkanizm wywołany ruchami fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej. Świadczą o tym pokrywy – trapy – diabazów i tufów, datowane na Lubelszczyźnie na 338–348 Ma (Narkiewicz, 2007). Podczas fazy bretońskiej część utworów dewonu górnego (prawdopodobnie część morskich osadów franu) została zerodowana. Ruchy tektoniczne trwały przez turnej

i wczesny wizen. Wydźwignięte po dewonie obszary podlegały intensywnemu wietrzeniu mechanicznemu i chemicznemu; w efekcie wietrzenia skał wulkanicznych (tufów i diabazów) powstawały alitowe skały wzbogacone w Al_2O_3 oraz w pierwiastki ziem rzadkich i śladowych (skały boksytosone).

W karbonie na skłonie platformy wschodnioeuropejskiej powstał zbiornik epikontynentalny. Do wczesnego namuru A przeważał reżim ekstensyjny, w którym dominowały procesy subsydencji (Zdanowski, 2007). Utwory karbońskie akumulowane były w rozległej niecce (zapadlisku śródplatformowym) znajdującej się na kontakcie obszarów szelfu stabilnego i labilnego, których granicę wyznacza linia (o kierunku NW–SE) między Lublinem a Zamościem (Zdanowski, 2007). Omawiany obszar arkusza Sosnowica znajdował się w strefie peryferycznej tej niecki. W środowisku paralicznym akumulowane były serie osadów iłowcowo-wapiennych (wizen) oraz iłowcowych (namur A), natomiast w środowiskach limnicznych odkładane były poziomy fitogeniczne przyszłych pokładów węgla. Depozycja w środowiskach rzeczno-jeziornych i jeziornych dominowała w namurze B i C, powstawały serie piaskowcowo-mułowcowe z przewarstwieniami węgla (Zdanowski, 2007).

W westfalu na omawianym obszarze panowały warunki jeziorno-rzeczne. Powstawały miąższe (cyklotemy) serie iłowcowo-mułowcowe, przewarstwione pokładami osadów fitogenicznych.

Podczas fazy asturyjskiej górotwórczych ruchów waryscyjskich większość starszych uskoków uległa odmłodzeniu (Żelichowski, 1972, 1974).

Po namurze A rozwój subsydencji w basenie lubelskim związany był z ruchami przesuwczymi wzdłuż strefy TTZ, a zwłaszcza strefy Kocka (Zdanowski, 2007). Dalsza ewolucja tektoniczna następowała już zgodnie z rozwojem pozostałej części przedpola waryscyjskiego w południowej i centralnej Polsce (Zdanowski, 2007). W wyniku endogenicznych ruchów asturyjskich obszar został wyniesiony, zapanowały warunki lądowe. Utwory karbonu zostały częściowo zerodowane, podobnie jak osady permu i triasu, które się nie zachowały. Etap denudacji trwał aż do środkowej jury, kiedy to na zerodowaną powierzchnię wkroczyło morze.

W batonie odbywała się sedymentacja morska w strefie przybrzeżnej. Źródłem materiału terygenicznego (piaskowce, zlepieńce) był pobliski obszar lądowy, który znajdował się w rejonie południowo-wschodniej Lubelszczyzny (Niemczycka, 1981). W keloweju trwał podobny typ akumulacji morskiej – w płytkich peryferycznych częściach zbiornika. W oksfordzie na Niżu Polskim funkcjonował rozległy, epikontynentalny zbiornik morski (Niemczycka, 1981). Nieznaczne spłylenie, które miało miejsce w środkowym oksfordzie, umożliwiło rozwój raf z bogatą fauną. W płytkiej i czystej wodzie strefy litoralnej powstawały wapienie oolitowe oraz wapienie i dolomity, które kończą jurajski cykl sedymentacyjny na badanym obszarze.

Wczesnoalpejskie ruchy górotwórcze (orogeneza kimeryjska) spowodowały regresję morza i wyniesienie obszaru. Luka stratygraficzna obejmuje najwyższe części oksfordu oraz kimerydu, wołgu, a także część kredy dolnej (walańzyn, hotteryw). Na omawianym obszarze dominowały procesy denudacji i erozji chemicznej (procesy krasowe).

W albie na zerodowaną i prawdopodobnie skrasowiałą powierzchnię zbudowaną z węglanowych utworów oksfordu wkroczyło płytkie morze (Świdrowska, 2007). Obszar lądowy znajdował się stosunkowo blisko, w okolicach Włodawy i Wisznic (Świdrowska, 2007), i dostarczał materiału terygenicznego m.in. na omawiany obszar. Akumulowane były piaski z glaukonitem, z których, w wyniku późniejszej diagenety, powstały piaskowce.

W cenomanie sedymentacja morska objęła już znacznie większą część Lubelszczyzny (Świdrowska, 2007). W turonie na omawianym obszarze miała miejsce akumulacja węglanowa w płytkim morzu. Nastąpiło wtedy ujednoczenie facjalne, spowodowane wysokim poziomem wody w oceanie światowym (Świdrowska, 2007). W okresie tym notowane jest przyspieszenie tempa subsydencji. Ze strefą uskoku Kocka wiąże się występowanie litofacji wapiennej oddzielającej sedymentację marglistą od strefy akumulacji kredy piszącej (Świdrowska, 2007). Były to warunki predysponujące do wytrącania się organogenicznej krzemionki, o czym świadczy obecność licznych krzemieni i czeratów. Osady węglanowe o znacznych miąższościach akumulowane były w strefach znacznej subsydencji (Świdrowska, 2007). W turonie na omawianym obszarze arkusza Sosnowica akumulowane były wapienie margliste i kreda pisząca. Podobnie w koniakum i santonie (kreda pisząca). W kampanie układ przestrzenny litofacji był bardzo zbliżony, jednak w facji kredy piszącej powstało znacznie mniej krzemieni (Świdrowska, 2007).

W mastrychcie nadal trwała spokojna akumulacja kredy piszącej, margli i wapieni marglistych, ponieważ omawianym obszar znajdował się w strefie peryferycznej, względem tego o najintensywniejszej subsydencji (na linii Lubaczów–Rawa Ruska; Świdrowska, 2007).

Od końca kredy przez cały paleogen na omawianym obszarze zaznaczały się skutki ruchów tektonicznych fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej. W ich wyniku we wczesnym paleocenie nastąpiło wycofanie morza. W paleocenie omawiany obszar był lądem. Na przełomie paleocenu i eocenu miało miejsce największe w kenozoiku optimum klimatyczne, kiedy to zasięg występowania organizmów tropikalnych zarówno lądowych, jak i morskich sięgał aż do stref okołobiegunowych (Słodkowska, Kasiński, 2016),

W warunkach klimatu gorącego wynurzony ląd podlegał procesom denudacji. Odsłonięte skały węglanowe były poddane intensywnym procesom wietrzenia chemicznego, rozwijały się procesy krasowe (Harasimiuk, 1975). Świadczy o tym zwietrzelina ilasta występująca powszechnie w profilach

w stropie urozmaiconej powierzchni utworów kredowych (Harasimuik, 1975), wypełniająca obniżenia paleokrasowe.

W późnym eocenie miała miejsce ingresja morska, która dotarła od wschodu (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). W strefie litoralnej akumulowane były ropy i mułki oraz piaski zawierające powszechnie glaukonit. Wypełniały zerodowaną (skrasowiałą) starszą powierzchnię.

W oligocenie podczas krótkotrwałej transgresji morskiej akumulowane były piaski kwarcowe i mułki, częściowo ze żwirami skał lokalnych. Po regresji morza oligoceńskiego omawiany obszar ponownie był lądem.

W miocenie w warunkach klimatu gorącego i suchego zachodziły intensywne procesy denudacji chemicznej, które były istotnym czynnikiem morfotwórczym (Harasimuik, 1975; Maruszczak, 2001; Dobrowolski, 2004). Na obszarach zbudowanych z kredy piszącej powstawały krawędzie kuestowe o wysokości nawet kilkudziesięciu metrów (Maruszczak, 2001). W efekcie dźwignia Karpat na południu (faza asturyjska orogenezy alpejskiej), tj. około 12,6 mln lat temu, powstający łańcuch górski zmienił cyrkulację mas powietrza z południa i nastąpiło ochłodzenie (Ivanov i in., 2011). Na omawianym obszarze skutkiem tych ruchów górotwórczych było powstanie uskoków o orientacji ENE–WSW, m.in. uskoki biegnące od Sosnowicy w kierunku Horostyty czy uskoki w okolicy Turna i Holi, dające założenie strukturalne dla wyniesienia podłoża podczwartorzędowego Garbu Włodawskiego.

W środkowym miocenie w obniżeniach terenu akumulowane były osady facji śródlądowych zbiorników jeziornych. Dominowała akumulacja mineralna. Panowały specyficzne warunki chemiczne, które nie sprzyjały zachowaniu się w osadach sporomorf (Słodkowska, 2020).

Około 4–8 mln lat BP ochłodzenie spowodowało ekspansję roślin stanowisk otwartych, czyli głównie traw. Na omawianym obszarze nie udokumentowano jednoznacznie osadów z tego okresu, choć nie można wykluczyć, że wieku neogeńskiego są ropy ciemnobrunatne akumulowane (lokalnie) na zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego. Pyłki roślin są w nich jednak słabo zachowane (Słodkowska, 2020).

Można przyjąć, że od schyłku neogenu aż do plejstocenu glacialnego na omawianym obszarze dominowały procesy denudacji, z epizodami akumulacji lądowej i to tym osadom należałoby przypisać rangę „preglacialnych” (Słodkowska, Kasiński, 2016). W okresie tym powstały główne elementy rzeźby podłoża przedczwartorzędowego (Maruszczak, 1966, 2001). W plejstocenie dolnym (preglacialne) ówczesne rzeki erodowały wychodnie utworów neogeńskich, paleogeńskich i kredowych, akumulując materiał piaszczysto-żwirowy.

Wkroczenie na omawiany teren lądolodu zlodowacenia Nidy poprzedziła akumulacja wodnolodowcowa. Miększe serie piaszczysto-żwirowe wypełniły kopalne obniżenie w rejonie Kodeńca.

Lądolód zlodowacenia Nidy pozostawił pokład glin zwałowych. Z jego recesją związana jest akumulacja piasków i żwirów wodnolodowcowych (w rejonie Kodeńca) oraz sedimentacja zastoiskowa. Lądolód zlodowacenia Sanu 1 złożył kolejny poziom glin zwałowych. Intensywna erozja rzeczna i denudacja, które miały miejsce po recesji tego lądolodu, spowodowały, że poziomy tych glin zachowały się tylko fragmentarycznie, w strefach obniżenia powierzchni stropu podłoża kredowego, czyli w okolicy Kodeńca oraz Sosnowicy.

Schyłek zlodowacenia Sanu 1 (późny glacjał) rozpoczął się panowaniem tundry. Rosły wówczas na otwartych przestrzeniach trawy, turzyce i bylice oraz miejscami zarośla wierzbowe i brzozy karłowatej (Janczyk-Kopikowa, 1984). Postępujące ocieplenie spowodowało rozwój lasów borealnych typu tajgi. Stopniowo wkraczały drzewa liściaste: dąb, wiąz, lipa i leszczyna. W okresie optimum dominowały lasy liściaste z dębem i z leszczyną. W niewielkich izolowanych obniżeniach terenu, w okolicy Sosnowicy i prawdopodobnie Białki, powstały niewielkie jeziora. Był to okres ocieplenia interglacjału ferdynandowskiego. Na wpływy oceanicznych mas powietrza wskazuje obecność jodły, a także cisa. Następnie, postępujące ochłodzenie spowodowało ekspansję sosny i brzozy (Janczyk-Kopikowa, 1984; Pidek, 2003).

