



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

KRZYSZTOF WROTEK

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu Polski północno-wschodniej i wschodniej — S. LISICKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Dąbrowa Białostocka (225)

(z 1 fig., 3 tab. i 3 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



NFOŚiGW

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

WARSZAWA 2017

Autor: Krzysztof WROTEK
Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL SA
ul. Berezyńska 39, 03-908 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

ISBN 978-83-7863-752-3

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2017

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu.	10
III. Budowa geologiczna	14
A. Stratygrafia.	14
1. Kreda	14
a. Kreda górna	14
Santon	14
Kampan	14
2. Paleogen	15
a. Paleocen.	15
b. Eocen–oligocen	16
3. Neogen	16
a. Miocen	16
4. Czwartorzęd	16
a. Plejstocen	16
Zlodowacenia najstarsze	17
Zlodowacenie Narwi	17
Stadiał dolny	17
Interstadiał	17
Stadiał górny	17
Interglacjał augustowski	17
Zlodowacenia południowopolskie	19
Zlodowacenie Nidy	19
Stadiał dolny	19
Interstadiał	20
Stadiał górny	20
Interglacjał małopolski.	21
Zlodowacenie Sanu 1	21
Stadiał dolny	21
Stadiał górny	22

Interglacjał ferdynandowski	23
Zlodowacenie Sanu 2	24
Interglacjał wielki	24
Interglacjał mazowiecki	25
Zlodowacenie Liwca	25
Interglacjał Zbójna	26
Zlodowacenia środkowopolskie	26
Zlodowacenie Odry	26
Stadiał dolny	26
Interstadiał	27
Stadiał górny	28
Interglacjał lubawski	28
Zlodowacenie Warty	28
Stadiał dolny	28
Interstadiał	29
Stadiał środkowy	29
Stadiał górny	30
Interglacjał eemski	32
Zlodowacenia północnopolskie	33
Zlodowacenie Wisły	33
Stadiał środkowy	33
b. Czwartorzęd nierozdzielony	35
c. Holocen	35
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	36
C. Rozwój budowy geologicznej	36
IV. Podsumowanie	42
Lietatura	43

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Przekrój geologiczny C–D

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

I. WSTĘP

Arkusze Dąbrowa Białostocka (225) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wyznaczają współrzędne geograficzne: 23°15'–23°30' długości geograficznej wschodniej oraz 53°30'–53°40' szerokości geograficznej północnej.

Administracyjnie obszar arkusza znajduje się w województwie podlaskim i obejmuje gminy: Dąbrowa Białostocka (miasto i gmina), Sidra oraz część gmin — Augustów, Suchowola i Janowo.

Arkusze Dąbrowa Białostocka zostały opracowane na podstawie projektu badań geologicznych (Maksiak, Wełniak, 1997) zatwierdzonego decyzją numer GK kokIAO/489-NY-13/98 z dnia 24.08.1998 przez Głównego Geologa Kraju. W projekcie tym były określone dwa zadania geologiczne: szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej obszaru oraz zbadanie, czy lądolód stadiału środkowego zlodowacenia Wisły wkroczył na omawiany teren.

Zdjęcie geologiczne zostało wykonane przez K. Wrotka w latach 2006–2008 (powierzchnia 300 km²) i E. Rycio w 2008 roku (powierzchnia około 12 km²) na podkładzie mapy topograficznej w układzie „1942”.

W trakcie prac terenowych wykonano 235 sondowań mechanicznych o głębokości do 27,0 m i łącznym metrażu 1670,5 m; 665 sondowań ręcznych o głębokości do 3,6 m i łącznym metrażu 2004,0 m; opisano 129 odsłoneń, dziewięć wkopów i szurfów oraz sprofilowano sześć studni kopanych i wierconych. Na mapie geologicznej przedstawiono 59 wybranych punktów dokumentacyjnych (tab. 1).

Materiał dokumentacyjny, zebrany w trakcie prac terenowych, został uzupełniony o dane archiwalne: 49 profili otworów hydrogeologicznych, 217 profili otworów surowcowych i innych otworów płytkich (Czaplicka, 1952; Wyrwicka, 1952; Bittner, 1957) oraz 109 profili sond i otworów wykonanych w celu udokumentowania torfowisk. Łączna liczba punktów dokumentacyjnych na obszarze arkusza wynosi 1419, co daje średnio 4,52 punktu na km².

Do rozpoznania budowy geologicznej omawianego obszaru wykorzystano również wyniki badań geofizycznych (Doktor i in., 1987; Graniczny i in., 1995).

Wykaz punktów dokumentacyjnych zamieszczonych na mapie geologicznej

Numer punktu		Rodzaj punktu dokumentacyjnego (według słownika)*	Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	2	3	4	5	6	7
1	231	sm	Małyszówka	155,0	11,0	Przekrój geologiczny A–B
2	232	sm	Małyszówka	154,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
3	230	sm	Małyszówka	160,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
4	229	sm	Małyszówka	162,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
5	351	sr	Jasionówka	169,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
6	225	sm	Jasionówka	167,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
7	224	sm	Jasionówka	168,0	10,0	Przekrój geologiczny C–D
8	1074	sr	Jaczo	128,0	2,3	Przekrój geologiczny C–D, osady organiczne interglacjału eemskiego
9	37	sm	Sidra – koryto rzeki	123,5	22,0	Przekrój geologiczny C–D
10	51	sm	Dubaśno	140,5	11,0	Przekrój geologiczny C–D, osady organiczne interglacjału eemskiego
11	7	sm	Suchodolina	180,0	15,0	Przekrój geologiczny C–D
12	S12/7	sr	Brzozowo Kolonia	166,0	10,5	Przekrój geologiczny C–D
13	222	sm	Brzozowo	170,0	20,0	Przekrój geologiczny A–B
14	221	sm	Brzozowo	174,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
15	220	sm	Krugło	170,0	23,0	Przekrój geologiczny A–B
16	219	sm	Krugło	166,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
17	218	sm	Krugło	169,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
18	11	sm	Kolonia Jałówka N	194,0	10,0	Przekrój geologiczny C–D, osady organiczne interglacjału eemskiego przebadane palinologicznie
19	149	od	Sadowo Kolonia	211,0	7,0–12,0	Wielkie bloki zlepieńców
20	274	od	Nierośno Kolonia	170,0	8,0	Kra utworów kampanu na powierzchni terenu (wyrębisko)
21	210	sm	Łozowo	142,5	12,0	Przekrój geologiczny A–B
22	233	sm	Łozowo	151,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
23	215	sm	Łozowo	164,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
24	216	sm	Nierośno	163,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
25	217	sm	Nierośno	166,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
26	176	sm	Kalwińszczyzna	170,0	8,0	Osady interglacjału eemskiego przebadane palinologicznie
27	12	sm	Kolonie Bachmackie	185,5	15,0	Jeziorzysko interglacjału eemskiego
28	206	sm	Kolonia Słomianka	175,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
29	207	sm	Kolonia Słomianka	162,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
30	443 A+B	od	Kolonia Słomianka	170,0	5,0	Przekrój geologiczny A–B
31	208	sm	Kolonia Reszkowce	152,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
32	209	sm	Kolonia Łozowo	150,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
33	B-6	sm	Zacisze	160,5	6,0	Osady interglacjału eemskiego przebadane palinologicznie przez Czaplicką (1952) i Bittnera (1957)
34	B-5	sm	Zacisze	160,5	6,0	
35	B-4	sm	Zacisze	161,0	11,4	
36	B-3	sm	Zacisze	161,0	6,0	
37	B-2	sm	Zacisze	161,5	6,0	
38	B-1	sm	Zacisze	162,0	5,8	
39	18	sm	Połomin	179,5	6,0	Osady interglacjału eemskiego przebadane palinologicznie

1	2	3	4	5	6	7
40	551	wk	Kopciówka	184,0	4,5	Osady deluwialne prawdopodobnie na osadach organicznych interglacjału eemskiego przebadane palinologicznie
41	205	sm	Reszkowce Kolonia	183,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
42	235	sm	Reszkowce Kolonia	178,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
43	S18/3	sm	Wólka Kolonia	194,0		Przekrój geologiczny A–B
44	S18/5	sm	Kolonia Stefanowo	189,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
45	S18/7	sm	Kolonia Stefanowo	200,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
46	162	sm	Kolonia Jurasze	177,5	7,0	Osady interglacjału eemskiego przebadane palinologicznie
47	161	sm	Kolonia Jurasze	174,7	10,0	
48	160	sm	Kolonia Jurasze	170,0	5,0	
49	123+1239	sm	Kolonia Jurasze	167,4	10,0	
50	159	sm	Kolonia Jurasze	165,0	10,0	
51	428	od	Nowinka	186,8	10,0	
52	204	sm	Jałówka S	175,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
53	203	sm	Jałówka S	174,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
54	202	sm	Jałówka S	172,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
55	10	sm	Jałówka S	179,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
56	200	sm	Jałowe Łąki	174,5	10,0	Przekrój geologiczny A–B
57	201	sm	Jałowe Łąki	174,4	10,0	Przekrój A–B geologiczny)
58	121	sm	Makowlany	165,0	8,0	Jeziorzysko interglacjału eemskiego przykryte osadami holoceńskimi
59	500	od	Kolonia Pogonica	197,5	10,0	Jeziorzysko interglacjału eemskiego przykryte osadami organicznymi holocenu. Zbite, skompresowane torfy, łodygi i uwęglone pnie drzew

* sm – sonda mechaniczna, sr – sonda ręczna, od – odsłonięcie, wk – wkop (studnia kopana)

W celu pełnego rozpoznania budowy geologicznej osadów czwartorzędowych oraz ich bezpośredniego podłoża, na potrzeby niniejszego opracowania wykonano rdzeniowane otwory badawcze (kartograficzne): Brzozowo (otw. 19) o głębokości 175,0 m; Bieniowce (otw. 25) o głębokości 167,0 m; Kolonie Bachmackie (otw. 31) o głębokości 207,0, m; Nierośno (otw. 34) o głębokości 172,7 m i Wólka (otw. 40) o głębokości 219,3 m.

Przed wykonaniem otworów kartograficznych przeanalizowano ciągi geoelektryczne przebiegające wzdłuż linii przekroju A–B. Do konstrukcji przekroju geologicznego A–B wykorzystano badania elektrooporowe (Jagodzińska, Kalitiuk, 2001, 2007), które kontynuują się dalej na południe do otworu Zapasz (ark. Nowowola; Kmiecik, 2005, 2006).

Do szczegółowego rozpoznania nieciągłości serii osadów starszych od czwartorzędu przydatne okazały się również badania elektrooporowe (Twarogowski, 1998) dotyczące zagadnienia migracji wód zasolonych, w tym migracji wód geotermalnych.

Z otworów kartograficznych oraz z głębokich sond mechanicznych pobrano 234 próbki do standardowych badań litologiczno-petrograficznych. W zakres tych badań wchodziły analizy: uziarnienia; składu petrograficznego żwirów frakcji 5–10 mm wyseparowanych z glin zwałowych; składu

mineralnego frakcji ciężkiej; zamiast obtoczenia ziaren kwarcu wykonano badania frakcji 0,5–1,0 mm pod lupą binokularową; zawartości węglanu wapnia we frakcji poniżej 0,1 mm (Jeleński, 2008).

Analizę palinologiczną 33 próbek z osadów czwartorzędowych pobranych z otworów kartograficznych: Brzozowo (otw. 19), Nierośno (otw. 34) i Wólka (otw. 40) z sond mechanicznych w Jałowie N i Jałowie S, w Juraszach i w Kalwińszczyźnie wykonał Bińka (2007, 2008).

Opracowanie mikropaleontologiczne osadów kredy górnej i paleocenu pobranych z otworów kartograficznych: Brzozowo (otw. 19), Nierośno (otw. 34) i Wólka (otw. 40) (fig. 1) wykonała Paruch-Kulczycka (2008).

Do rozpoznania budowy geologicznej wykorzystano, oprócz otworów wiertniczych wykonanych na potrzeby omawianego arkusza, również profile otworów z terenów sąsiednich (Krzywicki, 2005a, b; Kmiecik, 2005, 2006; Kozłowski, 2005, 2006).

Pierwszym opracowaniem obejmującym obszar arkusza była Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Białystok (Pietkiewicz, 1950). Również jednym z pierwszych opracowań wschodniej części tego terenu była mapa geologiczna w skali 1:25 000 (Czaplicka, 1952). W tym czasie strefę kier – porwaków kredy piszącej kampanu występujących na powierzchni terenu w Koloniach Bachmackich badała Wyrwicka (1952). Kreda pisząca była tu eksploatowana w dziewięciu wyrobiskach już w XVIII wieku. Używano jej do bielienia budynków.

Budowę geologiczną, stratygrafię plejstocenu i paleogeomorfologię oraz opis wcześniejszych badań omówiono w pracach: Pożarskiego (1959), Różyckiego (1972), Bera (1972a, b, c), Uberny (1974), Lisickiego i Winter (1999).

W latach 2003–2007, w ramach realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, w bezpośrednim sąsiedztwie opracowano arkusze: Nowowola (Kmiecik, 2005, 2006), Suchowola (Kozłowski, 2005, 2006), Lipsk (Krzywicki 2005a, b), Sokółka (Boratyn, 2006a, b), Sztabin (Kacprzak, Lisicki, 2007a, b), Rygałówka (Majewska, 2007a, 2008a), Nowy Dwór (Majewska, 2007b, 2008b) i Jasionówka (Płonczyński i in., 2009a, b).

Na omawianym obszarze badania, głównie z zakresu paleogeomorfologii, prowadził Banaszuk (1993, 2004a, b, c). Prace te dotyczyły również doliny Biebrzy i doliny Sidry, oraz obszaru Biebrzańskiego Parku Narodowego, który według najnowszy prac obejmuje północno-zachodnią część obszaru arkusza Dąbrowa Białostocka.

Badania palinologiczne na tym terenie i w najbliższym jego sąsiedztwie wykonali: Bittner (1957) i Kupryjanowicz (2004a, b, 2007). Opracowania Bera (1972a, b); Kajaka (1985); Doktora i innych (1987); Lindera (1988); Lisickiego i innych (1993); Pajnowskiej i innych (1993); Żurka (1993a, b); Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995); Lisickiego (1996); Morawskiego (2001); Wrotka (2002a, b, c; 2003a, b; 2007 2008a, b, c, d; 2009); Bera i Lisickiego (2004); Lindnera i innych (2004); Marksa,

m n.p.m.

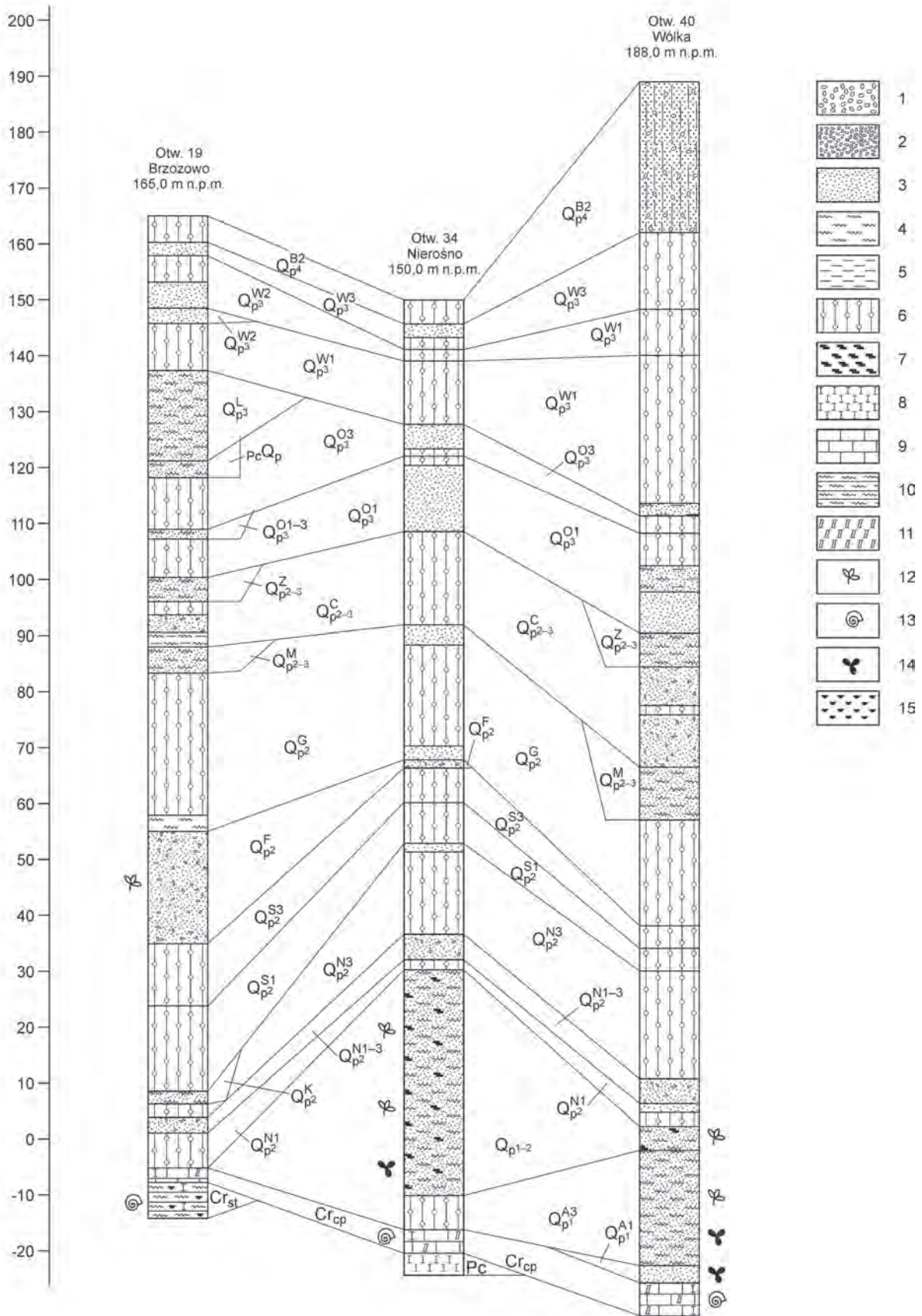


Fig. 1. Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

- 1 — głązy, 2 — żwiry, 3 — piaski, 4 — mułki, 5 — iły, 6 — gliny zwałowe, 7 — torfy, 8 — kreda pisząca, 9 — wapienie, 10 — mułowce, 11 — gezy, 12 — szczątki flory, 13 — szczątki fauny, 14 — detrytus roślinny, 15 — krzemienie
Symbole stratygraficzne jak na mapie geologicznej

Pawłowskiej (2004); Micunia (2004); Mojskiego (2004, 2005); Wysoty i innych (2004); Krzywickiego (2005, 2006) dostarczyły wiedzy między innymi o stratygrafii oraz wykształceniu osadów czwartorzędowych i ich podłoża.