Przed zlodowaceniem Sanu 2 miały miejsce erozja i akumulacja wodnolodowcowa. Erozji ulegały m.in. starsze wysoczyzny i częściowo interglacialne zbiorniki jeziorne. W lokalnych obniżeniach akumulowane były ropy i mułki. Osady zbiorników zastoiskowych, częściowo odsłaniane ponad powierzchnię wody, były lokalnie przewiewane i tworzyły się utwory lessopodobne (okolice Pasieki). W rejonie Garbu Włodawskiego zbiorniki te rozwinięte były bezpośrednio na kredowym podłożu.

Lądolód zlodowacenia Sanu 2 objął cały omawiany obszar, sięgając dalej na południe, aż po okolice Przemyśla i Lwowa (Marks i in., 2016; Marks, 2023). Na omawianym obszarze pozostały po nim gliny zwałowe, która budują powierzchnię Garbu Włodawskiego.

Z recesji tego lądolodu pozostały słabo wysegregowane osady lodowcowe odsłaniające się na powierzchni Garbu Włodawskiego oraz moreny czołowe. Czoło tego lądolodu musiało podlegać niewielkim oscylacjom i być dynamiczne, o czym świadczą struktury glacitektoniczne typu wyciśnięcia bądź porwaki nawet utworów prawdopodobnie neogeńskich (Marianka). Przepuszczalnie nastąpiło wtedy zaburzenie i spiętrzenie glacitektoniczne osadów lodowcowych w okolicach Pasieki, Marianki i Horostyty. Uformował się wówczas Garb Włodawski. W struktury glacitektoniczne mogły zostać zaangażowane starsze osady zastoiskowe. W zachodniej części Garbu Włodawskiego, w okolicach

Górek oraz Horostyty i Lubienia (Żarski, Morawski, 2013; Pochocka-Szwarc, 2023) występują mięższe poziomy glin lodowcowych, a także osadów jeziorno-lodowcowych, które prawdopodobnie są zaburzone glacitektonicznie.

Na obecność zaburzonych glin oraz ilów lessopodobnych w okolicach Górek wskazywali Dolecki i inni (1990), a na spiętrzenie utworów plejstocenijskich i mioceńskich w centralnej części Garbu Włodawskiego – Żarski i Morawski (2018, 2019). Recesja zaznaczyła się utworzeniem niewielkich izolowanych zbiorników zastoiszkowych w okolicy Sosnowicy, Libiszowa i Białki oraz w północnej części terenu w rejonie Lubiczyna. O procesach wytapiania lądolodu na powierzchni Garbu Włodawskiego świadczą zachowane cienkie pokrywy osadów wodnolodowcowych. Wody roztopowe prawdopodobnie spływały z wyniesionej powierzchni Garbu, w kierunku obniżenia jakim była po jego północno-zachodniej stronie Zakłęśłość Sosnowicka. Osady wodnolodowcowe wypełniły obniżenie Zakłęśłości Sosnowickiej, wcześniej jednak erodując starsze osady. U podnóża Garbu Włodawskiego zniszczone zostały gliny zwałowe zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 oraz fragment kopalnego jeziora z interglacjału ferdynandowskiego.

Najbardziej intensywne procesy erozji i akumulacji zachodziły podczas recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Akumulowane były mięższe serie osadów wodnolodowcowych, a erozja była znaczna i sięgała miejscami do 130 m n.p.m. (w rejonie Kodeńca). Prawdopodobnie wtedy nastąpiła denudacja starszych osadów, w tym glacialnych. Pozostały po nich tylko niewielkie, izolowane płyty gliniastych wysoczyzn w rejonie Lubiczyna, Żniarek czy Sytyty. Na wschód od Kodeńca erozja sięgnęła do stropu węglanowych utworów kredowych. Osady wodnolodowcowe wypełniły Zakłęśłość Sosnowicką. Lądolód zlodowacenia Sanu 2 był ostatnim lądolodem, który pokrył omawiany rejon (Żarski, 2009; Małek, 2011; Pochocka-Szwarc i in., 2021). Formy lodowcowe na powierzchni terenu później uległy denudacji i pozostały do czasów współczesnych w postaci moren czołowych przekształconych.

Według obecnego stanu wiedzy w okolicach Marianki w najwyższych kulminacjach Garbu Włodawskiego występują izolowane moreny czołowe. Jak wykazano w opracowaniu związane są one z recesją lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Nie ma podstaw, żeby sądzić, że są to kemy (Dolecki i in., 1990). Tezy tej nie potwierdzają także obserwacje prowadzone w licznych odsłonięciach w okolicy.

Kolejnym ociepleniem klimatycznym był interglacjał mazowiecki. Na powierzchni zbudowanej z piaszczystych osadów wodnolodowcowych, w zagłębieniach terenu (wytopiskowych) utworzyły się niewielkie jeziora, w których zachodziła akumulacja biogeniczna i węglanowa (gytie) (Pochocka-Szwarc i in., 2021).

W warunkach klimatu umiarkowanego panowały lasy sosnowe ze świerkiem, jednak na siedliskach wilgotnych i zalewowych intensywnie rozwijały się lasy łąkowe z olszą, wiązem, jesionem, wierzbą oraz dość liczny cisem. W młodszej części optimum interglacjału rosły lasy grabowo-jodłowe, później wkroczył cis, a także wskaźnikowe dla ciepłego klimatu – kalina i chmiel zwyczajny (Hrynowiecka, 2020; Pidek, 2020).

Postępujące ochłodzenie związane było z transgresją lądolodu zlodowacenia Odry (Warty). Omawiany obszar był poza zasięgiem lądolodu, którego czoło zatrzymało się w odległości około 70 km na północny zachód od terenu arkusza, w okolicy Łukowa (Małek, 2011; Godlewska, 2014; Hrynowiecka i in., 2019; Czubla i in., 2019.; Żarski, Kucharska, 2019). W warunkach peryglacialnych na stokach Garbu Włodawskiego tworzyły się pokrywy pyłowate i gliny soliflukcyjne. W lokalnych, niskoenergetycznych rozlewiskach, prawdopodobnie przy obecności wieloletniej zmarzliny, gromadziły się osady piaszczysto-mułkowe. Nie można wykluczyć, że w czasie zlodowaceń środkowopolskich, w warunkach peryglacialnych rozwijały się formy krasowe (podobnie jak będzie to miało miejsce u schyłku ostatniego zlodowacenia), jednak ślady tego procesu się nie zachowały.

W okolicach Marianki na Garbie Włodawskim Buraczyński i inni (1984) udokumentowali osady kopalnego jeziora. Niewielkie obniżenie o średnicy około 50 m i głębokości około 7m wypełnione jest osadami mineralnymi (mułkami i piaskami drobnoziarnistymi). Według wymienionych autorów jest to jeziorko wytopiskowe zlokalizowane w sąsiedztwie kemów, powstałe w czasie deglacjacji lądolodu zlodowacenia Odry. Podczas prac aktualizacyjnych nie natrafiono na opisywane osady jeziorne w Marianne. Nie można oczywiście wykluczyć obecności takiego niewielkiego, lokalnego zbiornika. W świetle przedstawionych wyników prac aktualizacyjnych nie można się jednak zgodzić, żeby osady tego kopalnego zbiornika jeziornego, w których nie stwierdzono obecności osadów biogenicznych, umieszczać w pozycji interstadiału lubelskiego (Wojtanowicz, 1984).

W interglacjale eemskim panował ciepły klimat, jednak osadów tego wieku nie udokumentowano. Prawdopodobnie wówczas także zachodziły procesy erozji rzecznej i denudacji.

Lądolód zlodowacenia Wisły także nie dotarł na omawiany obszar (Lindner, Marks, 2008; Lindner, Marks, 2012; Marks i in., 2016), który znajdował się w strefie ekstraglacialnej. Podczas całego zlodowacenia Wisły, w warunkach obecności wieloletniej zmarzliny (Dobrowolski, 2006), na omawianym obszarze funkcjonowały rozlewiska. U podnóża Garbu Włodawskiego tworzyły się szeroko rozlane, niskoenergetyczne przepływy (jeziorno-rozlewiskowe) (niweolimniczne). W warunkach nieco większej dynamiki powstawały osady facji rzeczno-peryglacialnych (niweofluwialnych). Były to przepływy bez wytworzonej sieci korytowej, z małą zdolnością erozji dennej, spowodowanej obecnością wieloletniej zmarzliny w podłożu (Zieliński, 2015). W czasie zlodowacenia

Wisły lokalna baza erozyjna była podniesiona, o czym świadczą tarasy nadzalewowe, m.in. Wieprza i Tyśmienicy (Żarski, 2019, 2020). Na odsłoniętych powierzchniach powstawały utwory lessopodobne, krótkiego transportu eolicznego. Tak powstawała monotonna powierzchnia Zakłęśłości Sosnowickiej.

W późnym glacie zlodowacenia Wisły, w okresach chłodnych odsłonięte, starsze powierzchnie piaszczyste były przewiewane i rozwijały się na nich niewielkie pola piasków przewianych oraz tworzyły się wydmy. Wydmy powstały zarówno na odsłoniętej powierzchni Zakłęśłości Sosnowickiej, jak i na stokach Garbu Włodawskiego.

W warunkach peryglacialnych rozwijały się formy termokrasu. Predysponowane do powstania tych form były miejsca, gdzie utwory węglanowe kredy znajdowały się dosyć blisko powierzchni, pod niewielkiej miąższości utworami mineralnymi. Obecność wieloletniej zmarzliny w stropowych partiach górotworu kredowego powodowała napór hydrauliczny i napięcie zwierciadła wód podziemnych (Dobrowolski, 2006). Miało to wpływ na wzmożenie tempa rozmywania i rozpuszczania CaCO_3 , głównie w strefach uskoków, spękań, dyslokacji itp. (Dobrowolski, 2006). Powstawały formy krasowe. W warunkach klimatu subarktycznego, przy obecności wieloletniej zmarzliny przypowierzchniowa część skał węglanowych ulegała intensywnym procesom wietrzenia (późnoglacialne wietrzenie subaeralne; Dobrowolski, 2006). Czynnikiem, który sprzyjał rozwojowi tych procesów, był suchy i mroźny klimat (przy średniej rocznej temperaturze poniżej -10°C ; Dobrowolski, 2006). W efekcie omawianych procesów powstała urozmaicona powierzchnia stropu kredy. W taki sposób rozpoczął się inicjalny etap rozwoju bezodpływowych zagłębień o regularnych zarysach, zróżnicowanej głębokości, wypreparowanych w węglanowym podłożu (wertebry, uwały). Ich zróżnicowana głębokość zależała od miąższości warstwy czynnej zmarzliny (Dobrowolski, 2006). Obszary z licznymi lejkami krasowymi (wertebów) są widoczne w okolicach Sosnowicy, Białki i Lubiszowa.

Na obszarach, gdzie wychodnie utworów kredowych znajdowały się płytko, w starszym dryasie funkcjonowały płytkowodne zbiorniki, w których dominowała sedimentacja mineralna. Świadczą o tym cienkie warstewki piasków w dnach mis jezior sosnowickich (Więckowski, Wojciechowski, 1971; Dolecki in., 1990), znajdujące się bezpośrednio na kredowym podłożu (takie wypełnienia mineralne znane są z innych miejsc, m.in. występują w dnach basenów Krowiego Bagna czy bagien Bubnów i Staw położnych na południe od Garbu Włodawskiego (Pietruczuk, 2016, 2017; Pochocka-Szwarc, 2023a, b).

W podłożu zbiorników okolic Białki i Sosnowicy utrzymywała się wieloletnia zmarzlina, która tamowała pionową cyrkulację wód podziemnych (Dobrowolski, 2006). W ostatnim ciepłym wahnięciu klimatycznym późnego glaciału, czyli w allerødzie, nastąpił rozwój torfów „bazalnych” (z dużym

udziałem mchów brunatnych). Proces pogłębiania tych zbiorników (przyszłych jezior sosnowickich), był na tyle powolny, że równoważył przyrost tempa akumulacji torfów. Początkowo były to zbiorniki dystroficzne (Więckowski, Wojciechowski, 1971), jednak ich charakter zmieniał się w miarę pogłębiania. Za pogłębianie odpowiedzialny był proces wytapiania wieloletniej zmarzliny i udroźnienia cyrkulacji wód podziemnych oraz intensyfikacja krasu, a nie procesy neotektoniczne, jak uważali autorzy pierwszej wersji opracowania. Procesy związane z ostateczną degradacją wieloletniej zmarzliny rozpoczęły się w bøllingu i trwały do allerødu, a największe zmiany, które miały znaczący wpływ na morfogenezę omawianego obszaru odbywały się na przełomie młodszego dryasu i boreału (Dobrowolski, 2006). Ówczesny krajobraz okolic jezior sosnowickich miał charakter jeziorno-torfowiskowy.

W warunkach peryglacialnych zachodziły procesy kriogeniczne, powodujące „wynoszenie” ku powierzchni głazów i żwirów w miejscach, gdzie występowały osady wodnolodowcowe. Podobnie tworzyły się struktury pęcznienia mrozowego, w związku z cyklami zamarzania i odmarzania gruntów plastycznych.

Z końcem plejstocenu i początkiem holocenu w dolinie Piwonii tworzyły się tarasy nadzalewowe położone około 2 m powyżej obecnego poziomu wody. U podstaw stoków akumulowane były utwory deluwialne, natomiast na odsłoniętych powierzchniach, głównie starych pokryw gliniastych, tworzyły się eluwia, np. w okolicy Horosty na Garbie Włodawskim.

W holocenie w dolinach rzecznych i dnach cieków okresowo przepływowych akumulowane były piaski i mułki. W zagłębieniach bezodpływowych oraz zagłębieniach o różnej genezie akumulowane były osady mineralno-organiczne. Na początku holocenu wzrost wilgotności spowodował rozwój przestrzenny mis jeziornych. Jezioro Czarne (Fijałkowski, Kozak, 1970 w: Dolecki i in., 1990) zajmowało znacznie większy obszar niż obecnie i rozciągało się bardziej na południe. Śladem tego są zachowane piaszczyste brzegi ówczesnej misy jeziornej. Prawdopodobnie te rozległe zbiorniki jeziorne istniały do okresu subborealnego, kiedy nastąpiło ochłodzenie klimatu. Poziom wód się obniżył, a wzmożyły się procesy torfotwórcze (torfy sfagnowe i turzycowo-sfagnowe). Obecnie wokół Jeziora Czarnego znajduje się torfowisko.

IV. PODSUMOWANIE

W wyniku prac związanych z aktualizacją arkusza Sosnowica SMGP zebrano dane geologiczne pochodzące z rozpoznania geologicznego w terenie i dokonano ich autorskiej interpretacji. Zebrano także i przeanalizowano dokumentację profili wierceń kartograficznych, badawczych i hydrogeologicznych.

Wykonano badania laboratoryjne: datowania fizykochemiczne metodą OSL (6 oznaczeń, Palczewski, 2020), analizy paleobotaniczne (Hrynowiecka, 2020; Pidek, 2020; Sieradz, 2020, Słodkowska, 2020) i paleofaunistyczne (Szymanek, 2020).

Zestawiono i przeanalizowano publikacje i opracowania syntetyczne dotyczące zagadnień geologii: paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku, tektoniki, geologii plejstocenu i paleogeografii, paleobotaniki, geomorfologii, w tym zagadnień krasowych. Materiały te pozwoliły na weryfikację stratygrafii osadów plejstoceńskich oraz przedstawienie budowy geologicznej omawianego obszaru w nowym ujęciu.

Na granicy arkusza Sosnowica z sąsiadującym od wschodu arkuszem Kaplonosy jest niezgodność stratygraficzna, ponieważ autorzy tego arkusza (Żarski, Morawski, 2019) nie mieli wystarczających danych do zaliczenia glin zwałowych występujących na powierzchni Garbu Włodawskiego do zlodowaceń południowopolskich (Sanu 2). Ponadto musieli się dostosować do ówczesnej interpretacji stratygraficznej I wydania arkusza Sosnowica (Dolecki i in., 1990).

Szczególne zmiany dotyczą rozpoznania geologicznego wykonanego wzdłuż południowej granicy terenu arkusza Sosnowica z obszarem arkusza Orzechów Nowy, w okolicy Górek. Na podstawie tego rozpoznania oraz wyników ekspertyz palinologicznych (Słodkowska, 2020) stwierdzono, że w kopalnych formach krasowych nie ma osadów interglacjalnych, jak to przedstawiono w pierwszej wersji opracowania, lecz występują tam osady paleogenu i neogenu.

Profil w Górkach dokumentuje osady mineralne o łącznej miąższości 2 m. Są to piaski z domieszką glaukonitu przechodzące w piaski kwarcowo-glaukonitowe zawierające żwirki kwarcytów. Są to prawdopodobnie osady oligoceńskie. Piaski te leżą bezpośrednio na utworach zwietrzelinowych kredy piszącej (do 4 m).

Dokonano także reinterpretacji stratygraficznej i genetycznej osadów budujących powierzchnię terenu, a także tych występujących pod powierzchnią. Niezwykle ważne dla tej reinterpretacji okazało się udokumentowanie osadów interglacjalnych mazowieckiego (bez przykrycia glacialnego) w dwóch stanowiskach na obszarze Zakłęśłości Sosnowickiej: Wygnance (Pidek, 2020) oraz Sytycie (Hrynowiecka, 2020; Pochocka-Szwarc, 2021).

W profilu w Wygnance udokumentowano serie osadów biogenicznych (o miąższości ponad 6 m) pod przykryciem mineralnym. Osady te są w trakcie opracowywania palinologicznego, a ich obraz paleobotaniczny (Pidek, inf. ustna) potwierdza wcześniejsze wnioski przedstawione w ekspertyzie (Pidek, Szymanek, 2020). Obecnie prowadzone badania palinologiczne potwierdzają występowanie sukcesji mazowieckiej w stanowisku Wygnanka (Pidek, 2020; Pochocka-Szwarc i in., 2021).

W opracowaniu umieszczono zestawienie profili otworów kartograficznych (tabl. IV) odwierconych na potrzeby pierwszej wersji opracowania. Wykorzystano dane z kart otworów (NAG PIG-PIB, Warszawa). W wersji tej informacje geologiczne pozyskane z otworów były umieszczone w tekście i tylko kilka z tych otworów znalazło się na przekrojach geologicznych.

Przekrój A–B poprowadzono przez jeziora krasowe i okolice Sosnowicy, następnie przez skłon i powierzchnię Garbu Włodawskiego, czyli przez obszary o odmiennej budowie geologicznej. Linia tego przekroju generalnie pokrywa się z linią przekroju z pierwszej wersji opracowania. Został on jednak uzupełniony o aktualne dane geologiczne.

Zestawiono profile otworów głębokich (tabl. IV) i na ich podstawie skonstruowano przekrój C–D, dokumentujący budowę geologiczną na obszarze struktur paleozoicznych – zrąb łukowski i zapadlisko włodawskie wraz z uskokiem Hanny. Zestawiono także profile otworów wiertniczych, w których występują osady paleogenu i neogenu (tabl. VI).

Przekrój dodatkowy E–F (tabl. VII) poprowadzono przez obszar Zakłęśłości Sosnowickiej. W pierwszej wersji opracowania przekrój ten był zamieszczony na mapie, jednak nie odzwierciedlał w pełni stylu budowy geologicznej omawianego obszaru.

Skonstruowano na nowo szkic geologiczny odkryty (tabl. II) oparty na reinterpretacji danych z otworów wiertniczych. Podczas analizy danych do sporządzenia wyżej wymienionego szkicu nie znaleziono podstaw do wyróżniania osadów kampanu w części północno-zachodniej omawianego terenu, podobnie jak na sąsiednim arkuszu Parczew (Żarski, 2020); nie występują tu także utwory pliocenu, wyróżniane w pierwszej wersji opracowania.

Na zaktualizowanym szkicu odkrytym:

- największą deniwelację zaznaczono w okolicy Kodeńca, w centralnej części Zakłęśłości Sosnowickiej i może mieć ona założenia tektoniczne;
- w rejonie Sosnowicy w podłożu kredowym zaznaczono kulminację, na której rozwinęły się procesy krasowe (nie ma podstaw do prowadzenia kopalnej formy dolinnej, przechodzącej w kierunku Zakłęśłości Sosnowickiej, jak to miało miejsce w pierwszej wersji opracowania);
- utwory paleogenu reprezentowane są przez reliktoowo zachowane osady eocenu górnego oraz oligocenu i występują albo na skrasowiałej powierzchni kredy górnej, albo w postaci zachowanych kopalnych „ostańców”;
- utwory neogenu, prawdopodobnie miocenu górnego, zaznaczono fragmentarycznie, w obniżeniach (kieszeniach) krasowych w rejonie południowym, czyli w okolicy Górek, a w pozycji „ostańca” – w okolicy Holi;
- zinterpretowane uskoki zaznaczono w obrębie utworów kredy górnej (w okolicach Sosnowicy).

Zinterpretowane uskoki stwarzają predyspozycje strukturalne dla Garbu Włodawskiego oraz ograniczają występowanie utworów mioceńskich (Horostyta) bądź oligoceńskich (Turno–Hola). Paleozoiczny uskok Hanny może więc mieć odzwierciedlenie w postaci dyslokacji w obrębie młodszych utworów, w tym kenozoicznych (o orientacji ENE–WSW). Zatem uskoki te mogły powstać podczas ruchów młodoalpejskich.

Na podstawie aktualnej mapy geologicznej wykonano nowy szkic geomorfologiczny (tabl. I). Nie uwzględniono na nim kemów, moren martwego lodu czy obniżen wytopiskowych po martwym lodzie. Wynika to z tego, że na powierzchni terenu występują głównie stare, dosyć zdenudowane i zerodowane powierzchnie utworzone z osadów glacialnych zlodowaceń południowopolskich (Sanu 2), a nie środkowopolskich, nadbudowane osadami eolicznymi pochodzącymi ze schyłku zlodowacenia Wisły. Na szkicu wyróżniono formy krasu powierzchniowego, które nie zostały uwzględnione w pierwszej wersji opracowania.

Powierzchnia terenu została udokumentowana licznymi punktami dokumentacyjnymi. Dokonano analizy morfologicznej na modelach hipsometrycznych, a także wykorzystano profile otworów. Wszystkie te elementy: kartowanie geologiczne, analiza wierceń na przekrojach geologicznych oraz analiza modeli hipsometrycznych nie potwierdzają możliwości płynięcia wód proglacialnych w czasie zlodowacenia Odry (Warty) dolinami rzek Piwonii i Zielawy (Harasimiuk i in., 2004). Osady wodnolodowcowe ze zlodowacenia Odry (Warty) pokrywają północną część Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej (Żarski, 2020). Problem wieku osadów piaszczystych pokrywających opisywany obszar wymaga oczywiście dalszych badań, które wykraczają poza formułę aktualizacji.

Na powierzchni terenu dominują osady i formy związane ze zlodowaceniem Sanu 2 oraz ze zlodowaceniem Wisły i holocenu. Nie stwierdzono obecności osadów lodowcowych zlodowaceń środkowopolskich.

* *
*
*

Na obszarze objętym arkuszem Sosnowica, położonym zarówno w strefie znacznej części Zakłęsłości Sosnowickiej, jak i w zachodniej części Garbu Włodawskiego, występują odmienne style budowy geologicznej:

1. Obszar Zakłęsłości Sosnowickiej, położony jest dosyć nisko, tj. na wysokościach od 153 m n.p.m. do maksymalnie 160 m n.p.m. (u podnóża Garbu Włodawskiego). Jest to płaski, monotony obszar zbudowany z osadów akumulowanych podczas zlodowacenia Wisły, w różnych jego okresach. Są to osady facji rzeczno-peryglacialnych reprezentowane przez piaski, miejscami mułki, które w części stropowej bardzo często są zapyłone, mają strukturę masywną i nie zawierają żwirów.