Na potrzeby opracowania arkusza Dąbrowa Białostocka wykorzystano też wyniki prac poszukiwawczych za surowcami, prac inwentaryzacyjnych, badań hydrogeologicznych, geofizycznych i innych.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Dąbrowa Białostocka położony jest w obrębie Niziny Północnopodlaskiej i obejmuje północną część Wzgórz Sokólskich (Kondracki, 2002).

Formy lodowcowe. W y s o c z y z n ę m o r e n o w ą p ł a s k ą budują gliny zwałowe przykryte piaskami lodowcowymi i osadami eluwalnymi. Najwyżej – 190,0–200,0 m n.p.m. – występują one na północ od Budziska. W zachodniej i południowo-zachodniej części terenu, w okolicy Sadka, Podbagnów, Kolonii Bachmackich, Kopciówki, Cieśniska i Budna, fragmenty wysoczyzny występują na wysokości 170,0–181,0 m n.p.m. Niżej – 165,0–180,0 m n.p.m. – stwierdzono je na południu, południowym wschodzie i wschodzie — w rejonie Nowinki, Romanówki, Makowlan, Sidry, Kniaziówki i Synkowiec (tabl. I).

W y s o c z y z n a m o r e n o w a f a l i s t a stanowi urozmaiconą i mało zniszczoną powierzchnię o wysokości 162,0–175,0 m n.p.m. Występuje ona w rejonie Dąbrowy Białostockiej, Wiązówki, Nierośna, Mościchy i Stocka. W okolicy Harasimowicz stwierdzono ją na wysokości 150,0 m n.p.m.

M o r e n y c z o ł o w e a k u m u l a c y j n e stanowią bardzo charakterystyczne formy w morfologii omawianego obszaru. Powstały w wyniku deglacjacji u czoła lądolodu zlodowaceń Wisły i Warty.

Moreny czołowe związane z obecnością lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty tworzą łuk wysokich wzniesień do 202,0 m n.p.m. Wiele z nich posiada nazwy własne – Góra Basielowa, Góra Sygnały, Góra Łokietka, Góra Solniczka, Karpackie Góry. Formy morenowe tego wieku stwierdzono w okolicy Nowinki, Romanówki, Makowlan, Sidry, Kniaziówki, Synkowiec, Zacisza i Kalwińszczyzny.

Zespół form czołowomorenowych stadiału środkowego zlodowacenia Wisły stwierdzono w centralnej części omawianego obszaru. Są to zarówno ciągi wzniesień, jak i formy pojedyncze. Najwyższe z nich występują na zachodzie, w rejonie Sadka, gdzie osiągają wysokość 213,1 m n.p.m. (12,0–15,0 m). W okolicy Grodziszczan i Brzozowa ich wysokość wynosi odpowiednio 169,1 i 171,2 m n.p.m.

M o r e n y c z o ł o w e s p i ę t r z o n e powstały podczas ruchów lądolodu zlodowaceń Wisły i Warty. Moreny czołowe związane z obecnością lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty występują w rejonie Nowinki, Podbudna i Jałówki S, gdzie kąt spiętrzenia piasków i żwirów dochodzi do 85°. Tego samego wieku są moreny w południowo-wschodniej części obszaru w okolicy Polanicy.

Moreny spiętrzone stadiału środkowego zlodowacenia Wisły występują w okolicy Jasionówki-Kolonii, gdzie ich wysokość względna wynosi 7–15 m, a serie piaszczysto-żwirowe spiętrzone są do 45° lub wręcz pofałdowane. Podobne formy morenowe stwierdzono również na południe od Brzozowa.

Zagłębienia końcowe (wytopiskowe) to rozległe misy i obniżenia występujące w rejonie Sidry, Kopciówki, Połonina, Ciemniewa i Kolonii Bachmackich. W czasie deglacjacji, odstepowania na północ, lądolód pozostawiał bryły i płyty martwego lodu. W czasie wytapiania materiał morenowy spływał ze stoków nachylonych tu do 1,5–3,0°, odkładał się lub był usuwany na obrzeża brył martwego lodu. W centrum uwalnianym od brył lodowych tworzyły się wytopiska, jeziorzyska i dzisiejsze strefy obniżeń. Niektóre wytopiska były następnie włączane w szlaki odpływu wód roztopowych i rzecznych, np. w okolicy Jałówki.

Formy utworzone w strefie martwego lodu. Moreny martwego lodu to wzniesienia o owalnych kształtach, niewielkich rozmiarach do 0,7 km² i wysokości od 3 do 15 m. Rozpoznano je w Dąbrowie Białostockiej, w rejonie Łozowa, Szostaków, na wschód od Sidry i w rejonie Jałówki S.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe nawiązują do odpływu wód roztopowych w okresie stadiału środkowego zlodowacenia Wisły oraz stadiałów górnego i środkowego zlodowacenia Warty.

Najniższy poziom został utworzony podczas oscylacyjnego odstepowania i nasuwania lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Niewielkie ich obszary stwierdzono od Wiązówki i Suchodoliny do Sadka, gdzie występują najwyżej – 213,1 m n.p.m. W centrum obszaru, w okolicy Grodziszczan i Brzozowa, ich wysokość obniża się do 169,0–171,2 m n.p.m., podobnie jak na wschodzie, w rejonie Bieniowa, Kudrawki i Dubaśna (168,0–172,0 m n.p.m.). Na południu obszaru podparte są starszymi formami morenowymi.

Kolejny poziom wodnolodowcowy związany jest z obecnością lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty. Został on stwierdzony w południowej i wschodniej części obszaru w okolicach Nowinki, Romanówki, Makowlan, Sidry i Racewa. Powstał on w wyniku odpływu wód roztopowych i akumulacji osadów. Najintensywniejsza akumulacja odbywała się w czasie odstepowania lądolodu po południowej stronie form morenowych i odpływu wód roztopowych dalej na południowy wschód. Powierzchnie sandrowe leżą na wysokości od 148,0 m n.p.m. w rejonie Juraszy do 176,0–180 m n.p.m. koło Kolonii Poganica.

Najstarsze i najwyżej położone są poziomy wodnolodowcowe związane ze stadiem środkowym zlodowacenia Warty. Występują one w zachodniej i południowo-zachodniej części omawianego obszaru. Ich wysokości oscylują od 188,2 do 210,3 m n.p.m. Stwierdzono je na południe od Kolonii Bachmackich, Kopciówki i Gabrylewszczyzny. W tym rejonie ich powierzchnia opada na południe i południowy zachód w kierunku Jasionówki położonej poza omawianym obszarem.

Równiny zastoisowe tworzą niewielkie powierzchnie – 0,7–1,5 km². Rozpoznano je m.in. w okolicy Kolonii Nowa Wieś na wysokości 135,0 m n.p.m.; w rynnie Suchodoliny na wysokości 156,0 m n.p.m.; w okolicy Dąbrowy Białostockiej i Kolonii Wistok na wysokości 138,7 m n.p.m. oraz na południowy zachód od Kolonii Makowlany na wysokości 173,6 m n.p.m.

Ozy. Na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka stwierdzono jeden pagórek ozowy (Ber, 1972a, b). Jest to wydłużony wał gładowo-żwirowy, który ciągnie się od Jakowli w kierunku Pogonicy. Jego wysokość dochodzi do 188,8–201,8 m n.p.m.

Kemy występują pomiędzy Sidrą a Makowlanami. Wysokości bezwzględne tych form sięgają 165,1 m n.p.m. – Sidra, 154,7 m n.p.m. – Mościcha, 138,7 m n.p.m. na północ od Harasimowicz, a wysokości względne wynoszą od 7,0 do 15,0 m. Są to owalne wzniesienia o średnicy 0,6–2,0 km. Mniejszy kem o średnicy około 200–300 m koło Gabrylewszczyzny na południowym zachodzie wydzielono tu na podstawie pracy Kozłowskiego (2005, 2006).

Rynny subglacjalne występują w północnej części obszaru arkusza. Bardzo wyraźnie zaznaczają się one w rzeźbie terenu. Głębokość tych form dochodzi do 27,0–30,0 m.

Rynna subglacjalna biegnąca od Suchodoliny do Mościchy powstała w wyniku odpływu wód roztopowych. Jej wysokość względna wynosi 30,0–35,0 m, a szerokość jest zmienna od 2,0–3,0 km koło Małyszówki do 0,6 km koło Nierośna.

Rynny subglacjalne wykorzystane przez rzeki i przez nie przekształcone występują w północnej i środkowej części obszaru arkusza. Największą z nich stwierdzono we wschodniej części obszaru. Wykorzystywana jest ona przez rzekę Sidrę. Jej głębokość dochodzi do 27,0–30,0 m.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie widoczne są jako niewielkie misy wypełnione namulami. Występują one w wielu miejscach na wysoczyźnie. Ich rozmiary są niewielkie, mają 100–200 m średnicy.

Formy eoliczne. Wydmy występują lokalnie w południowo-wschodniej części omawianego obszaru, w okolicy Sidry. Są to wydmy paraboliczne i wałowe, do 3–6 km długości, a ich wysokości względne dochodzą do kilkunastu metrów, lokalnie do 23 m.

Równiny piasków przewianych towarzyszą wydmom. Są to małe powierzchnie, a ich wysokości względne wynoszą od 0,5 do 1,5 m.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych są wypełnione namulami piaszczystymi i piaskami humusowymi. Szerokość dolin jest niewielka – 100–300 m, a długość dochodzi do 2–3 km. Na północy, w obrębie doliny Sidry, stwierdzono najniżej na obszarze arkusza położony punkt – 120,2 m n.p.m.

Taras akumulacyjne zalewowe wydzielono jedynie w dolinie Sidry, na wysokości 0,3–0,8 m nad poziom rzeki. Ich szerokość dochodzi do 200 m.

Taras akumulacyjne nadzalewowe nie tworzą ciągłych poziomów, a jedynie półki w dolinie Sidry. Wznoszą się one na wysokość 3,0–6,0 m nad poziom rzeki, a ich szerokość wynosi 100–200 m, maksymalnie dochodzi do 400 m w okolicy Szostaków.

Krawędzie wysoczyzny stwierdzono we wschodniej części obszaru. Ich wysokość wynosi od 5 do 12 m.

Krawędzie tarasów stwierdzono pomiędzy Wielkim Stawem i Dubaśnem. Ich wysokości względne są niewielkie i wynoszą 1,5–2,0 m.

Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne występują powszechnie na obszarze arkusza i rozcinają powierzchnie wysoczyznowe. Osiągają najczęściej długość od 0,5 do 3 km i szerokość od 100 do 200 m.

Formy denudacyjne. Wzgórza morenowe przekształcone występują w południowo-zachodniej części omawianego obszaru, tworząc tzw. Karpackie Góry. Mimo silnego zdenudowania wznoszą się tu do wysokości 229,2 m n.p.m. Są to formy owalne o powierzchni do 7–15 km².

Pagórki morenowe przekształcone stwierdzono na zachodzie i południowym zachodzie. Są to zdenudowane i przekształcone moreny czołowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty. Znane są z okolicy Sadka, Podbagnów, Kolonii Bachmackich, Kopciówki, Ciśniska i Budna. Ich wysokości dochodzą do 210,3 m n.p.m., a wysokości względne zmieniają się od 12,0 do 30,0 m.

Długie stoki to fragmenty krawędzi, które zostały rozmyte przez wody lodowcowe. Ich wysokość względna waha się od kilku do kilkunastu metrów, a długość wynosi 300–400 m.

Formy jeziorne. Równiny jeziorne występują w rejonie Jałówki N, Kopciówki, Połomina, Kolonii Bachmackich, Jaczna, Jałówki S, Zacisza, Kalwińszczyzny, Makowlan, Juraszy i Poganiicy. Są to stare równiny jeziorne, wypełnione osadami organicznymi interglacjału eemskiego (Bińka, 2008). Pomimo tego, że osady interglacjalne zostały częściowo przykryte piaskami i glinami deluwialnymi, to nadal zaznaczają się one w rzeźbie terenu.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe występują w wielu miejscach na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka. W dolinie Sidry, we wschodniej części omawianego obszaru, zajmują duże powierzchnie, do kilkudziesięciu km², są częścią największych obszarów bagiennych w Europie znanych i chronionych w ramach Biebrzańskiego Parku Narodowego (Kajak, 1993; Pajnowska i in., 1993; Żurek, 1993a, b; Banaszuk, 2004a, b, c; Kupryjanowicz, 2004b). Stwierdzono je również w okolicy Romanówki, Nowinki i Kopciówki. Wypełniają one dna dolin pozostałych po przepływach wód roztopowych oraz zagłębienia na wysoczyznach.

Formy antropogeniczne. Piaskownie-żwirownie i piaskownie występują powszechnie na obszarze omawianego arkusza. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono jedynie największe z nich. W rejonie Kolonii Bachmackich występuje 10 dużych wyrobisk po eksploata-

cji kredy piszącej, które obecnie zasypywane są odpadami. W północnej części obszaru znajduje się glinianka.

Obszar arkusza Dąbrowa Białostocka odwadniany jest przez cieki, które powstały w czasie deglacjacji lądolodu podczas dwóch zlodowaceń – Warty i Wisły. W tym czasie odpływy wód kierowały się zdecydowanie na południe i do nich nawiązują małe, nienazwane rzeczki. Niewielkie kanały odprowadzają wody z południowo-wschodniego obszaru do zlewni Supraśli poza omawianym terenem. Inne małe odpływy rzeczne oraz rzeka Sidra kierują się z południa ku północy w kierunku Biebrzy. Prawie cały omawiany obszar znajduje się w zlewni Biebrzy.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Obszar arkusza Dąbrowa Białostocka znajduje się w obrębie wyniesienia mazursko-suwalskiego (Pożarski, 1959; Ber, 1972a, b; Ber, Lisicki, 2004). Najstarszym ogniwem podłoża czwartorzędu są tu osady kredy górnej. Utwory podłoża – kredy górnej i paleogenu – stwierdzono w profilach pięciu profilach otworów kartograficznych oraz w 14 na sąsiednich terenach.

1. Kreda

a. Kreda górna

Osady kredy górnej stwierdzono w otworach kartograficznych: Brzozowo (otw. 19), Nierośno (otw. 34) i Wólka (otw. 40) oraz w otworach archiwalnych w Bieniowcach (otw. 25) i w Różanymstoku (otw. 28).

Santon

Mułowce i kreda pisząca z krzemieniami występują w otworze kartograficznym Brzozowo (otw. 19) na głębokości 171,2–175,0 m. Osady są barwy białej i kremowej. W próbce pobranej z głębokości 174,7 m Paruch-Kulczycka (2008) określiła występowanie licznego zespołu otwornic wskazujących na santon – *Bolivinoides strigilatus* (Chapman), któremu towarzyszy pięć innych form, również charakterystycznych dla santonu. W rezydium, poza ziarnami kwarcu i glaukonitem, stwierdzono najczęściej uszkodzone skorupki otwornic, małżoraczki, szczątki mszywiolów, szkarłupni, małży i szczątki szkieletów ryb.

Kampan

Kreda pisząca, wapienie i gezy. Osady kampanu nawiercono w pięciu otworach. Osadem dominującym jest biała i kremowa kreda pisząca. W Brzozowie (otw. 19) utwory te leżą na

głębokości 170,0–171,2 m. Przebadano próbkę z głębokości 171,0 m. W rezydium Paruch-Kulczycka (2008), wśród ziaren kwarcu i glaukonitu, stwierdziła obecność małej ilości dobrze zachowanych otwornic. Wśród form bentosu i planktonu występuje *Bolivinooides decoratus* (Jones) z współwystępującymi *Sensoeina clementiana* (d'Orbigny) i *Cibicides involutus* (Reuss), co wskazuje na kampan. Stwierdzono też małżoraczki i szczątki szkarłupni.

W Wólce (otw. 40) utwory te stwierdzono na głębokości 217,2–219,3 m. W próbce pobranej z głębokości 219,3 m, z białej kredy piszącej, w zespole otwornic o słabym stanie zachowania, występują również formy bentosu i planktonu. Pojawia się tu również *Bolivinooides decoratus* (Jones) oraz towarzyszące jej szczątki szkarłupni i pojedyncze małżoraczki.

W archiwalnym otworze kartograficznym w Bieniowcach (otw. 25) na głębokości 160,0–167,0 m nawiercono białe i szare wapienie oraz kredę piszącą. Badania mikrofaunistyczne Gawor-Biedowej (1966) potwierdziły występowanie otwornic z formami przewodnimi kampanu, którym towarzyszą szczątki liliowców, przyzmy inoceramów, skorupy małży, glaukonit, zęby ryb i szczątki szkarłupni.

W otworze studziennym w Różanymstoku (otw. 28) na głębokości 167,0–170,0 m stwierdzono szare gezy, które nie zostały przebadane.

2. Paleogen

a. Paleocen

Kreda pisząca, margle, mułowce, piaski glaukonitowe i opoki zostały stwierdzone w otworze kartograficznym Nierośno (otw. 34) na głębokości 171,7–172,6 m. Są one barwy białej, kremowej i zielonkawej. Ich wiek określono na podstawie oznaczeń biostratygraficznych próbki pobranej z głębokości 172,6 m. Paruch-Kulczycka (2008) określiła występowanie tu form bentonicznych i planktonicznych z najważniejszymi taksonami: *Karreria falax* Rzehak, *Tappanina selmensis* (Cushman), *Caratobulimina yuberculata* Brotzen, *Cibicides proprius* (Brotzen) i *Cibicides succedens* Brotzen należącymi do paleocenu dolnego. W rezydium występują ziarna glaukonitu, nieliczny kwarc, pojedyncze igły gąbek, kolce jeżowców i niewiele otwornic. W wyniku analizy intersekcyjnej osadów węglanowych oraz dyskusji z autorką analizy mikrofaunistycznej przyjęto, że osady paleocenu zachowały się w rejonie Nierośna (otw. 34) w krasowych kawernach w osadach kampanu.

Osady paleocenu wyróżniono na południe od Wólki (otw. 40). Występują one na wysokości 20,0–10,0 m p.p.m. (przekrój geologiczny A–B) i kontynuują się na południe na obszarze arkusza Nowowola (Kmieciak, 2006).

b. Eocen–oligocen

Piaski, mułki i ropy. Na omawianym obszarze nie stwierdzono osadów eocenu–oligocenu. Wyróżniono je na terenie sąsiednich arkuszy: Nowowola (Kmieciak, 2005, 2006), Suchowola (Kozłowski, 2005, 2006) i Nowy Dwór (Majewska, 2007b, 2008b). Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, glaukonitowe, barwy ciemnozielonej i szarej oraz mułki piaszczyste i ropy pyłowate podobnej barwy z przewarstwieniami węgla brunatnego.

3. Neogen

a. Miocen

Piaski, mułki i ropy z wkładkami węgla brunatnego. Utworów tych nie stwierdzono na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka. Wyróżniono je jednak na terenie arkusza Nowy Dwór, w otworach Nowy Dwór i Pohorany (Majewska, 2007b, 2008b). Są to osady jeziorne, które występują odpowiednio na głębokości 132,1 i 163,0 m.