Z nich zbudowane są powierzchnie położone od 155 do 160 m n.p.m. tworzące izolowane od siebie „wyspy”. Nieco niżej (od 153 do 155 m n.p.m.) znajdują się płaskie powierzchnie zbudowane ze słabo przepuszczalnych, drobnofrakcyjnych osadów, głównie mułków i piasków, określonych jako jeziorne (rozlewiskowe). Osady te akumulowane były w warunkach szeroko rozlanych, płytkich zalewów, w obecności wieloletniej zmarzliny. Okresowo odsłaniane spod powierzchni wody były lokalnie przewiewane, i tworzyły się pokrywy utworów lessopodobnych. Wyniki datowań OSL tych osadów mieszczą się w zakresie od $13,2 \pm 2,7$ do 68 ± 11 ka (punkty dok.: 5, 7, 11, 15).

2. Na skłonie Garbu Włodawskiego (Hola–Turno–Zamołodycze–Marianka) osady powstałe w czasie zlodowaceń środkowopolskich reprezentowane są przez pokrywy soliflukcyjne i lessopodobne. Są to osady pyłowate, piaszczysto-pyłowate położone powyżej 170 m n.p.m. Znajdują się na stokach powierzchni starszych, zbudowanych z osadów lodowcowych. Procesy stokowe były uruchamiane prawdopodobnie u schyłku tego zlodowacenia, kiedy zanikała ówczesna wieloletnia zmarzlina. Odsłonięte, starsze powierzchnie wysoczyznowe były intensywnie denudowane i przewiewane. Nie stwierdzono obecności osadów wodnolodowcowych ani lodowcowych ze zlodowaceń środkowopolskich.

3. U podnóża Garbu Włodawskiego osady zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich nierozdzielone są to serie piasków drobnoziarnistych, wysortowanych, często kwarcowych ze skałeniami. Występują na wysokościach około 160–162 m n.p.m. Reprezentują przepływy fluwialne, niskoenergetyczne. Utwory te mogły być deponowane w warunkach peryglacialnych, np. w czasie zalewów warstwowych, podczas których praktycznie nie zachodziły procesy erozyjne. Trudno jednoznacznie określić ich przynależność stratygraficzną. Nie można wykluczyć, że dolne serie osadów rzeczno-peryglacialnych ze zlodowacenia Wisły mogły być akumulowane podczas zlodowacenia Odry (Warty). Podobnie uważali autorzy pierwszej wersji opracowania.

4. W partiach kulminacyjnych Garbu Włodawskiego powierzchnia zbudowana z osadów zlodowaceń południowopolskich położona jest najwyżej, tj. od ponad 180 do ponad 200 m n.p.m. Tworzą ją zdenudowane wysoczyzny polodowcowe, zbudowane ze żwirów, pyłów, rzadziej z glin zwałowych (Pasięka, Hola, Marianka), z których pozostały pokrywy eluwialne, jak np. w okolicach Horostyty. Na ich powierzchni obecne są głazy narzutowe, silnie zwietrzałe. Kulminacje tworzą moreny czołowe (powyżej 190 m n.p.m.) zbudowane ze żwirów, głazów, wśród których oprócz skał skandynawskich częste są krzemienie. Miejscami widoczne są zaburzenia glacitektoniczne, w których zaangażowane są utwory neogenu (Marianka).

Pomiędzy Holą a Turnem istnieje dolina będąca prawdopodobnie rynną subglacialną, wtórnie przekształcona. Jest ona zakorzeniona w glinach zwałowych i wypełniona osadami ze zlodowaceń północnopolskich i holocenu.

Wśród form krasowych wyróżniono formy krasu kopalnego i powierzchniowego. Formy krasu kopalnego rozpoznano na zachodnim skłonie Garbu Włodawskiego w okolicy Górek. Reprezentowane są przez urozmaiconą powierzchnię stropu kredy i tworzą zespół kopalnych wertebów (i uwałów). Formy te są wypełnione:

- osadami plejstocénskimi (prawdopodobnie deluwialnymi) o miąższościach do 1,5 m;
- piaskami i mułkami kwarcowo-glaukonitowymi;
- iłami, mułkami ilastymi, plastycznymi, o barwach brunatno-zielonych z pstrymi przemazami;
- ilasto-marglistą, węglanową zwietrzeliną (HCl+) o barwie kremowej.

Według autorki południową część obszaru arkusza tworzy urozmaiconą powierzchnia stropu utworów kredy. Zachowała ona zapis procesów krasowych, które rozwijały się po regresji morza kredowego, w paleocenie i w eocenie dolnym (Maruszczak, 1966; Harasimiuk, 1975). Ta skrasowiała powierzchnia została wypełniona osadami eocenu górnego (formacja z Siemienia). Została ona jednak w znacznej mierze zdenudowana i zachowała się reliktoowo. W miocenie górnym, w warunkach lądowych, w paleoobniżeniach, akumulowane były ily i mułki. Jednak ówczesne warunki chemiczne, spowodowały, że nie zachowały się pyłki roślin (Słodkowska, 2020), na podstawie których można by było odtworzyć historię paleośrodowiska.

Formy krasu powierzchniowego mają odzwierciedlenie w rzeźbie powierzchni terenu. Nie zostały one rozpoznane w pierwszej wersji opracowania. Występują w okolicy Sosnowicy i Białki. Powstały na przełomie plejstocenu i holocenu. Obecnie są to jeziora krasowe: jeziora sosnowickie, a także towarzyszące im obniżenia, wtórnie przekształcone przez człowieka w stawy. Budowa geologiczna tych jezior została rozpoznana wierceniami (Więckowski, Wojciechowski, 1971). Powstały one gdy poziom wód gruntowych znajdował się zdecydowanie niżej niż obecnie, a skały węglanowe położone płytko, poddane były procesom intensywnej denudacji chemicznej. Związane to było z obecnością wieloletniej zmarzliny i późniejszą jej, szybką degradacją (Dobrowolski, 2006).

Inicjalny moment rozwoju mis przyszłych jezior sosnowickich miał miejsce w allerødzie, co dokumentuje wynik datowania ^{14}C torfów bazalnych występujących w dnie Jeziora Białego Sosnowickiego (Więckowski, Wojciechowski, 1971). W późnym glacie podobne procesy zachodziły w basenach jezior i obniżen położonych na południe od Garbu Włodawskiego, gdzie płytko położone są skały krasowiejące (Bałaga i in., 1992; Bałaga i in., 1996a, b; Pietruczuk, 2015, 2016, 2017, 2020).

Datowania osadów powierzchniowych (pięć wyników datowań OSL) wskazują na ich powstanie w czasie zlodowaceń północnopolskich. Wiek osadów został oznaczony dla utworów z próbek pobranych z głębokości od 1,0 do 1,8 m. Najstarszy wynik otrzymano dla osadów z otworu Sosnowica 2 – 68 ± 11 ka BP. Z obszarów sąsiednich (z aktualizowanych arkuszy) uzyskano łącznie 39 wyników datowań osadów budujących powierzchnię terenu i wskazujących na ich powstanie podczas zlodowaceń północnopolskich.

Warszawa, 2019 r.

LITERATURA

- Areń B., 1982 — Rozwój litologiczno-facjalny wendu na obszarze wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, **30**, 5.
- Bałaga K., 2002 — Hydrological changes in the Lublin Polesie during the late Glacial and Holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments. *Stud. Quatern.*, 19: 37–53.
- Bałaga K., 2004 — Changes of vegetation in Lake Perespilno environs (Lublin Polesie) in the Late Glacial and Holocene. *Acta Paleobot.*, **44**, 2.
- Bałaga K., 2007 — Transformation of lake ecosystem into peat bog and vegetation history based on Durne Bagno mire (Lublin Polesie E Poland). *Geochronometria*, 39: 23–43.
- Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981 — Budowa i rozwój torfowiska Krowie Bagno – Polesie Lubelskie. *Ann. UMCS, Sec. B*, **35/36**, 4: 37–62.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Harasimiuk M., Rodzik J., 1996a — Problemy genezy i ewolucji zbiorników jeziorno-torfowiskowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, a warunki ich funkcjonowania. W: *Funkcjonowanie ekosystemów wodno-błotnych w obszarach chronionych Polesia* (S. Radwan, red.). Mat. Konf. UMCS. Zagłębcze, 18–19 października 1996 r.: 9–15.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1993a — Rozwój kompleksu jeziorno-torfowiskowego Moszne w Poleskim Parku Narodowym. W: *Mat. Konf. Ekosystemy wodne i torfowiskowe w obszarach chronionych* (S. Radwan, Z. Karbowski, J. Sołtys, red.). Krasne, 28–29 czerwca 1993 r.: 71–75.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1993b — Paleogeograficzne warunki rozwoju jezior i torfowisk Poleskiego Parku Narodowego i jego strefy ochronnej. *Ann. UMCS, Sec. B.*, **48**: 1–18.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1996b — Z badań osadów dennych Jeziora Karaśnego w Poleskim Parku Narodowym. *Ann. UMCS, Sec. B.*, **51**, 5: 77–86.
- Bałaga K., Pidek I.A., Rodzik J., 1992 — Preliminary studies on vegetational changes since Late-Glacial Times at the peat bog near Moszne Lake (Lublin Polesie, E Poland). *Veroff. Geobot. Inst. ETH, Stiftung Rübel, Zürich*, 107: 319–330.
- Bernat J., 1958 — Dokumentacja geologiczna złóż torfu rejonu Kanału Wieprz–Krzna sekcja „Piwonia Dolna”. Arch. Woj. Zarz. Inwest. Roln. w Białej Podlaskiej.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D., 2015 — Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. *Precamb. Res.*, **259**: 5–33.
- Buraczyński J., 1984 — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **39**, 3: 39–47.

- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J., 1984 — Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Mariance na Garbie Włodawskim. *Ann. UMCS, Sec. B.*, 39.
- Buraczyński J., Harasimiuk M., Henkiel A., Wojtanowicz J., 1980 — Stratygrafia osadów zlodowacenia środkowopolskiego na przedpolu Wyżyny Lubelskiej między Wieprzem i Bugiem. W: Przew. Seminarium Terenowego „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”. Wyd. UMCS, Lublin.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1980–1981 — Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **35/36**: 63–77.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1982 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kołacze (716). Wyd. Geol., Warszawa.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., 1986 — Ewolucja rowu środkowopolskiego w permo-mezozoiku i kenozoiku. *Mat. Symp. Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl Alpejski*. Kraków: 8–9.
- Cebulak S., Laskowski M., Porzycki J., Zdanowski A.A., 1978 — Dokumentacja końcowa badań penetracyjnych karbońskich boksytów w obszarze między Włodawą a Łukowem. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Choiński A., 2006 — Katalog Jezior Polskich. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Churski T., 1958 — Dokumentacja geologiczna złóż torfu rejonu Kanału Wieprz–Krzna sekcja „Piwonia Górna”. *Arch. Woj. Zarz. Inwest. Roln. w Chełmie*.
- Czerwińska-Tomczyk J., Zwoliński Z., 2004a — Objaśnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Czubla P., Godlewska A., Terpiłowski S., Zieliński T., Zieliński P., Kusiak J., Pidek I.A., Małek M., 2013 — Glacial till petrography of the South Podlasie Lowland (E Poland) and stratigraphy of the Middle Pleistocene complex (MiS 11-6). W: *Palaeolandscapes from Saalian to Weischelian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. June 25–30, 2013. Vilnius–Trakai, Lithuania*: 27–29.
- Czubla P., Terpiłowski S., Orłowska A., Zieliński P., Zieliński T., Pidek I.A., 2019 — Petrographic features of tills as a tool in solving stratigraphical and palaeogeographical problems – a case study from Central-Eastern Poland. *Quatern. Int.*, 501: 45–58.
- Dembowski Z., Porzycki J., 1988 — Karbon lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**: 1–250.
- Dobrowolski R., 1995 — Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **65**, 1–4: 79–1.
- Dobrowolski R., 2004 — Some aspects of paleokarst development in the upper Cretaceous rocks in of Chełm Hills (Lublin Upland, Eastern Poland). *Geomorphologia Slovaca*, 1 (IV): 22–27.
- Dobrowolski R., 2006 — Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., Bałaga K., Rodzik J., Gazda L., 2009 — Bottom deposits of Lake Moszne in the Polesie National Park – lithostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. *Teka Kom. Ochr. Kszt. Środ. Przyr.*, **6**: 51–57.
- Dobrowolski R., Harasimiuk M., 2002 — Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Polesia. *Acta Agroph.*, **66**: 7–19.

- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1990 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J., 1994 — Stratygrafia utworów glacialnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **49**.
- Dolecki L., Wojtanowicz J., 1992 — Litologia i stratygrafia osadów plejstoceńskich południowo-zachodniej części Garbu Włodawskiego (Polesie Lubelskie). *Ann. UMCS Sect. B.*, **47**.
- Dziak W., 1962 — Stratygrafia i jakość torfu torfowiska rejonu Kanału Wieprz–Krzna. Arch. Min. Roln. w Warszawie.
- Fijałkowski D., Kozak K., 1970 — Roślinność rezerwatu „Torfowisko nad jeziorem Czarnym Sosnowickim”. *Ann UMCS, Sect. C.*, **25**
- Gardziel Z., Nowak J., 1994 — Współczesne i kopalne osady limniczne w okolicy Sosnowicy (Polesie Lubelskie). *Ann. UMCS, Sect. B.*, **49**, 3.
- Gawor-Biedowa E., 1968 — Opracowanie mikropaleontologiczne ośmiu prób z otworów: jezioro Białe Sosnowickie, Jezioro Bialskie, jezioro Dubeczno, Jezioro Czarne, jezioro Łukcze. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.
- Gawor-Biedowa E., 1984 — Opracowanie mikropaleontologiczne dla prób do SMGP, ark. Sosnowica. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.
- Godlewska A., 2014 — Dynamika łądolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzyny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej. Wyd. UMCS. Lublin.
- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślącza A., Tiira T., Yliniemi J., 2006 — Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *J. Geophys. Res.*, 111.
- Guz T., Szajda J., 1981 — Warunki hydrometeorologiczne na torfowisku niskim w rejonie Kanału Wieprz–Krzna w latach 1974–1975. *Biuletyn Inf. Torf.*, 3.
- Górecki A., Źarski M., Drzewicki W., Pleśniak Ł., Zalewska-Gałosz J., Hrynowiecka A., 2022 – New climatic oscillations during MIS 11c in the record of the Skrzyńka II site (Eastern Poland) based on palynological and isotope analysis. *Quatern. Intern.*, 632: 4–20.
- Hakenberg M., Świdrowska J., 2001 — Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **71**, 1: 1–20.
- Harasimiuk H., 1975 — Rozwój rzeźby Pagórów Chelmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN.*, 115.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1981 — Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwart. Geol.*, **25**, 1.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1984 — Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol. (M. Harasimiuk, red.). Lublin 6–8 września 1984 r. Wyd. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Szwajgier W., Terpiłowski S., 2004 — Wpływ łądolodu zlodowacenia Warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej. W: Zlodowacenie Warty w Polsce (M. Harasimiuk, S. Terpiłowski, red). UMCS, Lublin.
- Henkiel A., 1984a — Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **39**, 2: 15–38.
- Henkiel M., 1984b — Regionalne zróżnicowanie pokrywy czwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS, Sec. B.*, **39**, 6: 73–89.

- Herbich P., 1980 — Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii warunków wodoprzepuszczalności utworów kredy górnej okolic Chełma. *Tech. Poszuk. Geol.*, 3: 27–32.
- Hrynowiecka A., 2020 — Orzeczenie palinologiczne dla stanowiska Sytyta, ark. Sosnowica SMGP w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.
- Hrynowiecka A., Pidek A., 2017 — Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). *Geol. Quart.*, 61, 4: 723–737.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Drzewnicki W., 2019 — The rank of climatic oscillations during MIS 11c (OHO and YHO) and post-interglacial cooling during MIS 11b and MIS 11a in eastern Poland. *Geol. Quart.*, 63, 2: 375–394.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Winter H., 2014 — Vegetation and stratigraphy of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial sections from Dobropol and other new sites in western Polesie region (south-eastern Poland). *Stud. Quatern.*, 31, 1: 17–30.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Drzewicki W., 2019 — The rank of climatic oscillations during MIS 11c (OHO and YHO) and post-interglacial cooling during MIS 11b and MIS 11a in eastern Poland. *Geol. Quart.*, 63, 2: 375–394.
- Ivanov D., Utescher T., Mosbrugger V., Syabryaj S., Djordjević-Milutinović D., Molchanoffs S., 2011 — Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (southeastern Europe). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 304, 3–4: 262–275.
- Jahn A., 1947 — Teren krasowy okolic Siemienia w pow. radzyńskim (Podlasie). *Czas. Geogr.*, 17, 3–4.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1984 — Orzeczenia dotyczące próbek z otworu Sosnowica, arkusz Sosnowica SMGP w skali 1:50 000. Opracowanie specjalne dla arkusza Sosnowica 679. Narod. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1987 — Remarks on palynostratigraphy of the Quaternary. *Kwart. Geol.*, 31, 1: 155–162.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1991 — The Ferdynandów Interglacial in Poland. *Geol. Quart.*, 35, 1: 71–80.
- Janiec B., 2014 — Geneza mis jeziornych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego: hipotezy a rzeczywistość rozwoju krasu węglanowego. *Prz. Geol.*, 62, 5: 257–266.
- Jańczyk J. (red.), 1997 — Atlas jezior polskich. 3. IMGW. Wyd. Nauk., Poznań.
- Jurkiewicz I., 1958 — Dokumentacja geologiczna złóż rejonu Kanał Wieprz–Krzna sekcja „Piwonia Środkowa”. Arch. Woj. Zarz. Inwest. Roln. w Chełmie.
- Kondracki J., 2009 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krupiński K.M., 2000 — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjalu mazowieckiego z obszaru Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 169.
- Krupiński K.M., Nitychoruk J., 1991 — Geologic setting and pollen analysis of interglacial organic sediments at Mokraný Nowe in Podlasie. Eastern Poland. *Acta Palaeobot.*, 31, 1–2: 277–234.
- Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson A., Pecskey Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017 — Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w skali 1:1 000 000. PIG-PIB, Warszawa.
- Krzywiec P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu Lubelskiego (SE Polska), oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422: 1–18.
- Krzywiec P., Narkiewicz M., 2003 — O stylu strukturalnym kompleksu dewońsko-karbońskiego Lubelszczyzny w oparciu o wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 51, 9: 795–797.

- Kucharska M., Żarski M., 2019 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Siedlce, wyd. A i B. Państw. Inst. Geol.-PIG, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lindner L., Bogucki A., Chlebowski R., Gożik P.M., Jełowiczewa J., Wojtanowicz J., Zaleski I., 2007 — Stratygrafia czwartorzędu Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina). *Ann. UMCS, Sect. B.*, **57**, 1: 7–41.
- Lindner L., Marks L., 2008 — Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*, 31: 31–37.
- Lindner L., Marks L., 2012 — O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, **60**, 1: 36–45.
- Lindner L., Maruszczak H., Palienko V.P., Wojtanowicz J., 1991 — Extents and chronology of stadial advances of the Saalian I ice sheet between the Odra and Dniepr rivers. *Ann. UMCS, Sect. B.*, **46**.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Lisiecki L.E., Raymo, M.E., 2005 — A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: Pliocene-Pleistocene benthic stack. *Paleocean.*, 20.
- Makowski H., 1962 — Historia odkrycia Zagłębia Nadbużańskiego. *Prz. Geol.*, **10**, 11.
- Małek M., 2011 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., Pidek A., 2007 — Palinostratygrafia osadów organogenicznych nowych stanowisk interglacjalnych na Równinie Łukowskiej. *Ann. UMCS, Sect. B.*, **62**.
- Marks L., 2023 — Pleistocene glaciations in southern Poland – a revision. *Geol. Quart.*, **67**, 4, : 25.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski J., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka M., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary and Palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3: 403–427.
- Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Krzywicki T., Majecka A., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Hradunova A., Hrychanik M., Mamchuk S., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2018 — Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quatern. Int.*, 478: 59–74.
- Maruszczak H., 1966 — Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ krasu kredy piszącej). *Prz. Geogr.*, **38**, 3: 339–370.
- Maruszczak H., 2001 — Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim. *Prz. Geogr.*, **73**, 3: 253–280.
- Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczyk M., 2017 — Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre’a-Tornquista w świetle nowych badań. *Prz. Geol.*, **65**, 12: 1511–1520.
- Miłaczewski L. (red.), 1975 — Krowie Bagno IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, 25.
- Mojski J.E., 1972 — Polesie Lubelskie. W: Geomorfologia Polski. 2. Niż Polski (R. Galon, red.). PWN, Warszawa.
- Mojski J.E., Rühle E., 1965 — Czwartorzęd. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1:300 00, 12. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1973 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Włodawa, wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.

- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1974 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Włoda-wa. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski J., Nowak J., 1977 — Bibliografia Lubelskiego Zagłębja Węglowego. UMCS, Lublin.
- Morawski J., Nowak J., 1983 — Bibliografia Lubelskiego Zagłębja Węglowego (1976–1980) UMCS, Lublin.
- Narkiewicz M., 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Narkiewicz M., 2021 — Geologia historyczna Polski. Wyd. UW, Warszawa.
- Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007 — Regionalne uwarun-kowania rozwoju i inwersji basenu Lubelskiego w dewonie i w karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422: 19–34.
- Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probul-ski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2015 — Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.*, **104**, 3: 775–796.
- Niemczycka T., 1981 — Jurajska pokrywa Lubelskiego Zagłębja Węglowego. *Kwart. Geol.*, **25**, 4.
- Nitychoruk J., 1994 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocz. Międzyrzecki*, **26**: 23–107.
- Nitychoruk J., Gałazka D., 2006 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Biała Podlaska (568). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Nitychoruk J., Gałazka D., 2008 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Biała Podlaska (568). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Paczeńska J., 2014 — Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wschod-nia i południowo-wschodnia Polska). *Biul. Inst. Geol.*, 460.
- Paczeńska J., Poprawa P., 2005 — Rola procesów tektonicznych oraz eustatycznych w rozwoju sekwencji stratygraficznych utworów neoproterozoiku i kambru basenu lubelsko-podlaskiego. *Prz. Geol.*, **53**, 7.
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla arkusza Sosnowica 679 SMGP w ska-li 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pidek I.A., 2003 — Mesopleistocene vegetation history in the northern foreland of the Lublin Upland based on palaeobotanical studies of the profiles from Zdany and Brus sites. Wyd. UMCS, Lublin.
- Pidek I.A., 2020 — Opracowanie palinologiczne próbek z profilu Wygnanka z arkusza Sosnowica 679 SMGP w ska-li 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pidek I.A., Stachowicz-Rybka R., Źarski M., 2015 — Nowe dane paleobotaniczne z profilu Ferdynan-dów 2011 na stanowisku stratotypowym. *Ann. UMCS, Sect. B*, **70**: 9–26.
- Pidek I.A., Terpiłowski S., Małek M., 2011 — Succession of the Mazovian Interglacial near Łuków (E Poland): palynostratigraphic and palaeogeographic approach. *Geologija*, **53**, 1: 27–35.
- Pietruczuk J., 2015 — Paleomorfologia i biogeniczna sukcesja osadowa alkalicznego kompleksu torfowiskowego Bagno Bubnów (Poleski Park Narodowy, Polesie Lubelskie) w świetle analiz przestrzennych. *Stud. Limnol. et Tele-mat.*, **9**, 1: 15–23.
- Pietruczuk J., 2016 — Budowa geologiczna i ewolucja torfowiska węglanowego Bagno Staw w Poleskim Parku Narodowym. *Acta Geogr. Lodz.*, 105: 39–53.
- Pietruczuk J., 2017 — Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian środowiskowych w osadach torfowisk alka-licznych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Poleski Park Narodowy). Praca doktorska. Zakład Geoekologii i Paleo-geografii UMCS, Lublin.