4. Czwartorzęd

W obrębie obszaru arkusza Dąbrowa Białostocka występuje nieomal pełny profil utworów czwartorzędowych. Miąższość osadów jest zróżnicowana: od 270,0 m w rejonie Podbagnów, Małyszówki, Sadka, 170,7 m w centrum (otw. 37) do 120,0 m na południu, w rejonie Kamienicy (Kozłowski, 2006).

a. Plejstocen

Kreda pisząca, wapienie i gezy kampanu jako kry w utworach plejstocennskich. Utwory te znane są z rejonu Kolonii Bachmackich. Stwierdzono je w otworze kartograficznym (otw. 31), otworach surowcowych (Wyrwicka, 1952), jak również w licznych odkrywkach, gdzie kreda pisząca była eksploatowana przez miejscową ludność.

Mułki piaszczyste i piaski glaukonitowe paleocenu jako kry w utworach plejstocennskich stwierdzono jedynie w otworze kartograficznym w Brzozowie (otw. 19) (tabl. II). Są to osady barwy zielonej, beżowej i szarej. Analizy przeprowadzone przez Jeleńskiego (2008) wykazały, że osady te zawierają glaukonit, węglany, a wśród minerałów przeważają granaty, epidot i staurolit.

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Stadiał dolny

Gliny zwałowe nie zostały stwierdzone na omawianym obszarze. Występują w Leszczanach (Kozłowski, 2005, 2006) na wysokości 100,0–30,0 m p.p.m. Są to gliny zwałowe szare, bardzo dużej miąższości.

Interstadiał

Piaski jeziorne stwierdzono w Wólce (otw. 40) (przekrój geologiczny A–B). Są to piaski średnioziarniste i różnoziarniste, w spągu ze żwirami, beżowe, szare, z laminami mułków, z licznym udziałem czarnego detrytusu roślinnego. Występują na głębokości 215,0–217,2 m. Są to osady zimnego zbiornika jeziornego (limnoglacialne) prawdopodobnie z wczesnego interstadiału (Jeleński, 2008).

Stadiał górny

Gliny zwałowe tego wieku stwierdzono wyłącznie w Nerośnie (otw. 34) na głębokości 164,2–170,0 m. Są to gliny szare, z licznymi żwirami i gładzikami, z wkładkami piasków ilastych.

Ich wiek wydaje się być pewny, ponieważ leżą na osadach zidentyfikowanego podłoża utworów czwartorzędowych i pod serią osadów interglacjału augustowskiego, których wiek potwierdzono badaniami biostratygraficznymi. Współczynniki petrograficzne przedstawiono w [tabeli 2](#).

Mułki ilaste i piaski z detrytusem roślinnym zastoiłkowe stwierdzono w Wólce (otw. 40) na głębokości 185,0–215,0 m (przekrój geologiczny A–B), w depresji podczwartorzędowej o przebiegu SW–NE. Są to mułki ilaste, pyłowate, piaszczyste, z cienkimi laminami piasków drobnoziarnistych, beżowe, szare i ciemnobrązowe. Detrytus roślinny jest tak liczny, że niektóre partie mułków można określić jako torfy.

Interglacjał augustowski

Piaski, mułki i torfy rzeczne, miejscami jeziorne oraz gliny deluwialne. Okres najstarszego interglacjału reprezentują miąższe osady piaszczysto-mułkowe udokumentowane w otworach wiertniczych w Nerośnie (otw. 34) i Wólce (otw. 40).

W Nerośnie (otw. 34) leżą na serii glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Narwi, na głębokości 123,7–164,2 m. Stwierdzono tu, od spągu do głębokości 145,4 m piaski drobnoziarniste z wkładkami średnioziarnistych, z licznymi wkładkami i laminami torfów, z rozproszonym czarnym i ciemnobrązowym detrytusem roślinnym. Wyżej nad piaskami leżą mułki z cienkimi laminami piasków drobnoziarnistych, beżowe, szare i ciemnobrązowe. Domieszki, wkładki i laminy detrytusu roślinnego

są tu tak liczne, że niektóre partie mułków można opisać jako torfy. W przeważającej części profilu widoczne są mikrostruktury z osadzania, zaburzenia pograżeniowe oraz pochodzące z komprimowania półpłynnych mułków w zbiorniku.

Tabela 2

Zestawienie współczynników petrograficznych (O/K, K/W, A/B) glin zwałowych z otworów: Brzozowo (otw. 19), Nierośno (otw. 34) i Wólka (otw. 40)

Stratygrafia		Otwory wiertnicze		
Piętro	Podpiętro	Brzozowo (otw. 19)	Nierośno (otw. 34)	Wólka (otw. 40)
Złodowacenie Wisły	Stadiał środkowy	1,24–0,84–1,14	1,80–0,59–1,55	x
Złodowacenie Warty	Stadiał środkowy	2,30–0,47–1,79	x	x
	Stadiał dolny	1,58–0,68–1,35	x	x
Złodowacenie Odry	Stadiał górny	4,29–0,26–2,67 5,09–0,29–2,81	x	1,62–0,73–1,11
	Stadiał dolny	1,65–0,64–1,41	x	1,88–0,59–1,46
Złodowacenie Liwca		1,88–0,60–1,37 1,39–0,82–1,03	1,47–0,77–1,11	x
Złodowacenie Sanu 2		1,64–0,68–1,29	1,39–0,82–1,05	1,89–0,58–1,46
		1,97–0,57–1,47	1,64–0,68–1,27	1,48–0,75–1,18
Złodowacenie Sanu 1	Stadiał górny	1,29–0,92–0,94	1,28–0,93–0,91	1,07–1,02–0,90
	Stadiał dolny	0,93–1,29–0,68	1,90–0,57–1,52	1,51–0,71–1,27
Złodowacenie Nidy	Stadiał górny	1,90–0,57–1,52	1,46–0,78–1,09 1,68–0,66–1,30 1,51–0,71–1,27	1,53–0,71–1,26
	Stadiał dolny	2,00–0,59–1,35	x	x
Złodowacenie Narwi	Stadiał górny	x	1,12–1,03–0,87 1,40–0,86–0,94	x
	Stadiał dolny	x	x	x

Seria mułków w stropie warstwy charakteryzuje się przewagą amfiboli, do 52,4%, a domieszka CaCO₃ wynosi od 1,7 do 5,2%. Mułki w całości są osadem jeziornym.

W stropie całej serii dominują piaski średnioziarniste i różnoziarniste ze żwirami. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej przeważają minerały nieprzezroczyste (do 78%), a wśród przezroczystych – amfibole (36,0–29,7%) i granaty (25,0–32,7%). Charakterystyka tej części serii wskazuje, że są to osady rzeczne facji korytowej.

W Nierośnie (otw. 34) na głębokości 145,5 m stwierdzono warstwę osadów glinopodobnych, prawdopodobnie genezy deluwialnej (Jagodzińska, Kalitiuk, 2007).

Badania przeprowadzone przez Jeleńskiego (2008) w otworze 34 wskazują, że w zespole mineralnym frakcji ciężkiej przeważają ziarna nieprzezroczyste. Wśród minerałów przezroczystych przeważają granaty, epidoty i amfibole. Zawartości poszczególnych minerałów są zmienne w całej warstwie.

W Nierosnie (otw. 34) w materiale pyłkowym od spagu występują początkowo spektra redepozycyjne, następnie jeziorne (środowiska chłodnego), a dalej ku stropowi dowodzące warunków bezleśnych, by w stropie (głębokość 123,4 m) przejść w spektrum leśne strefy borealnej, sosnowo-świerkowo-brzozowej, najprawdopodobniej interglacjalnej, schyłkowej dla interglacjału augustowskiego (Bińka, 2007).

Podobnie wykształcone i o podobnych cechach petrograficznych osady występują również w Wólce (otw. 40), gdzie na głębokości 183,7–185,0 m leżą mułki, laminowane piaskami drobnoziarnistymi, bardzo drobnoziarnistymi z rozproszonym detrytusem roślinnym, barwy beżowej i szarej, w przemazach ciemnobrązowej i czarnej. Według analizy petrograficznej złożone zostały one w zbiorniku jeziornym.

Badania przeprowadzone w otworze 40 wskazują, że był to niewielki zbiornik wodny, czasowo wysychający, eutroficzny i oligotroficzny z pyłkiem sosny, brzozy, olchy, świerka i innymi strefy umiarkowanej oraz turzycy, traw, bylic, komosowatych charakterystycznych dla interglacjału augustowskiego (Bińka, 2007).

W wyniku korelacji wyników badań Jeleńskiego (2008), Bińki (2007) i Jagodzińskiej, Kalitiuka (2008) tych i innych profili otworów przyjęto, że w Wólce (otw. 40) są to osady rzeczne i jeziorne interglacjału augustowskiego.

Zlodowacenia południowopolskie

Osady zlodowaceń południowopolskich reprezentują poziomy glacialne zlodowacenia Nidy rozdzielone rzeczna serią interstadialną, zlodowacenia Sanu 1, zlodowacenia Sanu 2 rozdzielone osadami interglacjału ferdynandowskiego oraz osadami zastoiskowymi i wodnolodowcowymi. Granice poziomów glacialnych wydzielono na podstawie badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2007) oraz litologiczno-petrograficznych (Jeleński, 2008).

Zlodowacenie Nidy

Stadiał dolny

Gliny zwałowe są szare, zasobne w żwiry i gładziki. W Brzozowie (otw. 19) leżą one na głębokości 164,0–170,0 m. W reprezentatywnej próbce frakcji żwirowej wapienie północne (31,4%) przeważają nad piaskowcami lokalnymi (25,5%) i skałami krystalicznymi (19,0%) przy nielicznych dolomitach północnych. Ku stropowi gliny zwałowe są rozmyte i zmienione. Współczynniki petrograficzne przedstawiono w [tabeli 2](#).

W Nierosnie (otw. 34) na głębokości 122,3–123,7 m stwierdzono gliny zwałowe silnie piaszczyste, szare, które nie zostały przebadane.

W Wólce (otw. 40) na głębokości 183,1–183,7 m występują gliny zwałowe silnie piaszczyste, szare, które również nie zostały przebadane ze względu na ich niewielką miąższość (1,1 m).

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e stwierdzono w Wólce (otw. 40) na głębokości 182,0–183,0 m. Są to piaski drobnoziarniste, średnioziarniste i różnoziarniste, beżowe i szare. Na podstawie wyników badań elektrooporowych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2001, 2007) oraz w nawiązaniu do profilu otworu Zapaszt, (ark. Nowowola; Kmieciak, 2005, 2006), zaliczono je do osadów wodnolodowcowych.

Interstadiał

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e. Są to piaski drobnoziarniste, średnioziarniste i różnoziarniste, w spągu ze żwirami, beżowe i szare, z przewarstwieniami mułków, o miąższości od 2,2–3,1 m. W Brzozowie (otw. 19) leżą one na głębokości 160,9–164,0 m. W przebadanej próbce dominują granaty (66,4%), którym towarzyszą amfibole i epidot (8,1–7,4%), z domieszką cyrkonu, staurolitu, kwarcu, z okruchami lokalnych piaskowców i mułowców. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone. Są to osady rzeki erodującej podłoże.

W Nierośnie (otw. 34) osady rzeczne występują na głębokości 119,5–122,3 m.

W Wólce (otw. 40) rozpoznano je na głębokości 180,8–182,0 m. Wysortowanie osadów jest średnie, a złożone zostały w środowisku o średniej energii. W przebadanej próbce dominują granaty (43,5%) z towarzyszącymi amfibolami (12,0%) i epidotem (11,0%), znaczna jest domieszka staurolitu (12,9%), okruchów piaskowców i skał krystalicznych. Ziarna kwarcu są bardzo słabo obtoczone.

Stadiał górny

M u ł k i i i ł y z a s t o i s k o w e. W Koloniach Bachmackich (otw. 31) na głębokości 195,7–207,0 m nawiercono mułki piaszczyste, szare i beżowe. W Różnymstoku (otw. 28) szare iły zastoiskowe stwierdzono na głębokości 159,0–163,0 m (tabl. II). Są to osady zastoiska z transgresji lądolodu.

G l i n y z w a ł o w e. W Brzozowie (otw. 19), na głębokości 159,6–160,9 m nawiercono gliny piaszczyste, szare, beżowe, ze żwirami i gładzikami. Badania petrograficzne wykazały, że skały krystaliczne (34,0%) przeważają nad wapieniami północnymi (22,2%), towarzyszą im dolomity północne (5,7%) i piaskowce lokalne (14,2%). Współczynniki petrograficzne przedstawiono w tabeli 2. Podobne gliny piaszczyste szare, beżowe, ze żwirami i gładzikami występują w Nierośnie (otw. 34) na głębokości 106,1–119,5 m. Dominują w nich wapienie północne (45,7%) i skały krystaliczne (32,0%), które przeważają nad dolomitami północnymi (4,4%).

W Wólce (otw. 40) na głębokości 156,7–180,8 m stwierdzono gliny piaszczyste szare, beżowe, ze żwirami i gładzikami z niewielkimi wkładkami – soczewkami mułków piaszczystych, beżowych, szarych, zielonkawych, a w spągu piasków drobnoziarnistych szarych i bruku morenowego. Wśród

frakcji żwirowej wapienie północne (43,6–44,5%) przeważają nad skałami krystalicznymi (31,5–33,3%), udział dolomitów północnych to 4,1–4,8%, a piaskowców lokalnych 6,7–10,5%. Ich współczynniki petrograficzne przedstawia [tabela 2](#).

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e z recesji lądolodu nadbudowują gliny zwałowe tego wieku. W Różanymstoku (otw. 28) szare piaski drobnoziarniste leżą na głębokości 145,0–146,0 m ([tabl. II](#)). W Bieniowcach (otw. 25) są to piaski różnoziarniste ze żwirami, barwy szarej i beżowej, które stwierdzono na głębokości 127,5–131,0 m.

Interglacjał małopolski

Akumulację serii osadów interglacialnych poprzedzała bardzo silna erozja, szczególnie w strefie dolin rzecznych, która była powiązana z penepłenizacją większości omawianego obszaru.

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n o - j e z i o r n e stwierdzono w Brzozowie (otw. 19) na głębokości 154,9–159,6 m. Od spągu są to piaski różnoziarniste, beżowszare, pyłowate, przechodzące ku stropowi w drobnoziarniste i mułki piaszczyste, beżowszare, miejscami w laminach zielone, ciemnobrązowe i rude. W piaskach, w całej serii dominują granaty (34,4–60,6–71,4%), od spągu towarzyszą im epidot, cyrkon, turmaliny, rutyl i staurolit. Są to typowe osady rzeczne. Okresowo rzeka pobierała materiał z podłoża. W stropie zawartość amfiboli i granatów jest podobna (30,9 i 27,2%). W piaskach tuż pod mułkami ponownie dominują granaty (41,0%) i ma tu miejsce wymieszanie materiału. Mułki leżące w stropie (0,5 m) są osadem słabo wysortowanym z podobną zawartością amfiboli (29,8%) i granatów (28,1%). Jest to osad limnoglacialny z okresowym przepływem wody.

Na północ od Małyszówki oraz w kierunku NE i NWW (od Harasimowicz po Kamienicę), na samym skraju obszaru arkusza, wyróżniono osady tej serii w nawiązaniu do profilu Kropiwno (Krzywicki, 2005a) oraz do prac z rejonu Suchowoli (Kozłowski, 2005) i okolic Domurat (Kacprzak, Lisicki, 2007).

Złodowacenie Sanu 1

Stadiał dolny

G l i n y z w a ł o w e są barwy beżowszarej, z licznymi żwirami i gładzikami. Nawiercono je w Brzozowie (otw. 19) na głębokości 141,5–154,9 m. We frakcji żwirowej skały krystaliczne (32,0%) i wapienie północne (31,1%) dominują nad dolomitami północnymi (5,7%). W profilu tym gliny są zlustrowane. Na głębokości 149,9–150,7 m stwierdzono wkładkę piasków.

W Nierośnie (otw. 34) gliny leżą na głębokości 106,1–119,5 m. We frakcji żwirowej wapienie północne (45,7%) przeważają nad skałami krystalicznymi (32,0%), udział dolomitów północnych wynosi 4,5%.

W Wólce (otw. 40) gliny zwałowe stwierdzono na głębokości 154,0–156,7 m. Charakteryzują się tym, że udział skał krystalicznych (38,0%) i wapieni północnych (36,9%) przeważa nad dolomitami północnymi – 5,5%, a ich wybrane współczynniki petrograficzne ([tab. 2](#)) podano za Jeleńskim (2008).

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe pochodzące z recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 1 występują we wschodniej części obszaru arkusza. W Różanymstoku (otw. 28) stwierdzono je na głębokości 134,5–138,8 m (tabl. II). Są to głównie piaski średnioziarniste, beżowe i szare ze żwirami.

W Bieniowcach (otw. 25) gliny nawiercono na głębokości 123,0–125,5 m i są one podobnie wykształcone, jak w otworze 28.

Stadiał górny

Mułki i ły piaszczyste zastoiskowe z transgresji lądolodu występują jedynie w okolicy Kolonii Bachmackich (otw. 31). Stwierdzono je na głębokości 157,0–186,0 m. Są to mułki i ły piaszczyste, szare i beżowe, ze żwirami. Ich miąższość wynosi 29,0 m (tabl. II).

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe występują tylko w Koloniach Bachmackich (otw. 31) na głębokości 150,0–157,0 m. Są to piaski różnoziarniste, ze żwirami, beżowe i szare, lekko pyłowate. Stwierdzono je także na wschód od omawianego obszaru (Majewska, 2007b, 2008b).

Gliny zwałowe tworzą ciągły poziom charakteryzujący się zmienną miąższością. Są to gliny zwałowe beżowszare i szare, twaroplastyczne, ze żwirami i gładzikami. Znane są z profili otworów kartograficznych. W Brzozowie (otw. 19) leżą na głębokości 130,1–141,5 m. Wśród żwirów udział skał krystalicznych (32,0%) i wapieni północnych (31,1–33,2%) przeważa nad dolomitami północnymi (5,3–5,7%). W Nierośnie (otw. 34) gliny te stwierdzono na głębokości 91,0–98,6 m. We frakcji żwirowej wapień północny (41,4%) przeważają nad skałami krystalicznymi (30,4%), natomiast niezbyt liczne są dolomity północne (3,4%). W Wólce (otw. 40) występują one na głębokości 150,6–154,0 m. We frakcji żwirowej wapień północny (43,2%) znacznie przeważają nad skałami krystalicznymi (33,0%), natomiast dolomity północne osiągają zawartość 5,3%.

Gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1 wydzielono na podstawie pozycji zalegania pomiędzy piaskami rzecznyymi interglacjału małopolskiego a osadami interglacjału ferdynandowskiego w nawiązaniu do badań geoelektrycznych Jagodzińskiej i Kalitiuka (2008) oraz analiz petrograficznych Jeleńskiego (2008).