- Pietruczuk J., 2020 — Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian środowiskowych w osadach torfowisk alkalicznych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Polski Park Narodowy). Wyd. UMCS, Lublin.
- Piwocki M., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik, Paleogen, Neogen (T.M. Peryt, M Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pochocka-Szwarc K., 2019 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kołacze (716) [mat. autorskie]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pochocka-Szwarc K., 2023a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kołacze. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pochocka-Szwarc K., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kołacze. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Pidek I., Hrynowiecka A., Szymanek M., 2021 — Nowe stanowiska interglacjału mazowieckiego na Zakłęsłości Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. W: Glacja i peryglacja Europy środkowej (R. Dobrowolski, A. Orłowska, B. Hołub, G. Janicki, red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Porzycki J., 1965 — Wstępne wyniki poszukiwań węgla kamiennego w rejonie lubelskim. *Kwart. Geol.*, **9**, 4, Warszawa.
- Porzycki J., 1970 — Lubelskie Zagłębie Węglowe. W: Przewodnik 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 3–5 września 1970 r. Wyd. Geol., Warszawa.
- Porzycki J., 1973 — Warunki geologiczno-złożowe obszaru Kolechowice–Parczew w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Porzycki J., 1982 — Stan rozpoznania geologicznego złóż węgla kamiennych w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Geol.*, **30**, 10.
- Porzycki J., 1988 — Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. W: Karbon LZW (Z. Dembowski, J. Porzycki, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**: 40–77.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1977 — O górnym eocenie w Polsce. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.
- Pożaryski W., 1974 — Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., 1986 — Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. *Prz. Geol.*, **34**, 3: 117–127.
- Pożaryski W., 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, **45**, 12: 1265–1270.
- Pożaryski W., Rühle E., 1949 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Lublin, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ptak B., Bojakowska I., Kwecko P., Miecznik J., Marszałek S., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1946 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Lublin, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1935 — Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Rocznik Wołyński*, 4: 210–241.
- Rumiński J., 2007 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sieradz D., 2020 — Orzeczenie palinologiczne prób ze stanowiska Wyhalew. SMGP 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Słodkowska B., 2020 — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów z okolic miejscowości Górki (pogranicze arkuszy Sosnowica i Orzechów N) i Marianka. SMGP 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Słodkowska B., Kasiński J., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 15–25.
- Shulga V.F., Zdanowski A., 2007 — Korelacja karbońskich formacji węglonośnych Lwowsko-Wołyńskiego i Lubelskiego Zagłębia Węglowego. NANU Inst. Geol. Nauk., Kijów.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąś P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyś M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland – verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2.
- Stachowicz-Rybka R., Pidek I.A., Żarski M., 2017 — New palaeoclimate reconstructions based on multidisciplinary investigation in the Ferdynandów 2011 stratotype site (Eastern Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 2: 276–290.
- Stochlak J., 1979 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Parczew (678). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Stupnicka E., 2007 — Geologia Regionalna Polski. Wyd. III. Wyd. UW, Warszawa.
- Szymanek M., 2020 — Opracowanie fauny mięczaków i małżoraczków z próbek z profilu Wygnanka z arkusza Sosnowica (679) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Świdrowska J., 2007 — Kreda w regionie lubelskim – sedimentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422: 63–78.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Czubla P., Pidek I.A., Kusiak J., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., Mroczek P., Hrynowiecka A., 2013 — Klimatyczne cykle kompleksu środkowopolskiego w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (wschodnia Polska). W: Mat. 20. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Przedpola Sudetów. Lasocin, 2–6 września 2013 r. PIG-PIB, Warszawa: 85.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Kusiak J., Pidek I.A., Czubla P., Hrynowiecka A., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., 2014 — How to resolve Pleistocene stratigraphic problems by different methods? A case study from eastern Poland. *Geol. Quart.*, **58**, 2: 235–250.
- Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017 — The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 4: 908–925.
- Trembaczowski J., 1968 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kaplonosy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Uberna J., 1976 — Możliwości występowania fosforytów górnokredowych i paleogeńskich w rejonie lubelskim oraz Dokumentacja geologiczna 11 otworów wiertniczych wraz z szacunkowym obliczeniem zasobów dla rejonu Łakoci i Glinnego Stoku. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Uberna J., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1977 — Nowe stanowiska osadów górnocieńskich na obszarze północnej Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.
- Więckowski K., Wojciechowski I., 1971 — Zmiany charakteru limnologicznego jezior sosnowickich. *Wiad. Ekologiczne*, **17**, 3.
- Wilgat T., 1950 — Kras okolic Cycowa. *Ann. UMCS, Sect. B*, **4**, 9.

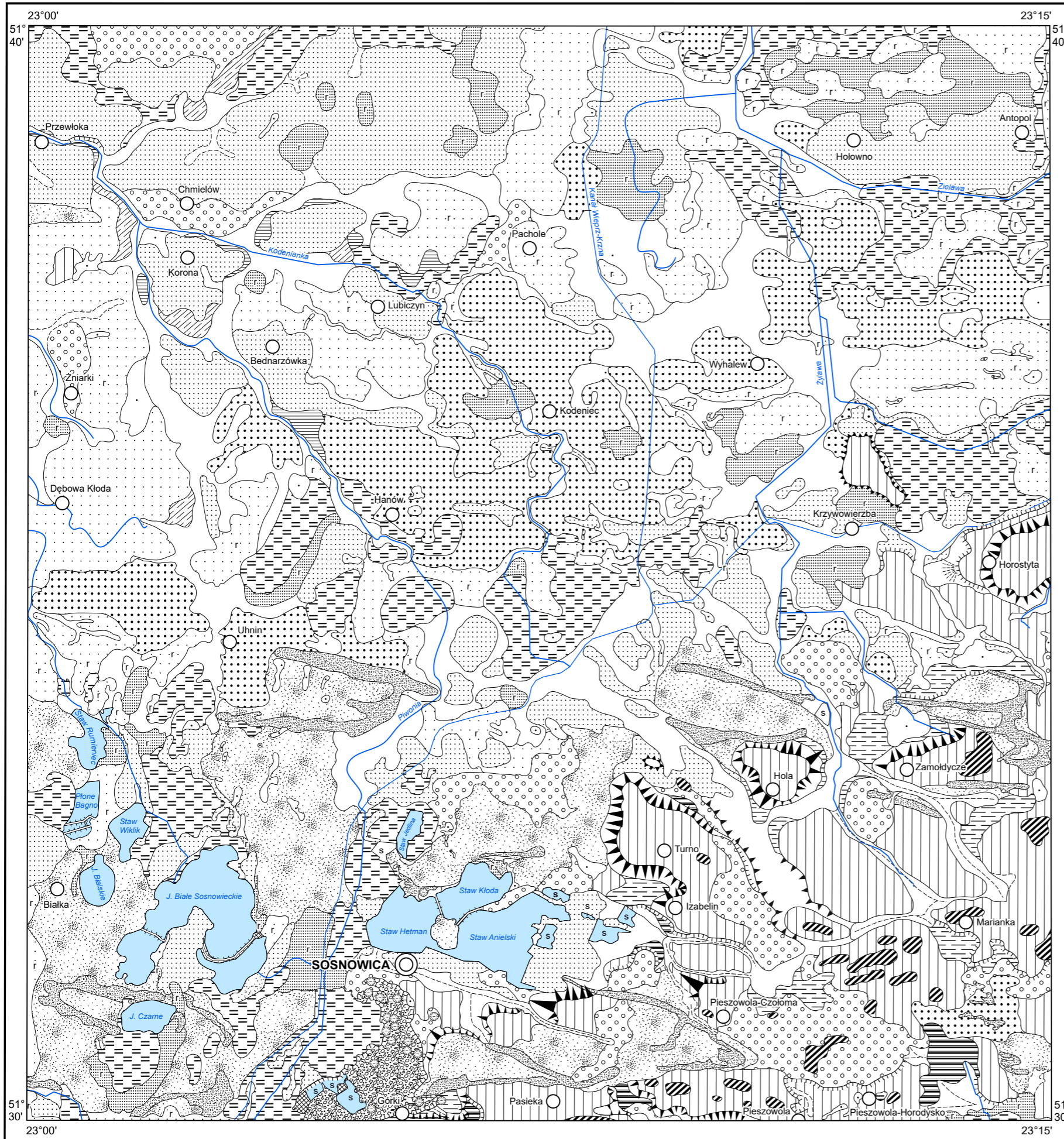
- Wilgat T., 1954 — Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Ann. UMCS, Sect. B*, **8**.
- Wilgat T., 2002 — From the history of research on and the conservation of the Łęczna-Włodawa Lakes. *Limnol. Rev.*, **2**: 425–432.
- Wojtanowicz J., 1984 — Stratygrafia czwartorzędu na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS, Sect. B*, **39**: 51–104
- Zaborski B., 1926 — O utworach ostatniego zlodowacenia między Wisłą a Bugiem. *Pr. Zakł. Geogr. UW*, **6**.
- Zaborski B., 1927 — Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.*, **7**.
- Zalesky I., 1999 — Morfogenetyczne osobliwości rzeźby podłoża plejstocenu na Polesiu Wołyńskim. *Ann. UMCS, Sect. B*, **54**, **2**: 33–40.
- Zdanowski A. (red.), 1999 — Atlas geologiczny LZW 1:500 000. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Zdanowski A., 2007 — Rozpoznanie złóż węgla kamiennego i boksytów w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **422**: 35–49.
- Zdanowski A., Shulga V.F., 2003 — A new lithostratigraphic classification of the Pennsylvanian (Upper Carboniferous) coal-bearing association in the Lvov-Volhynian Coal Basin. Ukraine 15. Inter. Congr. on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Univ. Utrecht: 594–599.
- Zieliński T., 2015 — Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wyd. UAM, Poznań.
- Znosko J., 1965 — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **188**: 5–72.
- Zwierzchowski A., 1989 — Rola tektoniki w kształtowaniu się warunków hydrogeologicznych w obszarze lubelskim. *Prz. Geol.*, **37**, **12**: 614–624.
- Żarski M., 2004 — Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty na Wysoczyźnie Żelechowskiej. W: Zlodowacenie Warty w Polsce (M. Harasimiuk., S. Terpiłowski, red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Żarski M., 2006 — Problem zasięgu zlodowacenia Odry na Nizinie Południowopodlaskiej. W: Mat. 13. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża (W. Morawski, red.). Maróz, 4–6 września, 2006 r.
- Żarski M., 2008 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Adamów (639). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Adamów (639). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., 2019 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszkowice (677) [mat. autorskie]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Żarski M., 2020 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Parczew (678) [mat. autorskie]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Żarski M., Krupiński M., 2005 — Pojezierze plejstocenne południowo-wschodniej części Niziny Południowopodlaskiej. Mat. 2. Polskiej Konferencji Paleobotaniki Czwartorzędu. Okuninka, 10–13 maja 2005 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 36–38.
- Żarski M., Kucharska M., 2019 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Siedlce. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żarski M., Małek M., Albrycht A., 2009 — Plejstocen południowego Podlasia. W: Mat. 16. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Strefa marginalna zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenne na południowym Podlasiu (M. Żarski, S. Lisicki, red.). Zimna Woda k. Łukowa, 31 sierpnia–4 września 2009 r.: 13–19.
- Żarski M., Morawski M., 2018 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kaplonosy (680). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Żarski M., Morawski M., 2019 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kaplonosy (680). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żelichowski A.M., 1964 — Zarys budowy geologicznej lubelskiego basenu karbońskiego. *Prz. Geol.*, **12**, 10: 401–407.
- Żelichowski A.M., 1968 — Karbon na obrzeżeniu wyniesienia Sławatycz. *Kwart. Geol.*, **12**, 2.
- Żelichowski A.M., 1970 — Stan rozpoznania wglębnej budowy geologicznej obszaru lubelskiego. *Prz. Geol.*, **18**, 8–9.
- Żelichowski A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. W: Z badań tektonicznych w Polsce, 3. *Biul. Inst. Geol.*, 263.
- Żelichowski A.M., 1974 — Obszar radomsko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski (W. Pożaryski, red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1979 — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambyjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, **23**, 2.
- Żelichowski A.M., 1983 — Tektonika niecki brzeżnej i jej podłoża pomiędzy Warszawą a Dęblinem w strefie uskoku Grójca. *Biul. Inst. Geol.*, 344: 199–224.
- Żelichowski A.M., 1984 — Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin, 6–8 września 1984 r. Wyd. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sosnowica (679)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe
- Obszary zastoiiskowe
- Rynny subglacjalne wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny (pokrywy) piasków przewianych
- Równiny lessowe

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Tarasy erozyjne w dolinach rzecznych
- Równiny rzeczno-peryglacjalne (niweofluwialne)
- Dolinki (erozyjno-denudacyjne)

Formy denudacyjne

- Dolinki denudacyjne
- Ostańce
- Długie stoki
- Łagodne stoki
- Stożki napływowe
- Równiny denudacyjne
- Drobnie zagłębienia o różnej genezie

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne (stare dna jezior)
- Równiny jeziorne rozlewiskowe (niweolimniczne)

Formy krasowe

- Leje krasowe (uwały, werteby)
- Obszary występowania zjawisk krasowych

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

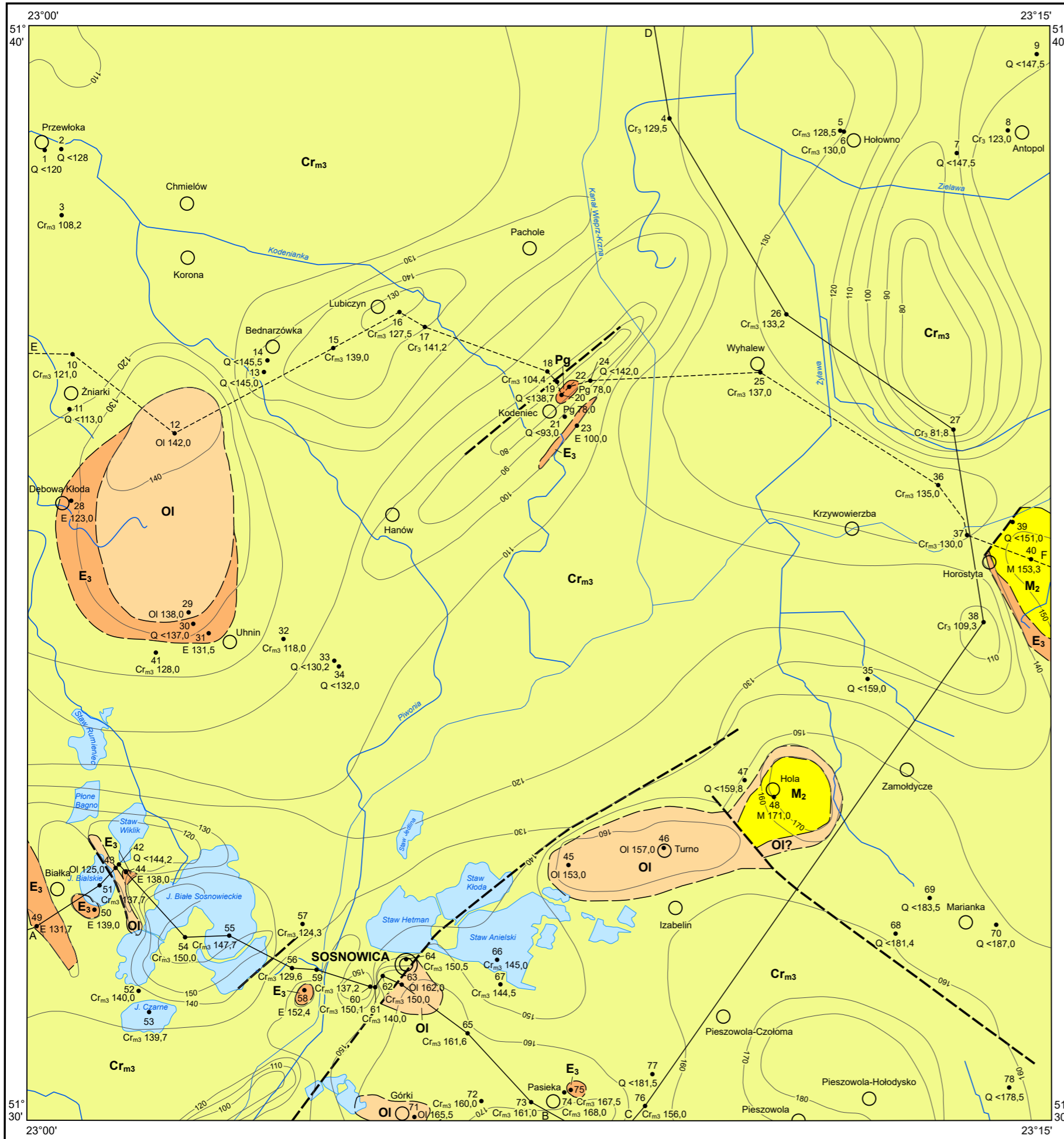
- Groble
- Nasypy
- Dna stawów



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sosnowica (679)

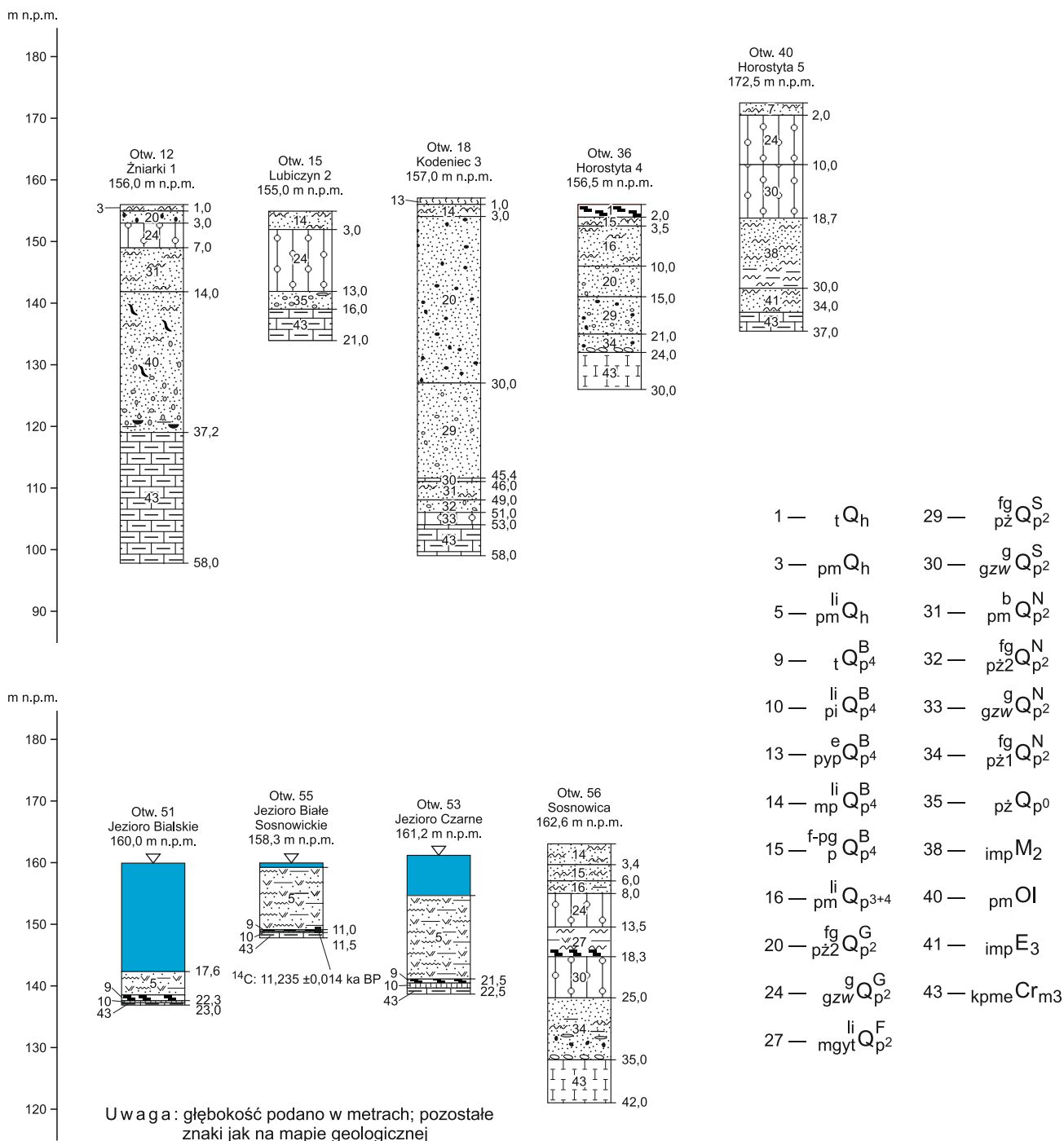
SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000



- | | | | | |
|----------|-------------|------------------------|--|------------------------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M₂ | Iły, mułki i piaski | MIOCEN ŚRODKOWY |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | Pg | Piaski i żwiry | |
| | | OI | Piaski i mułki kwarcowe | |
| | EOCEN | E₃ | Iły, mułki i piaski z glaukonitem | EOCEN GÓRNY |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Cr_{m3} | Kreda pizująca oraz margle i wapienie margliste (z ilastą zwierzeliną w stropie) | MASTRYCHT GÓRNY
MASTRYCHT |
- 120— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Granice geologiczne
- Uskokii przypuszczalne
- A—B Linie przekrojów geologicznych na mapie geologicznej
- E-----F Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek, liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędzu w m n.p.m. lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych)