Mułki ilaste zastoiskowe z recesji lądolodu stwierdzono tylko w otworze 30 (tabl. II) na głębokości 146,0–148,0 m. Są to mułki ilaste szare i beżowe. Erozyjna działalność wód roztopowych z recesji zlodowacenia Sanu 1 (stadiału górnego) spowodowała zniszczenie osadów tego piętra, szczególnie w południowo-zachodniej części omawianego obszaru.

Piaski wodnolodowcowe z recesji lądolodu stwierdzono jedynie w Różanymstoku (otw. 28) na głębokości 116,0–117,0 m (tabl. II). Są to piaski drobnoziarniste beżowe i szare.

Interglacjał ferdynandowski

Akumulację osadów w okresie interglacjału ferdynandowskiego poprzedzała bardzo silna erozja, szczególnie w dolinach rzecznych, powiązana z denudacją i peneplenizacją większości omawianego obszaru.

Piaski ze żwirami rzeczne stwierdzono w Brzozowie (otw. 19) na głębokości 106,7–130,1 m. W serii tej wydzielono trzy cykle sedymentacyjne.

I cykl (głębokość 130,1–123,2 m) rozpoczynają piaski różnoziarniste beżowe i szare (0,7 m), nad którymi leży warstwa mułków piaszczystych ciemnobieżowych, z licznymi laminami detrytusu roślinnego. Wysortowanie piasków jest słabe, a energia środowiska sedymentacji niska. Wśród minerałów dominują granaty (46,0%) nad amfibolami (22,7%) i epidotem (9,6%). Geneza tych osadów jest jeziorna lub rzeczna facji pozakorytowej. Powyżej mułków (3,5 m) występują piaski drobnoziarniste beżowe i szare z laminami mułków, detrytusu roślinnego i torfów, o dobrym wysortowaniu. Granaty (37,1%) przeważają nad amfibolami (25,8%) i epidotem (14,7%) przy obecności turmalinów (7,0%). Ku stropowi serii udział granatów wynosi 33,7%. Są to osady pochodzenia rzeczno-akumulowane w miarę ocieplania się klimatu. I cykl kończy 1,8-metrowa warstewka piasków różnoziarnistych, szarozielonkawych z 1–2-milimetrowymi laminami mułków ciemnobieżowych. Osady są słabo wysortowane, a środowisko sedymentacji charakteryzuje się wysoką energią. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej dominują tu granaty (46,0%). Są to typowe osady rzeczne.

II cykl (głębokość 123,2–119,4 m) rozpoczyna się od warstewki (5 cm) grubookruchowych żwirów. Nad nimi stwierdzono piaski drobnoziarniste i średnioziarniste jasno-beżowe i szare, luźne. Cykl ten kończy 0,7-metrowa warstewka piasków różnoziarnistych szarozielonych, łąk, mułków i torfów ciemnozielonych, czarnych, ciemnobrązowych, spoistych. Piaski są słabo wysortowane, energia środowiska akumulacji była wysoka. Wśród minerałów występuje przewaga amfiboli (51,5%) nad granatami (24,3%). Analizy Jeleńskiego (2008) określają, że są to osady wodnolodowcowe. Mułki natomiast mają słabe wysortowanie, a energia środowiska akumulacji była niska. W osadach przeważają amfibole. Mułki zaliczono do osadów limnoglacialnych.

Według badań Bińki (2008) dominuje tu pyłek zbiorowisk bezleśnych, chłodnych z trawami i turzycami.

III cykl (głębokość 119,4–107,8 m) to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste beżowe i szare, luźne. Na podstawie badań (Jeleński, 2008) uznano, że w spągu są to osady rzeki peryglacialnej, natomiast w stropie osady rzeczne, w których granatom (48,9%) towarzyszą amfibole (19,9%), epidot i staurolit. Rzeka ta pobierała materiał z podłoża.

Serii osadów z Brzozowa (otw. 19) odpowiadają w Nierośnie (otw. 34) mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste beżowe i szare, położone na głębokości 89,5–91,0 m (przekrój geologiczny A–B).

Akumulowane były początkowo w warunkach okresowego przepływu, a później w warunkach zastoiska (Jeleński, 2008).

Zlodowacenie Sanu 2

Do zlodowacenia Sanu 2 zaliczono osady wodnolodowcowe i zastoiskowe z transgresji lądolodu, serie glacialne oraz utwory wodnolodowcowe złożone w czasie recesji lądolodu.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e (dolne) z transgresji lądolodu stwierdzono w dwóch otworach. W otworze 30, na głębokości 137,0–146,0 m (tabl. II) występują piaski drobnoziarniste beżowe i szare. W Nierośnie (otw. 34) na głębokości 86,7–89,6 m stwierdzono głównie piaski bardzo drobnoziarniste beżowe. Badania Jeleńskiego (2008) dotyczyły wkładek mułków, które określił jako osad zastoiskowy. Dla całości serii przyjęto jednak genezę wodnolodowcową.

M u ł k i z a s t o i s k o w e stwierdzono w otworze 30 (tabl. II) na głębokości 135,0–137,0 m. Są to mułki ilaste beżowe i szare.

G l i n y z w a ł o w e tworzą ciągły poziom charakteryzujący się dużą miąższością, która wzrasta ku wschodowi obszaru. Są one barwy beżowoszarej i szarej, twaroplastyczne, ze żwirami i głazikami. Znane są z wielu profili otworów, a przebadane zostały w trzech otworach kartograficznych. W Brzozowie (otw. 19) występują na głębokości 81,9–106,7 m. We frakcji żwirowej wapienie północne (48,8–43,1%) przeważają nad skałami krystalicznymi (28,5–31,3%) i dolomitami północnymi (6,5–7,5%). W Nierośnie (otw. 34) stwierdzono je na głębokości 67,8–86,7 m. Wśród żwirów wapienie północne (35,4–39,2%) nieznacznie przeważają nad skałami krystalicznymi (35,0–35,4%), natomiast zawartość dolomitów północnych wynosi 6,1–6,5%. W Wólce (otw. 40) leżą na głębokości 128,9–150,6 m. We frakcji żwirowej wapienie północne (43,2–46,3%) przeważają nad skałami krystalicznymi (33,0–26,8%) przy zawartości dolomitów 5,3–4,0%.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e (górne) stwierdzono w kilku otworach wiertniczych. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste ze żwirami i głazikami, pyłowate, beżowe i szare. Miąższość serii jest zróżnicowana i wynosi 20,0 m otworze 37, by tuż obok w otworze 36 osiągnąć 3,5 m i 0,9 m w otworze 34 (przekrój geologiczny A–B). Piaski wodnolodowcowe występują również w Różanymstoku (otw. 28), Bieniowcach (otw. 25) i Dubaźnie (otw. 26). Ich miąższość wynosi odpowiednio około 2,0, 3,0 i 27,5 m (tabl. II).

Interglacjał wielki

Akumulację osadów tego wieku poprzedziła erozja w strefie dolin rzecznych oraz denudacja i peneplenizacja omawianego obszaru. Na obszarze arkusza wydzielono dwa poziomy osadów interglacialnych – interglacjału mazowieckiego i Zbójna oraz rozdzielającą je serię utworów zlodowacenia Liwca.

Interglacjał mazowiecki

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, które stwierdzono w dwóch otworach kartograficznych. W Brzozowie (otw. 19) występują na głębokości 75,1–81,9 m. W spągu wysortowanie osadów jest średnie, a energia środowiska akumulacji wysoka. Osady te zostały złożone w rzece początkowo funkcjonującej w warunkach peryglacialnych, a później coraz cieplejszych. Wśród minerałów ciężkich granaty (32,5–48,2%) przeważają nad amfibolami (30,0–21,8%). W zalegających nad piaskami mułkach powstałych w rzecznej facji pozakrytovej dominują również granaty (42,8%). Największą miąższość – 10,8 m – seria rzeczna osiągnęła w Wólce (otw. 40). Są to piaski drobnoziarniste ze żwirami, które zostały złożone w rzece peryglacialnej. We frakcji minerałów ciężkich amfibole (33,2%) i granaty (29,2%) występują w podobnych ilościach (Jeleński, 2008).

Zlodowacenie Liwca

Do zlodowacenia Liwca zaliczono osady zastoiskowe i wodnolodowcowe z transgresji lądolodu, poziom glacialny oraz serie wodnolodowcowe i zastoiskowe złożone już w czasie recesji.

M u ł k i i i ł y z a s t o i s k o w e (dolne) są barwy szarej. Stwierdzono je w Brzozowie (otw. 19), gdzie leżą na głębokości 71,9–72,8 m.

P i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e (dolne) nie tworzą ciągłego poziomu. Stwierdzono je w kilku otworach wiertniczych. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste ze żwirami i gładzikami oraz laminami mułków, beżowe i szare. Najlepiej rozpoznane zostały w Brzozowie (otw. 19), gdzie leżą na głębokości 70,9–75,1 m. Osady te są dobrze obtoczone i zostały złożone w środowisku o wysokiej energii. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej wśród minerałów przezroczystych amfibole (34,5%) dominują nad granatami (20,6%), liczne są też: epidot, staurolit i turmaliny. W Wólce (otw. 40) na głębokości 114,5–116,1 m występują piaski średnioziarniste barwy beżowej, szarej lub zielonkawej z cienkimi laminami mułków (1–3 cm). W zespole mineralnym frakcji ciężkiej dominują amfibole (36,4%) nad granatami (24,7%), liczne są też: epidot, turmaliny i staurolit.

Miąszość serii wynosi od około 6 m w Brzozowie (otw. 19) do 16 m w Dąbrowie Białostockiej (otw. 5) (przekrój geologiczny A–B) oraz około 14 m w Koloniach Bachmackich (otw. 31) (tabl. II).

G l i n y z w a ł o w e tworzą nieomal ciągły poziom na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka. Są to gliny piaszczyste, beżowoszare, z dużą ilością żwirów i gładzików, twaroplastyczne i plastyczne. Miąższość ich jest bardzo zmienna, od kilku do około 15 m. W Brzozowie (otw. 19) gliny leżą na głębokości 66,7–70,9 m. Wśród żwirów wapienie północne (do 45,5%) przeważają nad skałami krystalicznymi (31,6%), liczne są też dolomity północne (8,6%). W Nierośnie (otw. 34) występują na głębokości 52,5–63,0 m i tu podobnie wapienie północne (42,6%) przeważają nad skałami krystalicznymi (34,8%), a udział dolomitów północnych wynosi 6,2%. Wśród serii glin zwałowych miejscami spotyka się kilkumetrowej miąższości wkładki piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, szarych,

luźnych. W Wólce (otw. 40) na głębokości 109,3 m stwierdzono szczątkowy poziom glin zwałowych (przekrój geologiczny A–B). Są one twar doplastyczne, barwy beżowoszarej, ze żwirami i gładzikami.

P i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e (górne) akumulowane były w czasie recesji lądolodu i występują sporadycznie w Koloniach Bachmackich (otw. 31) na głębokości 101,5,0–110,0 m (tabl. II). Są to piaski drobnoziarniste ze żwirami, beżowe i szare.

M u ł k i i i ł y z a s t o i s k o w e (górne) powstały w niewielkim zastoisku w czasie recesji lądolodu. Utwory te są barwy szarej. Stwierdzono je tylko w Dubaźnie (otw. 26) na głębokości 52,5–54,0 m (tabl. II).

P i a s k i z e ż w i r a m i r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e występują w okolicy Wólki (otw. 40). Są to piaski różnoziarniste i pyłowate ze żwirami, leżące na głębokości 103,8–109,8 m. Wysortowanie ich jest słabe, energia środowiska akumulacji była wysoka. We frakcji ciężkiej w spągu przeważają granaty (38,8%) nad amfibolami (28,3%), a udział epidotu wynosi 16,8%. Ku stropowi serii granaty i amfibole mają zbliżony udział – 33,8%. Całość osadów złożona została w rzece peryglacialnej.

Interglacja Zbójna

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e stwierdzono jedynie w dwóch otworach kartograficznych. W Wólce (otw. 40) występują one na głębokości 95,3–103,8 m. Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate, szare oraz mułki. Osady mułkowe charakteryzują się średnim wysortowaniem a energia środowiska sedymentacji była wysoka. W zespole mineralnym frakcji ciężkiej w piaskach przeważają granaty (34,5%) nad amfibolami (24,5%), liczne są turmaliny i staurolit. W mułkach również granaty (49,0%) dominują nad amfibolami (19,1%).

W Brzozowie na głębokości 64,0–66,7 m (otw. 19) występują piaski drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste ze żwirami, jasnobrązowe. Piaski te cechuje słabe wysortowanie a energia środowiska sedymentacji była wysoka. W zespole mineralnym frakcji ciężkiej przeważają granaty (53,5%) nad amfibolami (21,5%). Badania Jeleńskiego (2008) wskazują na rzeczną genezę osadów.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Do zlodowacenia Odry zaliczono osady wodnolodowcowe i zastoiskowe z transgresji lądolodu, poziom glacialny oraz serie wodnolodowcowe złożone już w czasie recesji lądolodu stadiału dolnego; interstadialne osady rzeczne; ze stadiału górnego poziomy: osadów zastoiskowych z transgresji lądolodu, poziomy glacialny i wodnolodowcowy złożone w czasie recesji lądolodu.

Stadiał dolny

P i a s k i r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e występują w Wólce (otw. 40). Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate leżące na głębokości 90,6–95,3 m. Piaski miejscami zawierają wkładki mułków

(około 3,3 m). Badane mułki są średnio wysortowane, energia środowiska akumulacji była średnia. We frakcji ciężkiej w spągu przeważają amfibole (47,1%), natomiast udział granatów wynosi 16,8%. Ku stropowi serii udział granatów i amfiboli jest zbliżony, odpowiednio – 33,9 i 32,9%. Całość osadów złożona została w chłodnym zbiorniku z przepływem rzeczny.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e (dolne) znane są z licznych otworów wiertniczych (2, 3, 5, 11, 14–16, 34, 36, 37). Są to piaski różnoziarniste i drobnoziarniste jasnożółte i szare, o zmiennej miąższości – 2,0–19,0 m. W Nierośnie (otw. 34) występują na głębokości 38,8–50,3 m. Tam, gdzie otwór był rdzeniowany, stwierdzono średnie wysortowanie i wysoką energię środowiska sedymentacji. W zespole minerałów ciężkich amfibole (36,3–39,1%) przeważają nad granatami (12,9–25,3%). Badania Jeleńskiego (2008) wskazują, że są to osady wodnolodowcowe.

P i a s k i, m u ł k i i i ł y z a s t o i s k o w e stwierdzono jedynie w okolicy Wólki (otw. 40) na głębokości 86,1–90,6 m. Są to piaski drobnoziarniste, pyłowate i mułki, ily beżowe i szare. Charakteryzuje je średnie wysortowanie, energia środowiska akumulacji była średnia. W zespole minerałów ciężkich amfibole (47,1%) przeważają nad granatami (16,8%) i epidotem (11,9%). Są to osady zastoiska z okresu transgresji lądolodu.

G l i n y z w a ł o w e tworzą niemal ciągły poziom na omawianym obszarze. Są to gliny zwałowe piaszczyste, beżowoszare, z dużą ilością żwirów i gładzików, twaroplastyczne i plastyczne. Ich miąższość jest bardzo zmienna. W Brzozowie (otw. 19) leżą na głębokości 56,4–64,0 m. W przebadanej próbce wapienie północne (31,4%) przeważają nad piaskowcami lokalnymi (25,5%), skałami krystalicznymi (19,0%) i dolomitami północnymi (4,4%). W Nierośnie (otw. 34) na głębokości 50,6–51,0 m występuje 40-centymetrowy poziom rozmytych glin. W Wólce (otw. 40) miąższość glin też jest zredukowana. Wśród żwirów dominują wapienie północne (48,9%) nad skałami krystalicznymi (30,1%) i dolomitami północnymi (5,5%).

Erozyjna działalność wód roztopowych pochodzących z recesji stadiału dolnego zlodowacenia Odry spowodowała zniszczenie i porozrywanie osadów tej serii.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e (górne) stwierdzono jedynie w Nierośnie (otw. 36, 37) na głębokości 55,0–58,0 m. Są to piaski różnoziarniste i średnioziarniste, beżowe i szare, ze żwirami i otoczkami. Osady te powstały w czasie recesji lądolodu.

Interstadiał

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e zachowały się tylko w Brzozowie (otw. 19) na głębokości 55,2–56,4 m. Są to piaski drobnoziarniste i mułki ilaste brązowe i rude. Charakteryzują się słabym wysortowaniem, energia środowiska sedymentacji była niska. W zespole minerałów ciężkich przeważają granaty (42,9%) nad amfibolami (16,7%). Przyjęto, że są to osady rzeczne lokalnego starorzecza.

Stadiał górny

Mułki zastoiskowe stwierdzono w Dubaźnie (otw. 26) (tabl. II). Są to mułki nieco piaszczyste, z laminami ilastymi, beżowe i ciemnoszare. Leżą one na głębokości 60,0–70,3 m.

Gliny zwałowe. Są to gliny piaszczyste beżowo-rudo-szare, z dużą ilością żwirów i głązków, twaroplastyczne i plastyczne. Na omawianym obszarze tworzą nieomal ciągły poziom. Miąższość ich jest bardzo zmienna. W Brzozowie (otw. 19) występują na głębokości 43,8–55,2 m. Wśród żwirów dominują wapienie północne (54,7%), skały krystaliczne stanowią 15,5%, dolomity północne 8,8%. W Nierośnie (otw. 34) na głębokości 38,5–39,0 m zamiast glin zwałowych stwierdzono żwiry, głązki, i piaski różnoziarniste. Są one pozostałością po rozmyciu glin tego poziomu. W Wólce (otw. 40) wydzielono cienki – 4,9-metrowej miąższości – pakiet glin zwałowych leżących na głębokości 77,2–82,1 m. Największą miąższość – 20,0 m – stwierdzono w rejonie Krugła. Erozyjna i akumulacyjna działalność wód roztopowych, u schyłku zlodowacenia, spowodowała przeobrażenie osadów tej serii.

Piaski wodnolodowe występują w postaci wkładek. Największą ich miąższość – 16,0 m – stwierdzono w Różanymstoku (otw. 28, 29) na głębokości 48,0–64,0 m (tabl. II). Są to piaski różnoziarniste, średnioziarniste i drobnoziarniste, jasnobeżowe i szare. Stwierdzono je również w Kolojach Bachmackich (otw. 31) oraz w kilku innych otworach wiertniczych (przekrój geologiczny A–B, tabl. II). Osady te zostały złożone w czasie recesji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Odry.

Interglacja lubawski

Początek interglacjału lubawskiego zdominowała erozja, po której nastąpiła akumulacja osadów rzecznych.