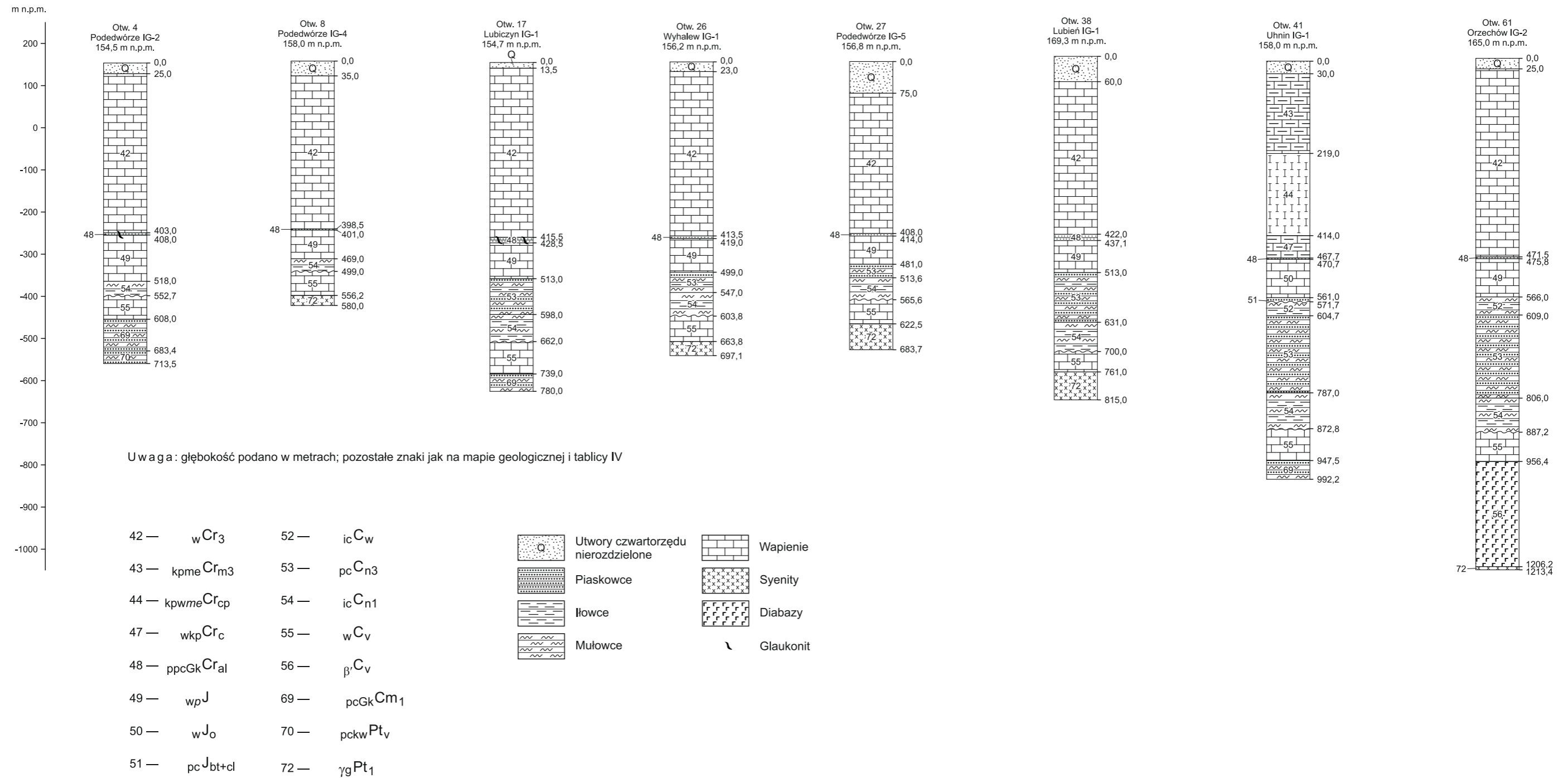
ZESTAWIENIE OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)

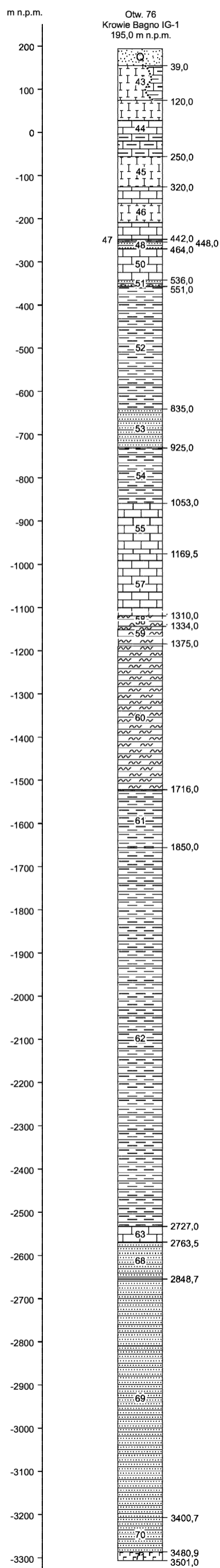


	Glazy (bruk)		Mułki ilaste		Gytie
	Żwiry skał lokalnych		Pyły		Lignit
	Żwiry		Iły		Glaukonit
	Piaski ze żwirami i piaski różnoziarniste		Gliny zwalowe		Toczeńce ilaste (porwaki)
	Piaski, piaski drobnoziarniste		Kreda pisząca		Oznaczenie wieku bezwzględnej metodą ¹⁴ C (wg. Więckowski, Wojciechowski, 1971)
	Piaski pyłowate		Margle		
	Mułki		Torfy		

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sosnowica (679)

ZESTAWIENIE OTWORÓW BADAWCZYCH
(na podstawie danych z Narod. Arch. Geol. PIG-PIB)





Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sosnowica (679)

PROFIL OTWORU KROWIE BAGNO IG-1 (Otw. 76)

(na podstawie danych z Narod. Arch. Geol., PIG-PIB)

Utory czwartorzędu nierozdzielone

- | | |
|--|---------------------------|
| 43 — kpm _e Cr _{m3} | 57 — wD _{fr} |
| 44 — kpwmeCr _{cp} | 58 — mcD _{gt} |
| 45 — kpCr _{cn+st} | 59 — mcD _e |
| 46 — wmekpCr _t | 60 — mcD _{z+em} |
| 47 — wkpCr _c | 61 — icD _{gd} |
| 48 — ppcGkCr _{al} | 62 — icS |
| 50 — wJ _o | 63 — wdoO _{ar-a} |
| 51 — pcJ _{bt+cl} | 68 — pckwCm ₂ |
| 52 — icC _w | 69 — pcGkCm ₁ |
| 53 — pcC _{n3} | 70 — pckwPt ₃ |
| 54 — icC _{n1} | 71 — bttPt _v |
| 55 — wC _v | |

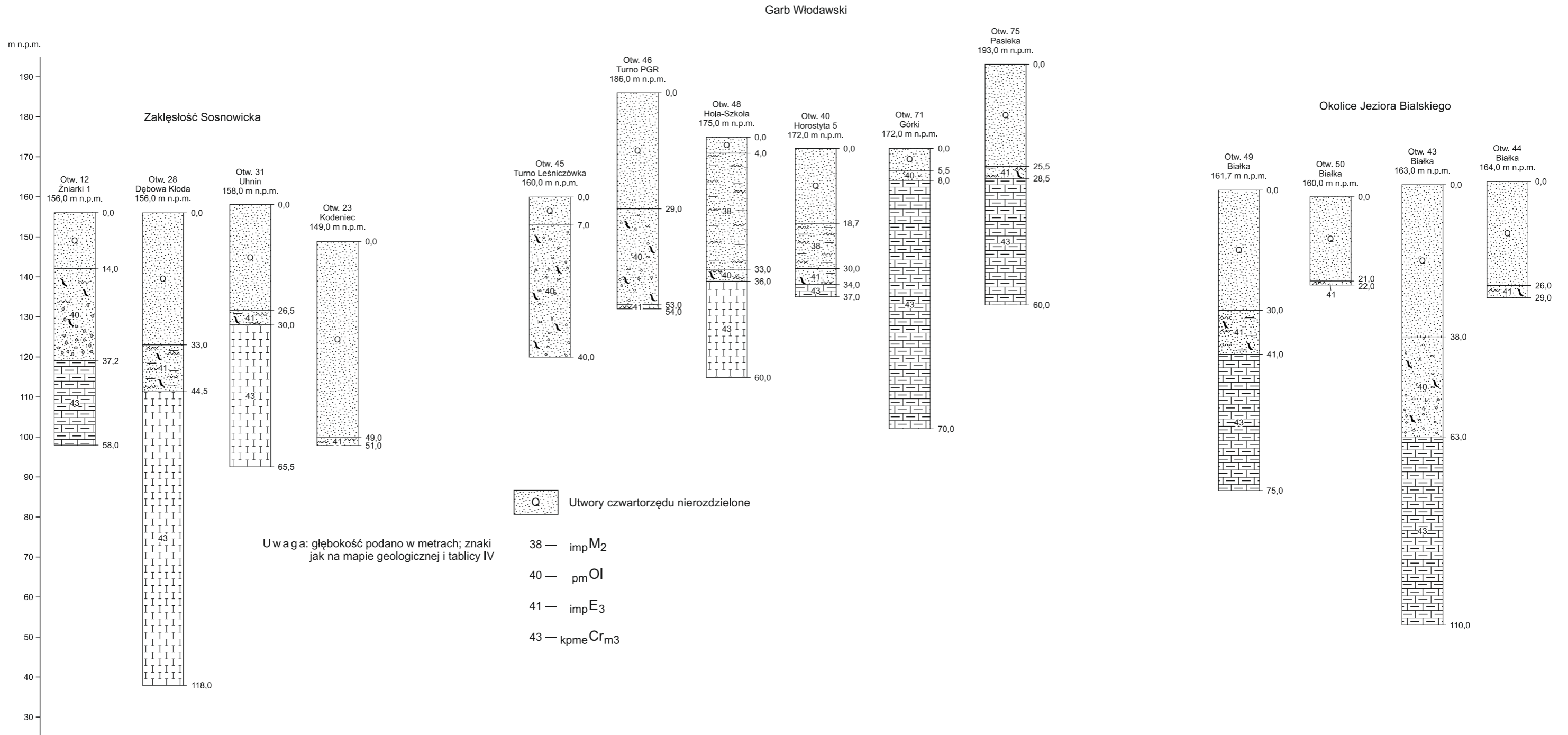
Zlepieńce

Bazalty

Uwaga: głębokość podano w metrach; pozostałe znaki jak na tablicy IV

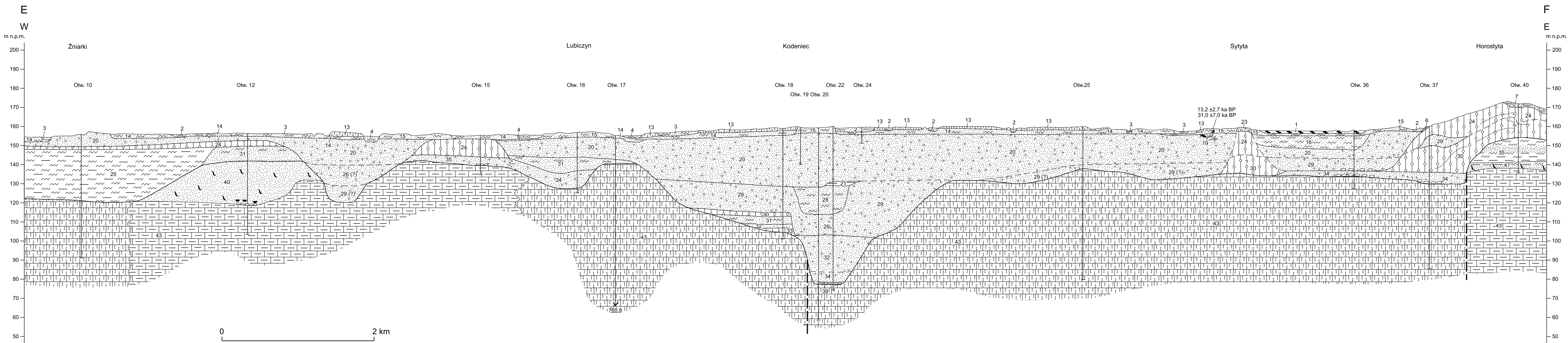
Opracowała: K. POCHOCKA-SZWARC

ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW Z UTWORAMI PALEOGENU I NEOGENU



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sosnowica (679)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY E-F



1 — tQ_h	13 — mQ_p^B	23 — $ppp^g Q_p^G$	31 — $pm^b Q_p^N$
2 — $phmiQ_h$	14 — $mp^l Q_p^B$	24 — $gzw^g Q_p^G$	32 — $pz2^fg Q_p^N$
3 — pmQ_h	15 — $f-pg_p Q_p^B$	25 — $im^b Q_p^G$	33 — $gzw^g Q_p^N$
4 — $pm^f Q_h$	16 — $pm^b Q_p^{3+4}$	28 — $mp^b Q_p^S$	34 — $pz1^fg Q_p^N$
6 — $ppy^d Q$	20 — $pz2^fg Q_p^G$	29 — $fg^g Q_p^S$	35 — $pz^g Q_p^0$
7 — $ppy^z Q$	21 — $mpi^b Q_p^G$	30 — $gzw^g Q_p^S$	40 — $pmOl$

41 — $impE_3$
43 — $kpm^e Cr_{m3}$
..... granice litologiczne

U w a g a : znaki jak na mapie geologicznej i tablicy III