Piaski i mułki rzeczne rozpoznano wyłącznie w Brzozowie (otw. 19) na głębokości 24,1–43,8 m. Są to piaski drobnoziarniste, średnioziarniste i pyłowate oraz mułki z laminami piasków różnoziarnistych, jasnobrązowe, beżowe, szare, luźne, z pojedynczymi żwirami. Charakteryzują się słabym wysortowaniem, energia środowiska sedymentacji osadów była wysoka. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej piasków najliczniejsze są granaty (48,5–51,8%), a towarzyszą im amfibole (18,8–19,2%). Są to osady rzeczne, początkowo rzeki peryglacialnej, a następnie w facji pozakorytowej (Jeleński, 2008).

Zlodowacenie Warty

Stadiał dolny

Mułki, iły i piaski zastoiskowe (dolne) występują w spagu poziomiu glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Odry jako nieciągły poziom o zróżnicowanej miąższości (przekrój geologiczny A–B, tabl. II). Mułki ilaste i piaski pyłowate stwierdzono w Dąbrowie Białostockiej (otw. 5, 11) na głębokości 28,0–38,0 m, w Wólce (otw. 40) na głębokości 76,2–77,3 m i w Dubaźnie (otw. 26) na głębokości 24,0–26,0 m. Są to osady zastoiskowe związane z transgresją lądolodu.

Gliny zwałowe, miejscami z wkładkami piasków i żwirów. Są to gliny piaszczyste beżowoszare, z dużą ilością żwirów i gładzików, twaroplastyczne i plastyczne. Występują one jako część większego kompleksu gliniastego, tworząc niemal ciągły poziom. Miąższość osadów jest zmienna, od 3,0 do 28,0 m. Może ona być dużo większa w okolicy Karpackich Gór. W Brzozowie (otw. 19) stwierdzono je na głębokości 19,7–24,1 m, w Nierośnie (otw. 34) – 16,0–31,2 m, a w Wólce (otw. 40) – 46,0–77,2 m. Współczynniki petrograficzne glin z otworu 19 przedstawiono w tabeli 2. Omawianą warstwę glin zwałowych zaliczono do stadiała dolnego zlodowacenia Warty na podstawie korelacji granic oporowych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2007) oraz analizy profili otworów wiertniczych na omawianym terenie i w sąsiedztwie.

Mułki, iły i piaski zastoisowe (górne) stwierdzono jedynie w Dubaźnie (otw. 26) na głębokości 8,0–12,0 m (tabl. II). Są to mułki ilaste i piaszczyste, piaski pyłowate, beżowe i szare. Osady te związane są z recesją lądolodu stadiała dolnego zlodowacenia Warty.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w wielu miejscach w obrębie całego omawianego obszaru. Zachowały się one w postaci niewielkich soczewek i wkładek dzielących poziomy glin zwałowych. Rozpoznano je w Koloniach Bachmackich (otw. 31) jako piaski drobnoziarniste i średnioziarniste ze żwirami, jasnobieżowe, brązowe i szare na głębokości 49,0–58,0 m.

W Różnymstoku (otw. 29) stwierdzono piaski pyłowate i drobnoziarniste, jasnobieżowe i szare, o największej notowanej tu miąższości – 21 m (tabl. II). W Dąbrowie Białostockiej (otw. 16) przewiercono 10 m piasków drobnoziarnistych żółtych. Osady te zostały złożone w czasie recesji lądolodu stadiała dolnego zlodowacenia Warty. Erozyjna i akumulacyjna działalność wód roztopowych u schyłku tego stadiała spowodowała rozmycie i szczątkowe ich zachowanie.

Interstadiał

Piaski rzeczne rozpoznano tylko w Brzozowie (otw. 19) na głębokości 17,0–19,7 m. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, beżowe i szare, luźne. Charakteryzują się słabym wysortowaniem, energia środowiska sedymentacji osadów była wysoka. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej najliczniejsze są granaty (56,7%) i amfibole (17,3%), którym towarzyszy epidot (8,0%). Na podstawie badań Jeleńskiego (2008) można stwierdzić, że są to osady rzeczne.

Stadiał środkowy

Procesy przebiegające w stadiale środkowym zmieniły rzeźbę terenu powstałą u schyłku poprzedniego stadiała. Osady stadiała środkowego stwierdzono na całym omawianym obszarze, a na południowym-zachodzie i zachodzie występują one na powierzchni terenu.

Mułki, iły i piaski zastoisowe (dolne) związane są z transgresją lądolodu i leżą w spagu poziomym glin zwałowych. Poznano je w Sadowie (otw. 32, 33) na głębokości 39,0–63,0 m.

Piaski wodnolodowcowe zachowały się wyłącznie w Brzozowie (otw. 19) na głębokości 12,0–17,0 m. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, jasnobieżowe, brązowe i szare. Zostały one złożone w czasie transgresji lądolodu. Erozyjna i akumulacyjna działalność wód roztopowyc h u schyłku stadiału środkowego spowodowała rozmycie wcześniej złożonych osadów.

Gliny zwałowe, miejscami z wkładkami żwirów i piasków lodowcowyc h, tworzą wyraźny poziom. Stwierdzono je na powierzchni terenu i w wielu otworach wiertniczych. Są to gliny piaszczyste beżowszare i brązowe, z dużą ilością żwirów i głazików, twar doplastyczne i plastyczne. Miąższość ich jest zmienna od 1,0 do 32,0 m. W Nierośnie (otw. 34) występują na głębokości 13,0–16,0 m, a w Wólce (otw. 40) – 37,0–46,0 m. Poziom tych glin zwałowych kontynuuje się na sąsiadującym od zachodu obszarze arkusza Suchowola (Kozłowski, 2006).

Żwiry, głazy i piaski, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych występują w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Moreny czołowe są zbudowane ze żwirów, głazów, piasków gruboziarnistych, piasków pyłowatych, miejscami glin silnie piaszczystych. Ciąg moren kontynuuje się na sąsiednim obszarze arkusza Suchowola (Kozłowski, 2006). Miąższość osadów morenowych wynosi 5,0–7,0 m. Moreny czołowe występują zarówno w postaci wyraźnych ciągów, jak pojedynczo, znacząc etapy postojów lądolodów.

Piaski ze żwirami, mułki i gliny zwałowe kemów stwierdzono w jednym miejscu, w południowo-zachodniej części obszaru na granicy z obszarem arkusza Suchowola. Kemy zbudowane są z piasków drobnoziarnistych z domieszką żwirów i mułków. Gliny zwałowe występują w otulinie ablacyjnej tych form. Miąższość osadów dochodzi do 3 m.

Mułki, iły i piaski zastoiskowe (górne) stwierdzono w Dubaźnie (otw. 26) na głębokości 4,0–7,0 m (tabl. II). Są to mułki piaszczyste z iłami i piaskami bardzo drobnoziarnistymi barwy szarej. Osady te powstały w lokalnym zastoisku podczas recesji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe stwierdzono w strefie odpływów sandrowyc h wśród wzniesień morenowyc h i brył martwego lodu na południowym zachodzie obszaru. Są to piaski drobnoziarniste, średnioziarniste i różnoziarniste, żółte, jasnobieżowe, brązowe i szare, ze żwirami i otoczkami. Miąższości osadów wynosi 7,0–8,0 m. W wielu miejscach ich miąższość nie przekracza 2,0 m.

Piaski ze żwirami wytopiskowe występują w licznych zagłębieniach końcowyc h. Największe z nich znajduje się w rejonie Kopciówki i wypełnione jest piaskami drobnoziarnistymi i średnioziarnistymi ze żwirami, miejscami pyłowatymi, lokalnie z mułkami. Miąższość serii wynosi do 3 m.

Stadiał górny

Gliny zwałowe stwierdzono w wielu otworach wiertniczych oraz na powierzchni terenu w południowej i wschodniej części obszaru. Są to gliny piaszczyste, beżowszare, rude i brązowe,

słaboplastyczne i twar doplastyczne, plastyczne, z dużą i bardzo dużą ilością żwirów i głazików, słabo wapniste. Miąższość glin jest zmienna od około 1,0 do 5,0 m, maksymalnie 10,0 m. W Nierosnie (otw. 34) występują na głębokości 7,7–10,0 m, a w Wólce (otw. 40) na głębokości 25,5–37,0 m. Badania Jeleńskiego (2008) wskazują na wspólne cechy mineralogiczno-petrograficzne tego poziomu glin zwałowych z poziomem morenowym stadiału środkowego zlodowacenia Wisły.

Żwir y, piaski, miejscami gliny piaszczyste, lodowcowe stwierdzono w południowej części obszaru. Ich miąższość wynosi 1,2–3,0 m.

Głazy, żwir y i piaski gruboziarniste, miejscami gliny zwałowe, ozó w. Na obszarze arkusza, w południowo-wschodniej części w rejonie Jakowli, wydzielono oz. Jest to wydłużona forma wałowa zbudowana z materiału grubookruchowego, miejscami z glinami zwałowymi. Osady są barwy brązowej, rudej i szarej, a ich miąższość wynosi 1,2–3,0 m.

Piaski, głazy i gliny zwałowe moren czołowych. Formy te występują powszechnie w południowej części obszaru. Budują je piaski różnoziarniste barwy jasnobrązowej, szarej, rudej i białej, głazy oraz brązowe i ciemnoszare gliny zwałowe tworzące ich otulinę. Miąższość osadów moren czołowych oscyluje od 3,0 do 12,0 m, maksymalnie dochodzi do 30,0 m.

Głazy, żwir y i piaski, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych wycięcia budują widoczne w rzeźbie terenu wzniesienia o wysokości względnej 3,0–15,0 m. W ich budowie dominuje materiał grubookruchowy – żwir y, otoczaki, głazy oraz piaski różnoziarniste. Miąższość osadów dochodzi do 5 m. Stwierdzono je na południe od wytopisk (obniżen końcowych). Wzgórza morenowe występują na południu i na południowym wschodzie obszaru, w rejonie Sidry i Poganicy. W okolicy Nowinki osady są silnie spiętrzone, do 85°. Najczęściej nachylenie warstewek żwirów, otoczków i piasków dochodzi do 45–60°.

Żwir y, piaski, miejscami gliny zwałowe moren, martwego lodu budują widoczne w rzeźbie terenu wzniesienia. Wysokość względna moren wynosi od 3,0 do 5,0 m. Występują one w otoczeniu wytopisk. Poznano je głównie w rejonie Sidry i Szostaków. Ich miąższość dochodzi do 5 m.

Mułki, iły i piaski zastoiskowe stwierdzono w rejonie Kolonii Makowlany, Zacisza i Juraszy. Są to mułki, mułki piaszczyste, iły, piaski bardzo drobnoziarniste, brązowe, jasnobrązowe, brunatne i szare. Miąższość osadów zastoiskowych wynosi od 3,0 do 10,0 m.

Piaski ze żwirami i mułki oraz gliny zwałowe kemów. Kemy są zbudowane z piasków drobnoziarnistych z domieszką żwirów i mułków, miejscami z laminami iłów, a gliny zwałowe tworzą ich otulinę. Stwierdzono je w okolicy Sidry i Juraszy. Miąższość osadów dochodzi tu do 7,0 m.

Piaski wodnolodowcowe stwierdzono w południowej części obszaru arkusza. Są to piaski drobnoziarniste, jasnobezowe i szare. Miąższość osadów waha się od kilku do maksymalnie 17,0 m (punkt dok. 53; przekrój geologiczny A–B).

Piaski ze żwirami, mułkami i glinami wytopiskowe powstawały w czasie deglacjacji lądolodu, który pozostawiał bryły martwego lodu. Pozostawiły one kolejno zagłębienia końcowe (wytopiskowe), a następnie szlaki odpływu wód roztopowych. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste ze żwirami, miejscami pyłowate, z mułkami i glinami, o miąższości do 3,0 m. Osady te stwierdzono w rejonie Jałówki S, Sidry, Szostaków na wschodzie oraz w rejonie Kopciówki na zachodzie.

Interglacjał eemski

Na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka stwierdzono liczne nowe stanowiska występowania osadów organicznych interglacjału eemskiego. Rozpoznano je w okolicy Jałówki N, Kopciówki, Połomina, Kolonii Bachmackich, Jaczna, Jałówki S, Zacisza, Kalwińszczyzny, Makowlan, Juraszy, Poganicy. Po przebadaniu tych osadów potwierdziły się przypuszczenia o istnieniu w interglacjał eemskim na południe od obszaru badań rozległego zbiornika jeziornego z licznymi dopływami rzecznyymi (Wrotek, 1995, 2002a, b, c; 2003a, b; 2007, 2008a, b, c, d).

Torfy, namuły torfiaste i piaszczyste z detrytusem roślinnym oraz piaski i gytie jeziorne i rzeczne. Są to głównie torfy zbite, miejscami silnie sprasowane, z domieszką frakcji mineralnej, z kawałkami łądyg trzciny, drewna, ciemnobrązowe i czarne; namuły torfiaste i piaszczyste o barwach ciemnych, czarnych, brunatnych; piaski z rozproszonym detrytusem roślinnym oraz gytie. Ich miąższości wynoszą od 0,8 do 3,7 m. Leżą one najczęściej pod osadami deluwialnymi, o miąższości od 2,0 do 7,0 m (Czaplicka, 1952; Bittner, 1957; Majewska, 2007b, 2008b).

W Jałówce N wykonano sondy, które dokumentują położenie jeziora interglacjałnego w stosunku do wysokiej moreny czołowej (tabl. II).

Z punktu dokumentacyjnego 18 pobrano do analiz pyłkowych próbki torfów, namulów i mułków torfiastych, czarnych, brunatnych i szarych z głębokości 3,3–4,8 m. Dwie dolne próbki wskazują na późny saalian, natomiast z wyższej części uzyskano spektrum pyłkowe charakterystyczne dla początku fazy leszczynowej eemskiej sukcesji interglacjałnej (Bińka, 2008).

W Jałówce S (przekrój geologiczny A–B) przebadano dwie próbki gytii, namulów torfiastych, brunatnych pobrane z głębokości 5,9–6,2 m. Uzyskane spektra pyłkowe są zdominowane przez świerk, jałowiec, dąb, trawy, turzyce i bylice. Taki zespół pyłkowy wskazuje na schyłek eemskiej sukcesji interglacjałnej lub początek zlodowacenia Wisły (Bińka, 2008).

W Kalwińszczyźnie, na głębokości 2,4–5,8 m, leżą mułki, namuły i torfy przewarstwione piaskami, brunatne i szare. Z głębokości 3,5–5,2 m pobrano dwie próbki do analizy pyłkowej. W spagu uzyskano spektra pyłkowe fazy dębowej, a w stropie, z okresu fazy świerkowej, w obrębie eemskiej sukcesji interglacjałnej (Bińka, 2008).

W Kolonii Jurasze (punkt dok. 49) rozpoznano obniżenie kopalnego jeziorzyska, które ciągnie się dalej w kierunku Juraszy i Zwierzan. Na głębokości 2,7–4,6 m leżą torfy, namuły, mułki torfiaste,

czarne i brunatne. Pobrano trzy próbki z głębokości 3,1; 3,7; 4,4 m, z których uzyskano spektra pyłkowe wskazujące na koniec fazy dębowej i początek leszczynowej – w spagu, następnie na fazę leszczynową, natomiast w stropie zbiornika jeziornego, na wczesny wistulian. Pozwoliły one na zidentyfikowanie eemskiej sukcesji interglacjalnej (Bińka, 2008).

W Zaciszu (punkty dok. 35, 38) występuje znane od dawna i przebadane stanowisko osadów organicznych, w tym torfów (Czaplicka, 1952; Bittner, 1957). Uzyskane spektra pyłkowe wskazują na eemską sukcesję interglacjalną.

W kilku innych zbiornikach położonych koło Kopciówki, Połomina, Kolonii Bachmackich, Jaczna, Makowlan i Dubaśna rozpoznano również torfy i namuły torfiaste i piaszczyste, barwy czarnej i brunatnej, a w piaskach rozproszony detrytus roślinny. Ich miąższość jest zróżnicowana – największą, 5,4 m, stwierdzono w Makowlanach. Podkreślić należy też podobieństwo profilu z Jaczna do położonego niedaleko i o podobnej sytuacji geologicznej profilu w Grabowie (Krzywicki, 2005a, b), przebadanego przez Kupryjanowicz (2004a, b; 2007).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał środkowy

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (dolne). Osadów tych nie stwierdzono na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka. Występują one w południowej części obszaru arkusza Lipsk (Krzywicki, 2005). Zostały one wprowadzone na arkusz Dąbrowa Białostocka w celu uzgodnienia geologii na granicy z wyżej wymienionym arkuszem.

M u ł k i, i ł y i p i a s k i z a s t o i s k o w e (dolne) związane są z zastoiskami powstałymi w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Wisły. Są to mułki, niekiedy piaszczyste, ily, piaski bardzo drobnoziarniste, pyłowate, barwy beżowej, jasnoszarej i ciemnoszarej, o miąższości do 3,0 m. Stwierdzono je na zachód od Nierośna na powierzchni terenu oraz w otworach wiertniczych w okolicy Jaczna (tabl. II).

G l i n y z w a ł o w e występują powszechnie zarówno na powierzchni terenu, jak w wielu otworach wiertniczych i punktach dokumentacyjnych. Są one piaszczyste, beżowoszare, rude i brązowe, słaboplastyczne i twaroplastyczne oraz plastyczne, z dużą i bardzo dużą zawartością żwirów i głazików, słabo i średnio wapniste. Miąższość ich jest zmienna od kilku do ponad 10 m, na południe od Wólki może osiągać ponad 20 m.

Próbki pobrane z otworów kartograficznych 19 i 34 zostały przebadane pod względem mineralogiczno-petrograficznym przez Jeleńskiego (2008) (tab. 2).

Wielu autorów podkreśla możliwość występowania tego poziomu na południe od doliny Biebrzy (Banaszuk, 1993, 2004a, b, c; Fedorowicz i in., 1995; Krzywicki, 2005a, b; Marks, Pawłowska, 2004; Micuń, 2004; Wysota i in., 2004; Kupryjanowicz, 2006). Autorzy piszący o północnym Podla-

siu wielokrotnie ubolewali nad brakiem stanowisk interglacialnych z przykryciem morenowym (Moj-
ski, 2004, 2005; Lindner i in., 2004).

Żwiry i piaski, miejscami gliny piaszczyste, lodowcowe stwierdzono jedynie między Potrubowszczyzną a Kalwińszczyzną. Są to żwiry, piaski, miejscami gliny silnie piaszczyste. Miąższość osadów wynosi 1,2–3,0 m.

Piaski, głązy i gliny zwałowe moren czołowych. Są to piaski o różnej granu-
lacji, głązy i otoczaki, barwy jasnobrązowej, szarej, rudej i białej. Miąższość osadów wynosi od 3,0 do
26,0 m, maksymalne powyżej 30,0 m w obrębie trudno dostępnych kulminacji położonych w rejonie
Kudrawki, Małyszówki i Sadowa. W okolicach Grodziszczan, Siderki i Synkowiec, to jest w strefie
najwyższych form morenowych, w budowie geologicznej jądra moren dominują piaski drobnoziarni-
ste przebyte, a głązy, otoczaki, żwiry i piaski gruboziarniste jedynie otulają te formy.

Głązy, żwiry i piaski, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych
wyciśnięcia budują wzniesienia o wysokości względnej 3,0–5,0 m. Osady są często spiętrzone
do 45° lub wręcz pofałdowane. Występują one na zachód od Brzozowa.

Żwiry, piaski, miejscami gliny zwałowe, moren martwego lodu budują
widoczne w rzeźbie terenu wzniesienia, o wysokości względnej 3,0–5,0 m. Stwierdzono je w otocze-
niu wytopisk na południe od Szostak, w rejonie Dąbrowy Białostockiej. Miąższość osadów dochodzi
do 5,0 m.

Piaski ze żwirami, mułki i gliny zwałowe kemów. Formy te zbudowane są
z piasków drobnoziarnistych z domieszką żwirów i mułków, miejscami z laminami iłów. Gliny
zwałowe tworzą ich otulinę. Rozpoznano je w okolicy Szostaków i Harasimowicz.

Mułki, ily i piaski zastoiskowe (górne) stwierdzono w rejonie Nowej Wsi i Małyszówki.
Są to mułki, mułki piaszczyste, ily i piaski bardzo drobnoziarniste, brązowe, jasnobrązowe, brunatne
i szare. Występują one w stropie poziomu glin zwałowych. Osady zastoiskowe osiągają miąższość
3,0–8,0 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) nie tworzą na omawianym obszarze
ciągłego poziomu, lecz bardzo liczne płyty. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, miejscami
różnoziarniste, jasnobrązowe, szare i żółte z pojedynczym żwirami i otoczakami. Średnia ich miąższość
wynosi 3,0–5,0 m, maksymalna może dochodzić do 7,0–10,0 m. Powstały w czasie recesji lądolodu
zlodowacenia Wisły.

Piaski, żwiry i mułki tarasów kemowych zostały stwierdzone na obszarze arku-
sza Lipsk (Krzywicki, 2005) sąsiadującego od północy z obszarem arkusza Dąbrowa Białostocka.
Zostały one tu wprowadzone ze względu na konieczność uzgodnienia styku.

Piaski ze żwirami, miejscami mułki, wytopiskowe. Osady te powstały w zagłębieniach
po wytopieniu brył martwego lodu. Są to piaski drobnoziarniste i średnioziarniste ze żwirami, miejscami

z mułkami, o miąższości do 3,0 m. Rozpoznano je w wielu zagłębieniach wytopiskawych w okolicy Szostak, Reszkowców, Dąbrowy Białostockiej i na południe od Nierośna.

Piaski jeziorne i deluwialne występują miejscowo, w południowej, wschodniej i zachodniej części obszaru arkusza tam, gdzie leżą nad osadami organicznymi interglacjału eemskiego. Są to głównie piaski różnoziarniste z domieszką pyłów, ciemnobrązowe i rude. Ich miąższość wynosi od 2,0 do 7,0 m.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki. Ze schyłkiem zlodowacenia Wisły wiązał się odpływ wód rzecznych. Początkowo na przedpolu lądolodu zachodziła erozja, a następnie akumulacja osadów rzecznych tarasów nadzalewowych. Tarasy są zbudowane z piasków drobnoziarnistych, średnioziarnistych i różnoziarnistych, barwy żółtej, jasnobrązowej, szarej i jasnoszarej. Ich miąższość wynosi od 3,5 do 6,2 m. Tarasy nadzalewowe nie tworzą ciągłego poziomu, mają raczej charakter półek i listew.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) powstały w warunkach peryglacialnych na glinach zwałowych. Są to piaski pyłowate lub gliniaste, miejscami różnoziarniste, ze żwirami, barwy brązowej, rudej i szarej. Osady te powszechnie występują na powierzchni terenu. Ich miąższość nie przekracza 2,0 m, maksymalnie osiąga 2,3 m.

Piaski eoliczne występują na powierzchniach sandrowych w sąsiedztwie wydym. Są to piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, jasnożółte i żółte. Miąższość piasków przewianych jest niewielka – od 0,8 do 1,6 m.

Piaski eoliczne w wydymach stwierdzono na północ od Sidry. Są to piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, jasnożółte, żółte. Miąższość ich może osiągać 15,0 m.

Piaski i gliny deluwialne. Są to piaski o różnej granulacji z domieszką pyłów, ciemnobrązowe i rude oraz gliny silnie piaszczyste. Ich miąższość wynosi od 2,0 do 7,0 m. Występują powszechnie na obszarze arkusza w postaci listew i płatów.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,3–0,8 m n.p. rzeki. Osady te występują jedynie w dolinie Sidry. Są to piaski drobnoziarniste i różnoziarniste z domieszką żwirów, na ogół przemyte, z wkładkami pyłów i wtrąceń żelazistych. Miąższość osadów wynosi od 2,0 do 4,0 m.

Piaski i namuły den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych wypełniają niektóre obniżenia wytopiskowe i najniższej położone części dolin. Są to piaski

drobnoziarniste, średnioziarniste i pyłowate oraz namuły z domieszkami humusu. Miąższość ich wynosi od 0,7 do 3,0 m.

Gytie stwierdzono w dolinie Sidry pod nakładem torfów. Są to gytie detrytusowo-wapienne, szare, beżowe i ciemnobeżowe, plastyczne i miękkoplastyczne, o miąższości dochodzącej do 3,0 m.

Namuły torfiaste osadziły się w dolinach rzecznych, starorzeczach i zagłębieniach okresowo przepływowych. Są to osady organiczno-mineralne. Ich miąższości wahają się od 1,2 do 2,5 m.

Namuły piaszczyste stwierdzono w okolicy Sidry i na południe od Nowinki. Są to osady organiczno-mineralne akumulowane w dolinach rzecznych, w starorzeczach, na obrzeżu zagłębień okresowo przepływowych i torfowisk.

Torfy zajmują największe powierzchnie w dolinie Sidry. Są to torfy niskie i wysokie, drzewne, drzewno-mszyste, sfagnowe i wełniankowe. Największą miąższość torfów (3,5 m) na omawianym obszarze odnotowano w obrębie torfowisk położonych w dolinie Sidry. Niektóre z torfowisk tworzą rozległe równiny torfowe o powierzchni do kilkunastu km².

B. TEKTONIKA I RZEBNA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Dąbrowa Białostocka znajduje się w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej na wyniesieniu mazursko-suwalskim.

We wschodniej części obszaru strop utworów podczwartorzędowych stwierdzono na wysokości 0–10 m n.p.m., natomiast w południowej – 0–20 m n.p.m. (tabl. III). W północnej, północno-zachodniej i centralnej części omawianego obszaru, w bezpośrednim podłożu czwartorzędu, występują utwory kredy górnej. Na północ od Kolonii Bachmackich stwierdzono najgłębsze obniżenie na omawianym obszarze – 100 m p.p.m.

W wyznaczeniu stref nieciągłości na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka w obrębie utworów kredy górnej pomocne była praca Granicznego i innych (1995).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi utworami na obszarze arkusza Dąbrowa Białostocka są głębokomorskie osady kredy górnej – santonu i kampanu (tab. 3). Pod koniec kredy omawiany obszar podlegał procesom tektoniki blokowej, w wyniku których został on podniesiony i lekko pochylony ku południowemu wschodowi.

W następstwie powyższych procesów, na przełomie kredy i wczesnego paleogenu, teren ten był odkryty i zachodziły tu procesy krasowienia osadów węglanowych, powstawały szczeliny, kieszenie, jaskinie krasowe. W paleocenie wkroczyło morze i zostały złożone osady morskie, które zachowały się w kieszeniach krasowych w centrum obszaru oraz najprawdopodobniej na południu (tabl. III).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

System		Stratygrafia		Podpiętro	Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne														
System	Oddział	Piętro																		
C	P	I	e	z	r	o	t	r	c	e	n	H	o	l	o	c	e	n	Torfy — $t Q_h$	Akumulacja organiczna i mineralno-organiczna w obniżeniach wytopiskowych i dolinach rzecznych
																			Namuły piaszczyste — $np Q_h$	
																			Namuły torfiaste — $nr Q_h$	
Gytie — $gy Q_h$																				
Piaski i namuły den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych — $pn Q_h$																				
Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,3–0,8 m n.p. rzeki — $f_{pż} Q_h^{(t)}$	Powstawanie tarasów zalewowych Akumulacja rzeczna																			
e	z	r	o	t	r	c	e	n	Piaski i gliny deluwialne — $pg^d Q$	Procesy stokowe. Spływy, spęływanie, soliflukcja. Akumulacja w obniżeniach										
									Piaski eoliczne w wydmach — $p^c Q^{(w)}$											
									Piaski eoliczne — $p^c Q$											
z	r	o	t	r	c	e	n	H	o	l	o	c	e	n	Piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) — $pppy^z Q$	Denudacja, rozmywanie glin zwałowych				
															Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki — $f_p Q_{p^4}^{B2(t)}$	Akumulacja rzeczna, powstawanie tarasów Erozja				
															Piaski jeziorne i deluwialne — $lid_p Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja jeziorna i deluwialna				
z	w	a	j	s	t	o	c	e	n	Złodowacenia północnopolskie	Złodowacenie Wiśły	Stadial śródkowy	Piaski ze żwirami, miejscami mułki, wytopiskowe — $pż^b Q_{p^4}^{B2}$	Topnienie łądolodu, akumulacja w nieckach wytopiskowych						
													Piaski, żwiry i mułki tarasów kemowych — $pżm^{(tk)} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja przez wody roztopowe w szczelinach łądolodu						
													Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $pżz^{fg} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja wodnolodowcowa						
													Mułki, ily i piaski zastoiskowe (górne) — $mi2^b Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja zastoiskowa						
													Piaski ze żwirami, mułki i gliny zwałowe kemów — $pm^{(l)} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja w szczelinach zamierającego lodu						
													Żwiry, piaski, miejscami gliny zwałowe, moren martwego lodu — $zpm^{(gm)} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja w strefie rozpadu łądolodu						
													Głazy, żwiry i piaski, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych wyciśnięcia — $gl^{(gy)} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja u czoła napierającego łądolodu. Procesy glacictektoniczne						
													Piaski, glazy i gliny zwałowe moren czołowych — $gc^{(ec)} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja czołowomorenowa						
													Żwiry, piaski, miejscami gliny piaszczyste, lodowcowe — $zp^g Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja lodowcowa						
													Gliny zwałowe — $gzw^g Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja lodowcowa						
													Mułki, ily i piaski zastoiskowe (dolne) — $mi1^b Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja zastoiskowa						
													Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $pż1^{fg} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja wodnolodowcowa						
z	w	a	j	s	t	o	c	e	n	Złodowacenia środkowopolskie	Złodowacenie Warty	Stadial górny	Torfy, namuły torfiaste i piaszczyste z detrytusem roślinnym oraz piaski i gytie, jeziorne i rzeczne — $lif_t Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja jeziorna i rzeczna						
													Piaski ze żwirami, mułkami i glinami wytopiskowe — $p^b Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja w obniżeniach wytopiskowych w okresie zaniku łądolodu						
													Piaski wodnolodowcowe — $p^{fg} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja wodnolodowcowa Erozja						
z	w	a	j	s	t	o	c	e	n	Złodowacenia środkowopolskie	Złodowacenie Warty	Stadial górny	Piaski ze żwirami i mułkami oraz gliny zwałowe kemów — $pż^{(l)} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja w szczelinach lodów						

C z z w a r t o s t o o r z e d		P l e j s t o o c e n		Z l o d o w a c e n i a ś r o d k o w o p o l s k i e	
Z l o d o w a c e n i e O d r y	Z l o d o w a c e n i e W a r t y	Stadial górny	Mułki, ility i piaski zastoiskowe — $\begin{matrix} b \\ mi \end{matrix} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja zastoiskowa	
			Żwiry i piaski, miejscami gliny zwałowe, moren martwego lodu — $\begin{matrix} gm \\ zp \end{matrix} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja w strefie zamierających lodów	
			Głazy, żwiry, piaski, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych wyciśnięcia — $\begin{matrix} gw \\ gl \end{matrix} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja u czoła napierającego lądolodu. Procesy glacitektoniczne	
			Piaski, głazy i gliny zwałowe moren czołowych — $\begin{matrix} gc \\ p \end{matrix} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja w strefie czoła lądolodu	
			Głazy, żwiry i piaski, miejscami gliny zwałowe, ozów — $\begin{matrix} o \\ gl \end{matrix} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja wewnątrzlodowa	
			Żwiry i piaski, miejscami gliny piaszczyste, lodowcowe — $\begin{matrix} g \\ zp \end{matrix} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja lodowcowa	
		Gliny zwałowe — $\begin{matrix} g \\ gzw \end{matrix} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja lodowcowa Egzaracja		
	Stadial środkowy		Piaski ze żwirami wytopiskowe — $\begin{matrix} b \\ p \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja w obniżeniach wytopiskowych w okresie zaniku lądolodu	
			Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\begin{matrix} fg \\ pz \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja wodnolodowcowa Erozja	
			Mułki, ility i piaski zastoiskowe (górne) — $\begin{matrix} b \\ mip2 \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja zastoiskowa	
			Piaski ze żwirami, mułki i gliny zwałowe kemów — $\begin{matrix} k \\ pm \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja w szczelinach lądolodu	
			Żwiry, głazy i piaski, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych — $\begin{matrix} gw \\ z \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja w strefie czoła lądolodu	
			Gliny zwałowe, miejscami z wkładkami żwirów i piasków, lodowcowych — $\begin{matrix} g \\ gzw \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja lodowcowa Egzaracja	
		Piaski wodnolodowcowe — $\begin{matrix} fg \\ p \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja wodnolodowcowa		
	Mułki, ility i piaski zastoiskowe (dolne) — $\begin{matrix} b \\ mip1 \end{matrix} Q_{p^3}^{W2}$	Akumulacja zastoiskowa			
Stadial dolny		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\begin{matrix} fg \\ pz \end{matrix} Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja wodnolodowcowa Erozja		
		Mułki, ility i piaski zastoiskowe (górne) — $\begin{matrix} b \\ mi2 \end{matrix} Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja zastoiskowa		
Interstadial		Gliny zwałowe, miejscami z wkładkami piasków i żwirów — $\begin{matrix} g \\ gzw \end{matrix} Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja lodowcowa Egzaracja		
		Mułki, ility i piaski zastoiskowe (dolne) — $\begin{matrix} b \\ mi1 \end{matrix} Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja zastoiskowa		
Interglacja lubawski		Piaski i mułki rzeczne — $\begin{matrix} f \\ pm \end{matrix} Q_{p^3}^L$	Akumulacja rzeczna. Erozja		
Stadial górny		Piaski wodnolodowcowe — $\begin{matrix} fg \\ p \end{matrix} Q_{p^3}^{O3}$	Akumulacja wodnolodowcowa Erozja		
		Gliny zwałowe — $\begin{matrix} g \\ gzw \end{matrix} Q_{p^3}^{O3}$	Akumulacja lodowcowa		
		Mułki zastoiskowe — $\begin{matrix} b \\ m \end{matrix} Q_{p^3}^{O3}$	Akumulacja zastoiskowa		
	Interstadial		Piaski i mułki rzeczne — $\begin{matrix} f \\ pm \end{matrix} Q_{p^3}^{O1-3}$	Akumulacja rzeczna. Erozja	
	Stadial dolny		Piaski wodnolodowcowe (górne) — $\begin{matrix} fg \\ p2 \end{matrix} Q_{p^3}^{O1}$	Akumulacja wodnolodowcowa	
		Gliny zwałowe — $\begin{matrix} g \\ gzw \end{matrix} Q_{p^3}^{O1}$	Akumulacja lodowcowa Egzaracja		
		Piaski, mułki i ility zastoiskowe — $\begin{matrix} b \\ pm \end{matrix} Q_{p^3}^{O1}$	Akumulacja zastoiskowa		
		Piaski wodnolodowcowe (dolne) — $\begin{matrix} fg \\ p1 \end{matrix} Q_{p^3}^{O1}$	Akumulacja wodnolodowcowa		
		Piaski rzeczno-peryglacjalne — $\begin{matrix} f-pg \\ p \end{matrix} Q_{p^3}^{O1}$	Akumulacja rzeczna w warunkach peryglacjalnych		

C z w a r t o s t o c z e n d	Interglacjał wielki	Interglacjał Zbojna	Piaski i mułki rzeczne — $f_{pm} Q_{p^{2-3}}^Z$	Akumulacja rzeczna	
		Zlodowacenie Litwa	Piaski ze żwirami rzeczno-peryglacjałne — $f_{pż} Q_{p^{2-3}}^C$	Akumulacja rzeczna w warunkach peryglacjałnych	
			Mułki i łył zastoiskowe (górne) — $b_{mi2} Q_{p^{2-3}}^C$	Akumulacja zastoiskowa	
	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $f_{pż2} Q_{p^{2-3}}^C$		Akumulacja wodnolodowcowa		
	Gliny zwałowe — $g_{gzW} Q_{p^{2-3}}^C$		Akumulacja lodowcowa. Glacitektonika. Glacizostazja. Egzaracja		
	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $f_{pż1} Q_{p^{2-3}}^C$		Akumulacja wodnolodowcowa		
	Interglacjał mazowiecki	Mułki i łył zastoiskowe (dolne) — $b_{mi1} Q_{p^{2-3}}^C$	Akumulacja zastoiskowa		
		Interglacjał mazowiecki	Piaski i mułki rzeczne — $f_{pm} Q_{p^{2-3}}^M$	Akumulacja rzeczna. Erozja	
	Zlodowacenia południowo-polskie	Zlodowacenie Sanu 2	Piaski wodnolodowcowe (górne) — $f_{p2} Q_{p^2}^G$	Akumulacja wodnolodowcowa. Erozja	
			Gliny zwałowe — $g_{gzW} Q_{p^2}^G$	Akumulacja lodowcowa	
			Mułki zastoiskowe — $b_m Q_{p^2}^G$	Akumulacja zastoiskowa	
			Piaski wodnolodowcowe (dolne) — $f_{p2} Q_{p^2}^G$	Akumulacja wodnolodowcowa	
		Interglacjał ferdynandowski	Piaski ze żwirami rzeczne — $f_{pż} Q_{p^2}^F$	Erozja i akumulacja rzeczna	
		Zlodowacenie Sanu 1	Stadiał górny	Piaski wodnolodowcowe — $f_{p} Q_{p^2}^{S3}$	Akumulacja wodnolodowcowa
				Mułki ilaste zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^2}^{S3}$	Akumulacja zastoiskowa
Gliny zwałowe — $g_{gzW} Q_{p^2}^{S3}$				Akumulacja lodowcowa	
Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_{p^2}^{S3}$				Akumulacja wodnolodowcowa	
Mułki i łył piaszczyste zastoiskowe — $b_{mip} Q_{p^2}^{S3}$				Akumulacja zastoiskowa	
Stadiał dolny			Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_{p^2}^{S1}$	Akumulacja wodnolodowcowa	
Gliny zwałowe — $g_{gzW} Q_{p^2}^{S1}$		Akumulacja lodowcowa			
Interglacjał małopolski	Piaski i mułki rzeczno-jeziorne — $f_{pm} Q_{p^2}^K$	Akumulacja rzeczno-jeziorna			
Zlodowacenie Nidy	Stadiał górny	Piaski wodnolodowcowe — $f_{p} Q_{p^2}^{N3}$	Akumulacja wodnolodowcowa. Erozja		
		Gliny zwałowe — $g_{gzW} Q_{p^2}^{N3}$	Akumulacja lodowcowa		
		Mułki i łył zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^2}^{N3}$	Akumulacja zastoiskowa Transgresja ładolodu		
	Interstadiał	Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pż} Q_{p^2}^{N1-3}$	Akumulacja rzeczna Erozja		
Stadiał dolny	Piaski wodnolodowcowe — $f_{p} Q_{p^2}^{N1}$	Akumulacja wodnolodowcowa Erozja			
	Gliny zwałowe — $g_{gzW} Q_{p^2}^{N1}$	Akumulacja lodowcowa			
Interglacjał augustowski	Piaski, mułki i torfy rzeczne, miejscami jeziorne i gliny deluwialne — $f_p Q_{p^{1-2}}$	Wielocykliczna akumulacja rzeczna, jeziorna i deluwialna			
Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi	Stadiał górny Mułki ilaste i piaski z detrytusem roślinnym zastoiskowe — $b_{mip} Q_{p^1}^{A3}$	Akumulacja zastoiskowa		
Gliny zwałowe — $g_{gzW} Q_{p^1}^{A3}$		Akumulacja lodowcowa			

Czwar torzęd	Plejstocen	Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi	Interstadial	Piaski jeziorne — $li Q_p^{A1-3}$	Akumulacja jeziorna
				Stadial dolny	Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_p^{A1}$	Akumulacja lodowcowa
				Mułki piaszczyste i piaski glaukonitowe paleocenu jako kry w utworach plejstocenijskich — $Pc Q_p$		Egzaracja i akumulacja lodowcowa
				Kreda pizająca, wapienie i gezy kampanu jako kry w utworach plejstocenijskich — $kp Q_p$		
Neogen	Miocen			Piaski, mułki i ily z wkładkami węgla brunatnego — pM	Akumulacja lądowa w rozległych jeziorzyskach	
Paleogen	Eocen – oligocen			Piaski, mułki i ily — $pE-OI$	Akumulacja morska, lagunowa	
	Paleocen			Kreda pizająca, margle, mułowce, piaski glaukonitowe i opoki — $kpme PC$		
Kreda	Kreda górna	Kampan		Kreda pizająca, wapienie i gezy — $kp Cr_{cp}$		Procesy krasowe Wynurzenie obszaru Akumulacja morska
		Santon		Mułowce i kreda pizająca z krzemieniami — $mckp Cr_{st}$		

W eocenie górnym w brakicznym zbiorniku morskim akumulowane były osady piaszczysto-mułkowe, które stwierdzono w sąsiedztwie. W oligocenie dolnym w płytkich zbiornikach morskich i słodkowodnych lagunach składane były osady piaszczyste, miejscami mułkowe, znane z obszarów sąsiednich. W oligocenie środkowym nastąpiło wynurzenie obszaru i przez pozostałą część tego okresu trwały procesy erozyjne. W miocenie miała miejsce akumulacja osadów piaszczysto-ilastych z wkładkami węgla brunatnego. W plejstocenie dolnym omawiany teren był denudowany. Proces ten trwał do początku zlodowacenia Narwi. Łądolód tego zlodowacenia przykrył dwukrotnie obszar arkusza. W części centralnej, w obniżeniach podłoża czwartorzędowego, zachowały się gliny zwałowe oraz osady jeziorne. Na południu i w centrum obszaru, po etapie wstępnej erozji, akumulowane były osady interglacjału augustowskiego, które zachowały się częściowo. Następnie do obszaru arkusza zbliżył się łądolód stadiału dolnego zlodowacenia Nidy. Początkowo miały miejsce procesy egzaracyjne i glaci-tektoniczne. Etap akumulacji glacialnej zaznaczył się złożeniem glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych, które zachowały się tylko częściowo, ponieważ podczas recesji łądolodu tego stadiału były one silnie niszczone przez wody roztopowe. W interstadiale początkowo miała miejsce erozja rzeczna, a następnie w dolinach akumulowane były osady rzeczne. Następnie na omawiany teren wkroczył łądolód stadiału górnego zlodowacenia Nidy. Występowała wówczas egzaracja i mogły trwać

procesy glacitektoniczne. Etap sedymentacji glacialnej zaznaczył się złożeniem poziomych glin zwałowych. W czasie recesji lądolodu gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Nidy były erodowane przez wody roztopowe. W tym czasie były akumulowane osady wodnolodowcowe. W czasie interglacjału małopolskiego dominowała erozja, a następnie akumulacja osadów rzeczno-jeziornych, szczególnie intensywna na północy obszaru. Transgresja lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 rozpoczęła się erozją i egzaracją lodowcową. Nastąpiło zatamowanie odpływów wód i złożenie osadów zastoiskowych. Z etapu akumulacji glacialnej pozostał poziom glin zwałowych, które były niszczone przez erozję w czasie recesji lądolodu. Następnie akumulowane były osady wodnolodowcowe.

W wyniku transgresji, postępu i zaniku lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1, pozostał poziom glin zwałowych, który następnie został bardzo silnie zniszczony, porożrywany przez erozję wodną i nadbudowany osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi złożonymi w czasie recesji lądolodu.

W interglacjale ferdynandowskiej formowały się rzeki. Początkowo miała miejsce erozja, a następnie akumulowane były miększe osady rzeczne znane wyłącznie z Brzozowa i Małyszówki.

W wyniku transgresji, postępu i zaniku na tym terenie lądolodu zlodowacenia Sanu 2, akumulowane były głównie gliny zwałowe, które zostały zniszczone w wyniku erozji przez wody lodowcowe.

W interglacjale mazowieckiej trwały procesy erozji rzecznej. Następnie w korycie rzeki akumulowane były osady okruchowe (otw. 19, 40).

Transgresja lądolodu zlodowacenia Liwca poprzedzona została procesami erozyjnymi, po których nastąpiła akumulacja osadów lodowcowych, wodnolodowcowych i zastoiskowych.

Ocieplenie klimatu w czasie interglacjału Zbójna doprowadziło do rozwoju sieci rzecznej i akumulacji osadów rzecznych (otw. 19, 40).

W czasie transgresji lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Odry, w wyniku zatamowania odpływów osadzały się utwory zastoiskowe. W etapie akumulacji glacialnej złożone zostały gliny zwałowe, które uległy zniszczeniu w czasie recesji lądolodu. W interstadiale, dzielącym dwa epizody glacialne zlodowacenia Odry, uformowały się koryta rzek, które następnie były wypełnione osadami rzeczno-jeziornymi. Następny epizod glacialny zlodowacenia Odry – stadiał górny – rozpoczął się erozją, po czym akumulowane były osady zastoiskowe, gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe.

Transgresję lądolodu zlodowacenia Warty poprzedziło ocieplenie klimatu w interglacjale lubawskiej i akumulacja osadów rzecznych (otw. 19).

Ponowne ochłodzenie doprowadziło do transgresji lądolodu zlodowacenia Warty. Lądolód stadiału dolnego tego zlodowacenia pokrył cały omawiany obszar. Początkowo miała miejsce akumulacja zastoiskowa, a następnie glacialna podczas której złożone zostały gliny zwałowe. W czasie recesji lądolodu stadiału dolnego w wyniku erozji niszczone były gliny zwałowe i odbywała się akumulacja zastoiskowa i wodnolodowcowa.

Po glacialnym epizodzie stadiału dolnego nastąpiło ocieplenie, podczas którego akumulowane były piaski rzeczne.

Kolejne ochłodzenie spowodowało transgresję lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty. W wyniku zatamowania odpływów złożone zostały osady wodnolodowcowe i lokalnie zastoiskowe. W czasie akumulacji glacialnej akumulowane były gliny zwałowe. Następnie podczas postępu lądolodu, na południu obszaru, powstawały wzniesienia moren czołowych, a w strefach rozpadu arealnego – kemy.

W wyniku deglacji obszaru, w czasie stadiału górnego zlodowacenia Warty, następowały postępy czoła lądolodu, wzdłuż którego powstały moreny czołowe (okolice Poganicy, Podjałówki i Budna). Lądolód przekroczył i piętrzył złożone osady piaszczysto-żwirowe. W czasie akumulacji glacialnej osadzone były gliny zwałowe, a na południe od Makowlan powstała forma ozowa. Na północ od moren czołowych lądolód pozostawiał bryły martwego lodu. W strefie tej powstały zagłębienia końcowe (wytopiskowe), a na ich obrzeżu moreny martwego lodu i kemy. Niektóre wytopiska były włączane w szlaki odpływu wód roztopowych.

W okresie interglacjału eemskiego, w kilkunastu zagłębieniach po martwym lodzie, powstały jeziora, w których osadzały się osady organiczne.

W następnym okresie chłodnym – stadiale środkowym zlodowacenia Wisły zachodziły procesy erozji, a następnie akumulacji. W czasie akumulacji glacialnej złożony został poziom glin zwałowych. Funkcjonowały wielkie rzyny subglacialne i supraglacialne Sidry, Mościchy i Suchodoliny. W wyniku deglacji następowały w tym czasie liczne postępy czoła lądolodu, co spowodowało powstanie moren czołowych. W schyłkowym okresie formowały się kemy, moreny martwego lodu, moreny wyciśnięcia i najmłodsze poziomy sandrowe. W końcowym okresie ochłodzenia rozwijały się doliny rzeczne, a formy polodowcowe były rozcinane przez wody. W tym też czasie powstawały tarasy rzeczne nadzalewowe, znane głównie z doliny Sidry.

Schyłek plejstocenu to czas rozwoju procesów wietrzeniowych i erozyjnych zrównujących wysoczyzny i powierzchnie sandrowe oraz modelujących krawędzie. W tym okresie rozwijały się też procesy eoliczne. Tworzyły się pokrywy deluwialne.

Początek holocenu zaznaczył się erozją w dolinach rzecznych, a następnie akumulacją rzeczna i formowaniem się tarasów zalewowych. W niektórych zagłębieniach bezodpływowych i w zamartwych odcinkach dolin rzecznych osadzały się namuły, gytie oraz osady organiczne, dające początek torfowiskom. Formy antropogeniczne to głównie wyrobiska piasków i żwirów oraz kredy jeziornej.

IV. PODSUMOWANIE

Opracowany arkusz Dąbrowa Białostocka (225) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 przybliżył poznanie budowy geologicznej północnej części Wzgórz Sokólskich. Wykonanie szczegółowego zdjęcia geologicznego, prace wiertnicze, analiza materiałów archiwalnych, badania litologiczne, geofizyczne i palinologiczne pozwoliły na rozpoznanie osadów kredowych, paleogeńskich,

neogeńskich i czwartorzędowych w zakresie ich genezy i wieku. W utworach czwartorzędowych wydzielono osady zlodowaceń: najstarszych (Narwi), południowopolskich (Nidy, Sanu 1, Sanu 2) środkowopolskich (Warty i Odry), północnopolskich (Wisły) oraz rozdzielające je osady interglacjałów: augustowskiego, ferdynandowskiego, wielkiego (mazowieckiego, zlodowacenia Liwca i Zbójna) oraz eemskiego.

Osady interglacjału augustowskiego i eemskiego zostały rozpoznane w profilach otworów wiertniczych na podstawie badań litologicznych i palinologicznych, a ich rozprzestrzenienie – przy pomocy badań geofizycznych.

Pomimo dość dobrego rozpoznania budowy geologicznej obszaru arkusza Dąbrowa Białostocka pozostały jeszcze do rozwiązania następujące zagadnienia:

- budowa podłoża podczwartorzędowego na głębokości ponad 300 m;
- badania osadów interglacjału eemskiego;
- dokładne rozpoznanie budowy geologicznej ostańca nazywanego Karpackimi Górami.

Korelacja wielu serii glacialnych i międzymorenowych plejstocenu jest dyskusyjna. W tym świetle bardzo istotne powinno być dalsze poznanie budowy utworów czwartorzędowych i podłoża (szczególnie datowanie tych osadów).

Warszawa, 2009 r.

LITERATURA

- B a n a s z u k H . , 1993 — Granslands and meadow management in the Biebrza Valley. IMUZ. Falenty, Poland and Utrecht University, Utrecht. Dutch.
- B a n a s z u k H . , 2004a — Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- B a n a s z u k H . , 2004b — Główne rysy terenów związanych genetycznie ze zlodowaceniem Wisły na Nizinie Północnopodlaskiej. *W*: 11. Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30.08–3.09.2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a n a s z u k P . , 2004c — Geneza i rozwój rzeźby Kotliny Biebrzańskiej, 2. Biebrzański Park Narodowy. Goniądz, Warszawa.
- B e r A . , 1972a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sokółka, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- B e r A . , 1972b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sokółka, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- B e r A . , 1972c — Objąśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Sejny i Sokółka. Inst. Geol., Warszawa.
- B e r A . , L i s i c k i S . , 2004 — Budowa geologiczna, stratygrafia i litostratygrafia Wysoczyzny Białostockiej. *W*: 11. Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30.08–3.09.2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B e r A . , 2006 — Mapa glacictektoniczna Polski 1:1000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Bińka K., 2007 — Analiza pyłkowa prób z otworów kartograficznych z ark. Dąbrowa Białostocka: Profile WH S-11, Jałówka „N”; Wh- S-123, Jurasze; Wh-S-176, Kalwińszczyzna; Wh-S-202, Jałówka „S”. Arch. Przeds. Geol. „Polgeol”, Warszawa.
- Bińka K., 2008 — Analiza prób kartograficznych z profili P-V Nerošno, P-VI Brzozowo, PVI Wólka. Arch. Przeds. Geol. „Polgeol”, Warszawa.
- Bitner K., 1957 — Trzy stanowiska flory interglacjalnej w okolicach Sidry. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 118.
- Boratyn J., 2006a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sokółka (264) i Sokółka E (1079). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Boratyn J., 2006b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sokółka (264) i Sokółka E (1079). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Czaplicka J., 1952 — Opracowanie geologiczne 13 profili badawczych z utworami interglacjalnymi z okolic Sokółki na Podlasiu (rejon Zacisza). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R., 1987 — Korelacja danych teledetekcyjnych i geofizycznych za pomocą technik cyfrowych. *Prz. Geol.*, **35**, 8–9.
- Fedorowicz S., Laskowski K., Lindner L., 1995 — O możliwości dalszego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły w świetle datowań TL osadów lodowcowych w północnej części Wysoczyzny Białostockiej. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 941–944.
- Gawor-Biedowa E., 1966 — Osady górnej kredy północno-wschodniej Polski w świetle badań mikropaleontologicznych. *Kwart. Geol.* **10**, 3.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jagodzińska B., Kalitiuk R., 2001 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lipsk. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jagodzińska B., Kalitiuk R., 2007 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Dąbrowa Białostocka. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jeleński O., 2008 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dąbrowa Białostocka (225). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kajak A., 1985 — Immediate and remote ecological consequences on the peatland drainage. 123. IMUZ, Falenty. Poland and Utrecht University, Utrecht. Dutch.
- Kacprzak L., Lisicki S., 2007a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000, ark. Sztabin (186). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kacprzak L., Lisicki S., 2007b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztabin (186). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kmieciak M., 2005 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowowola (263). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kmieciak M., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowowola (263). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

- Kozłowski I., 2005 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Suchowola (224). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kozłowski I., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Suchowola. (224). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krzywicki T., 2005a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lipsk (187). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krzywicki T., 2005b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 :50 000, ark. Lipsk (187). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kupryjanowicz M., 2004a — Interglacjał eemski i wczesny vistulian na Wysoczyźnie Białostockiej. *W: 11 Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30.08–3.09.2004.* Państw. Inst. Geol., Warszawa: 11–13.
- Kupryjanowicz M., 2004b — Polodowcowa historia roślinności Kotliny Biebrzańskiej w świetle badań palinologicznych, 2. Wszechnica Biebrzańska., Osowiec-Twierdza., Biebrzański Park Narodowy, Goniądz, Warszawa.
- Kupryjanowicz M., 2007 — Zmiany poziomu wody w eemskich jeziorach i torfowiskach północnego Podlasia. *Prz. Geol.*, **55**, 4.
- Lindner L., 1988 — Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związku Radzieckiego. *Prz. Geol.*, **36**, 11.
- Lindner L., Bogucki A., Jełowiczewa J., Marciniak B., Wojtanowicz J., 2004 — Problem braku przykrycia morenowego większości stanowisk interglacjału mazowieckiego (aleksandryjskiego, lichwińskiego) w przygranicznych obszarach Polski, Białorusi i Ukrainy. *W: 11 Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30.08–3.09.2004.* Państw. Inst. Geol., Warszawa: 54–56.
- Lisicki S., 1996 — Plejstocen Pojezierza Mrągowskiego (praca doktorska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lisicki S., Winter H., 1999 — Mrągowian and Brokian, new stratigraphic units of Middle Pleistocene in north-eastern Poland. *Kwart. Geol.*, **43**.
- Liwski S., Maciak F., Okruszko H., Churski T., Gotkiewicz J., Oświt J., Pacowski R., Szuniewicz J., Żurek S., 1993 — Characteristics of soil formations and their evolution due to draining and different utilization. IMUZ, Falenty, Poland and Utrecht University, Utrecht., Dutch.
- Maksiak S., Wełniak A., 1997 — Projekt prac geologicznych dla opracowania arkuszy: Suchowola (224), Dąbrowa Białostocka (225) i Nowy Dwór (226) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol.-PIB, Warszawa.
- Marks L., Pawłowska I., 2004 — Zasięgi zlodowaceń plejstocenijskich na obszarze wschodniej Polski i zachodniej Białorusi. *W: 11. Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30.08–3.09.2004.* Państw. Inst. Geol., Warszawa: 8–11.
- Majewska A., 2007a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rygałówka (188). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Majewska A., 2007b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 :50 000, ark. Nowy Dwór. (226). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Majewska A., 2008a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark, Rygałówka (188). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

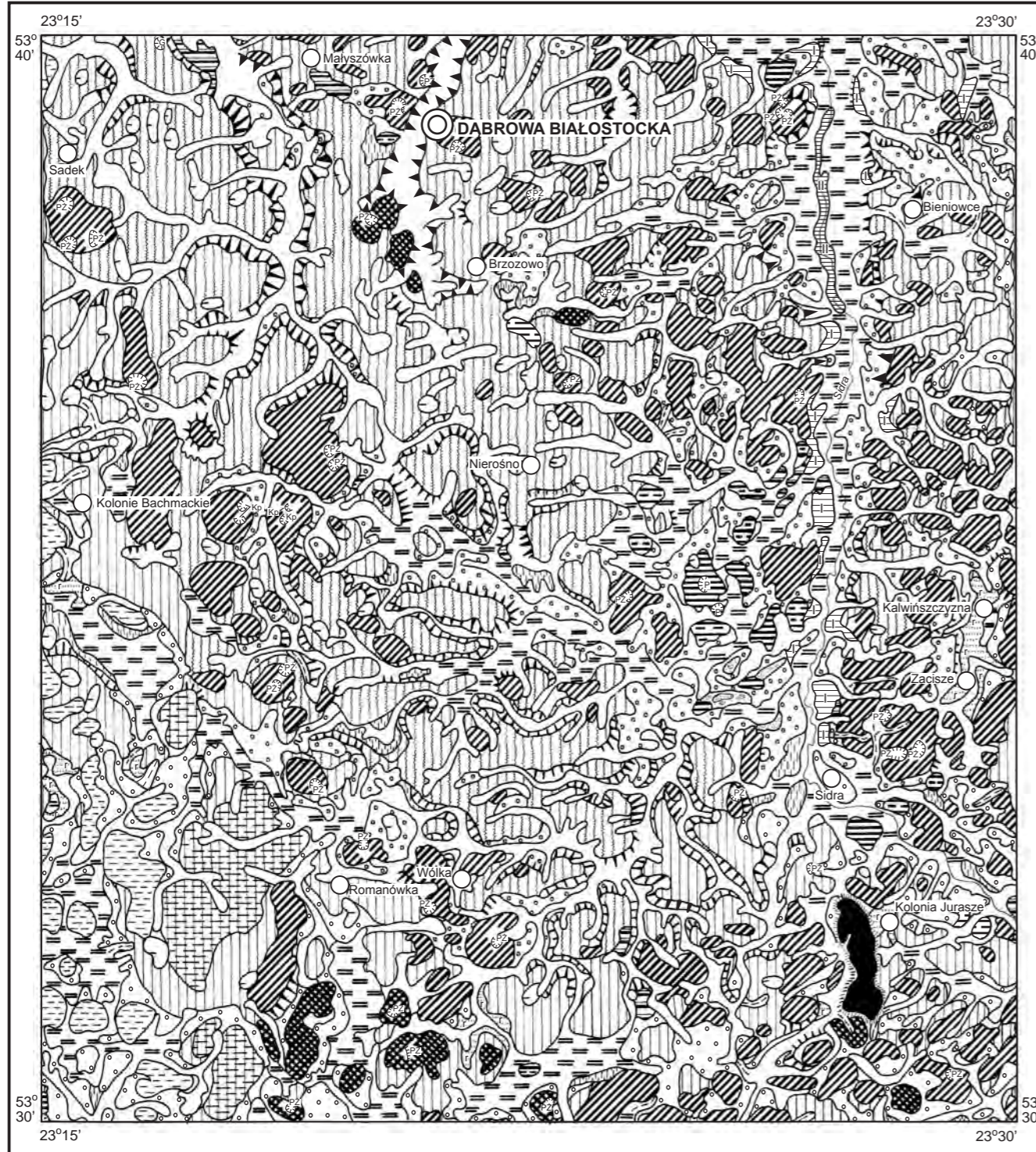
- Majewska A., 2008b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 :50 000, ark. Nowy Dwór (226). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Micun K., 2004 — Zasięgi lądolodów zlodowacenia Wisły na obszarze Kotliny Biebrzńskiej. *W: 11 Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej*. Supraśl, 30.08–3.09.2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 59–62.
- Mojski J.E., 2004 — O morfogenezie północnego Podlasia. *W: 11 Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej*. Supraśl, 30.08–3.09.2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 63–65.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemia Polskie w czwartorzędzie (zarys morfogenezy). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., 2001 — Czy ostatnie zlodowacenie obejmowało wschodnie Mazowsze i Podlasie? *Prz. Geol.*, **49**, 6: 551–558.
- Pajnowska H., Poźniak R., Wienclaw E., 1993 — Ground waters of the Biebrza Valley. IMUZ Falenty, Poland and Utrecht University. Utrecht. Dutch.
- Paruch-Kulczycka J., 2008 — Opracowanie mikropaleontologiczne próbek geologicznych pochodzących ze stanowisk: P-VI Brzozowo, P-V Nierośno, P-VI Wólka wykonanych na potrzeby SMGP 1:50 000, ark. Dąbrowa Białostocka (225). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Pietkiewicz J., 1950 — Mapa Geologiczna Polski 1: 300 000, ark. Białystok, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Płonczyński J., Kurek S., Preidl M., 2009a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jasionówka (262). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Płonczyński J., Kurek S., Preidl M., 2009b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jasionówka (262). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pożaryski W., 1959 — Budowa geologiczna Polski. Przekroje przez Polskę. Wyd. Geol., Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Twarogowski J., 1998 — Badania dynamiki zasolenia wód podziemnych metodami geofizycznymi. *Ochrona litosfery*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 130–132.
- Uberna T., 1974 — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niżu Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 93–103.
- Wrotek K., 1995 — Nowe stanowisko interglacjału eemskiego w rejonie Szepietowa (woj. łomżyńskie). *Prz. Geol.*, **43**, 4: 317–318.
- Wrotek K., 2002a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kosów Lacki (454). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2002b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czyżew (416). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2002c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czyżew (416). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2003a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kosów Lacki (454). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Wrotek K., 2003b — Znaczenie występowania osadów eemskich dla rekonstrukcji recesji lądolodów zlodowaceń środkowopolskich. Określenie sposobu ich poszukiwania oraz zastosowanie dla określania stratygrafii osadów najpłytszego plejstocenu wschodniej Polski przy opracowywaniu SMGP w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wrotek K., 2007 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark Sadowne (453). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2008a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 :50 000, ark. Sadowne (453). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2008b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark Strzegowo Osada (368). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2008c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 :50 000, ark. Strzegowo Osada (368). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2008d — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark Sochocin (408). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 :50 000, ark. Sochocin (408). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wywicka K., 1952 — Zestawienie otworów wykonanych w otoczeniu wyrobisk eksploatacyjnych kredy piszącej – kry kampanu w Koloniach Bachmackich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wysota W., Sokołowski R., Rządkowski R., Molewski P., Szmańda J., 2004 — Stratygrafia nasunięć glacialnych i dynamika ostatniego zlodowacenia Wisły w Polsce. *W*: 11 Konferencja – Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30.08–3.09.2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 81–83.
- Żurek S., 1993a — Geomorphology of the Biebrza Valey. Towards protection and sustainable use on the Biebrza Wetlands. Exchange and integration of research results for the banefit of a Polish-Dutch Joint Research Plan. IMUZ, Falenty, Poland and Utrecht University, Utrecht, Dutch.
- Żurek S., 1993b — Relief, geologic structure and hydrography of the Biebrza ice-marginal Valey. IMUZ Falenty, Poland and Utrecht University, Utrecht, Dutch.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Dąbrowa Białostocka (225)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe:
 - akumulacyjne
 - spiętrzone
 - Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy lodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Równiny zastoiskowe
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacialne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i przez nie przekształcone
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Krawędzie: a. wysoczyzny, b. tarasów
- Doliny, parowy, młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

- Wzgórza morenowe przekształcone
- Pagórki morenowe przekształcone
- Długie stoki

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

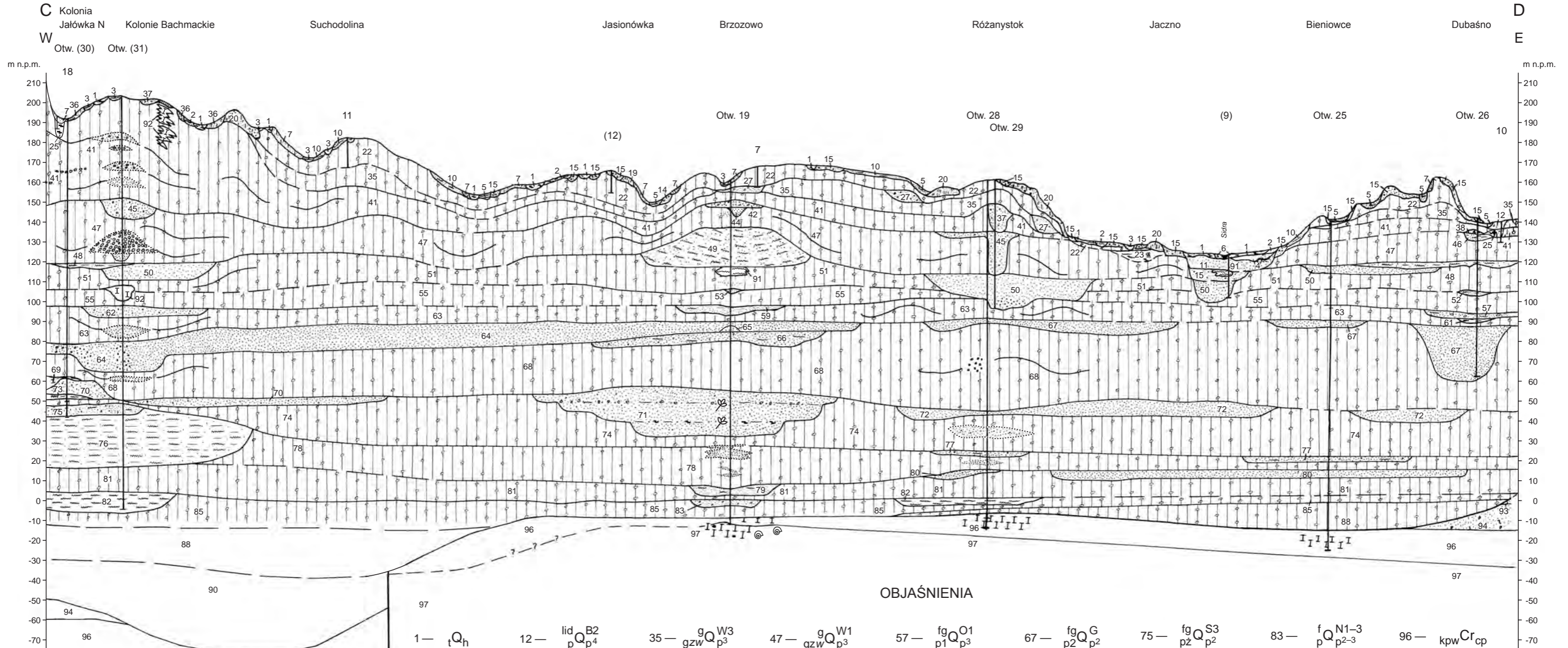
Formy antropogeniczne

- Piaskownie-żwirownie (PZ), piaskownie (P), glinianki (G), wyrobiska po kredzie piszącej (Kp)

Opracował: K. WROTEK

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala pozioma 1:50 000



OBJAŚNIENIA

	Żwiry		Namuly
	Piaski		Gliny zwalowe
	Mułki		Kreda pisząca
	Iły		Torfy

1 — t _{Qh}	12 — lid _p ^{B2} _{Qp4}	35 — gzw _p ^Q _{W3}	47 — gzw _p ^Q _{W1}	57 — fg _{p1} ^Q _{O1}	67 — fg _{p2} ^Q _G	75 — fg _{p2} ^Q _{S3}	83 — f _p ^Q _{N1-3}	96 — kpw _{Cr} _{cp}
2 — n _p ^Q _h	15 — pż ₂ ^Q _{B2} _{p4}	37 — fg _{p3} ^Q _{W2}	48 — mi ₁ ^Q _{W1}	59 — pm _{p2-3} ^Q _Z	68 — gzw _{p2} ^Q _G	76 — mi _p ^Q _{S3}	85 — gzw _{p2} ^Q _{N1}	97 — mckp _{Cr} _{st}
3 — nt _{Qh}	19 — ^{gw} gf _{p4} ^Q _{B2}	38 — b _{p3} ^Q _{W2}	49 — f _{p3} ^Q _L	61 — mi ₂ ^Q _C _{p2-3}	69 — b _{p2} ^Q _G	77 — fg _{p2} ^Q _{S1}	88 — gzw _{p1} ^Q _{A3}	
4 — gy _{Qh}	20 — ^{gc} gc _{p4} ^Q _{B2}	41 — gzw _{p3} ^Q _{W2}	50 — fg _{p3} ^Q _{O3}	62 — fg _{p2-3} ^Q _C	70 — fg _{p2} ^Q _G	78 — gzw _{p2} ^Q _{S1}	90 — gzw _{p1} ^Q _{A1}	
5 — pn _{Qh}	22 — gzw _{p4} ^Q _{B2}	42 — fg _{p3} ^Q _{W2}	51 — gzw _{p3} ^Q _{O3}	63 — gzw _{p2-3} ^Q _C	71 — pż _{p2} ^Q _F	79 — f-li _{p2} ^Q _K	91 — p _c ^Q _p	
6 — f _{p1} ^Q _h ^(t)	23 — mi ₁ ^Q _{B2} _{p4}	44 — f _{p3} ^Q _{W1-2}	52 — b _{p3} ^Q _{O3}	64 — fg _{p2-3} ^Q _C	72 — fg _{p2} ^Q _{S3}	80 — fg _{p2} ^Q _{N3}	92 — kp _p ^Q _p	
7 — d _p ^Q _g	25 — lif _t ^Q _{p3-4}	45 — fg _{p3} ^Q _{W1}	53 — pm _{p3} ^Q _{O1-3}	65 — mi ₁ ^Q _C _{p2-3}	73 — mi _{p2} ^Q _{S3}	81 — gzw _{p2} ^Q _{N3}	93 — p _M	
10 — ppy _Q	27 — fg _{p3} ^Q _{W3}	46 — b _{p3} ^Q _{W1}	55 — gzw _{p3} ^Q _{O1}	66 — f _{p2-3} ^Q _M	74 — gzw _{p2} ^Q _{S3}	82 — b _{p2} ^Q _{N3}	94 — p _{E-OI}	
11 — f _{p4} ^Q _{B2} ^(t)								

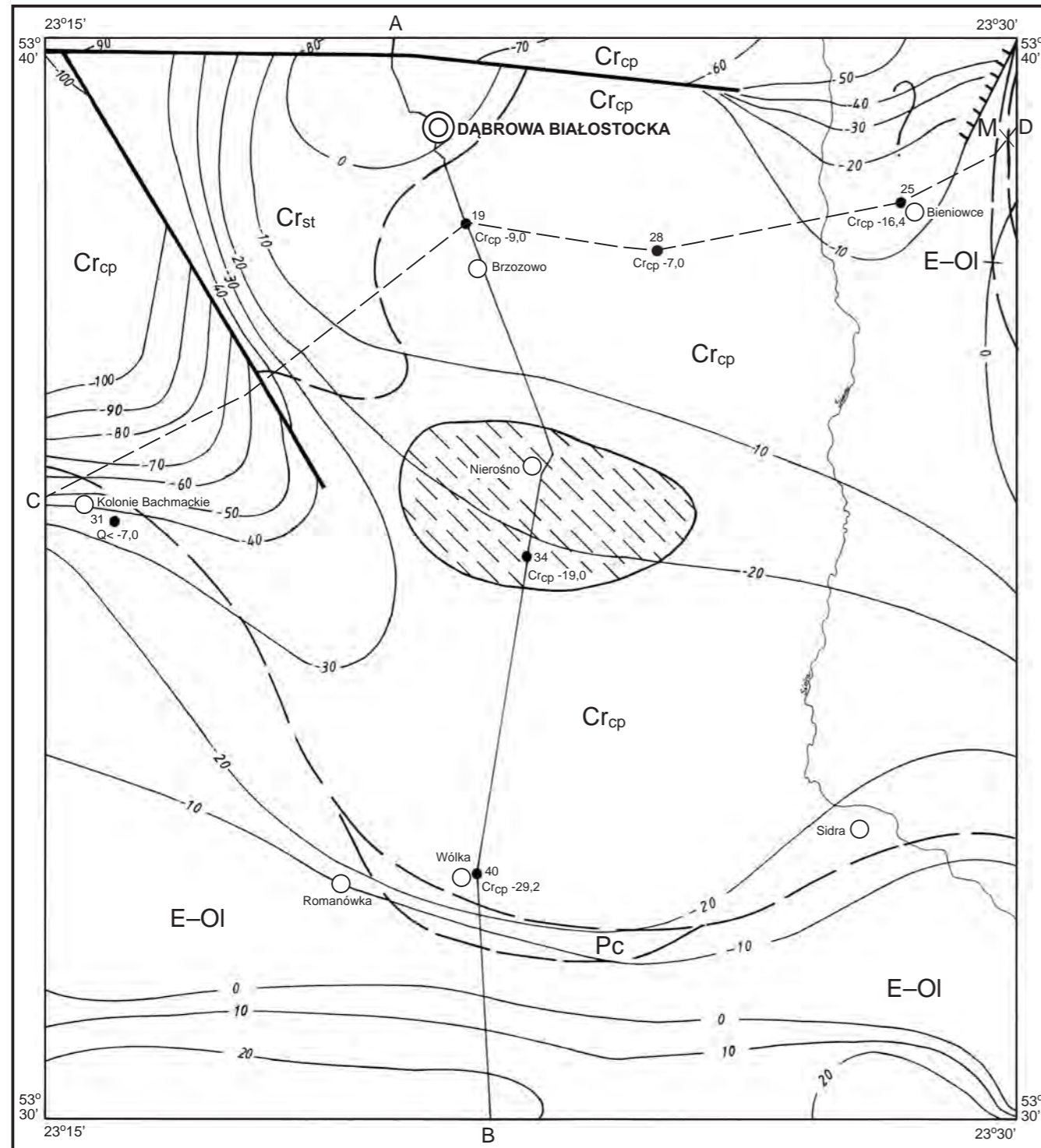
U w a g a: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracował: K. WROTEK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Dąbrowa Białostocka (225)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



NEOGEN	MIOCEN	M	Piaski, mułki i ility z wkładkami węgla brunatnego	
	EOCEN-OLIGOCEN	E-OI	Piaski, mułki i ility	
PALEOGEN	PALEOCEN	Pc	Kreda pizżąca, margle, mułowce, piaski glaukonitowe i opoki	
	KREDA GÓRNA	Cr _{cp}	Kreda pizżąca, wapienie i gezy	KAMPAN
Cr _{st}		Mułowce i kreda pizżąca z krzemieniami	SANTON	

Obszar skawernowania krasowego stropu osadów kredowych

Granice geologiczne

-20- Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.

Uskoki

Krawędzie

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Cr_{cp} - kampan; liczba - wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w utworach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

C — D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracował: K. WROTEK