



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY



Opracował: JÓZEF EDWARD MOJSKI

Zreambulowali: RADOSŁAW PIKIES, LESZEK ZALESZKIEWICZ

Główni koordynatorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI, B. PRZYBYLSKI
Koordynatorzy regionalni — W. MORAWSKI, L. ZALESZKIEWICZ

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Gdańsk (27)
(z 1 fot., 5 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2020

Autor: Józef Edward MOJSKI¹, 1979 r.
Autorzy reambulacji: Radosław PIKIES², Leszek ZALESZKIEWICZ², 2013 r.

¹Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

Redakcja merytoryczna: Zofia KLIMCZAK, Agnieszka ŁUKASIK

ISBN 978-83-66239-90-6

PIG-PIB, Warszawa 2020

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu.	11
III. Budowa geologiczna	18
A. Stratygrafia.	18
1. Kreda	20
a. Kreda górna	20
Kampan	20
2. Paleogen	21
a. Eocen + oligocen	22
3. Neogen	26
a. Miocen	26
4. Czwartorzęd	30
a. Plejstocen	30
Zlodowacenia najstarsze	32
Zlodowacenie Narwi	32
Zlodowacenia południowopolskie.	32
Zlodowacenie Nidy	33
Zlodowacenie Sanu 1	33
Stadiał dolny	33
Stadiał górny	34
Zlodowacenie Sanu 2	34
Zlodowacenia środkowopolskie	35
Zlodowacenie Odry	35
Zlodowacenie Warty	37
Zlodowacenia północnopolskie	41
Zlodowacenie Wisły	41
Stadiał dolny	42
Stadiał środkowy	44
Stadiał górny	46
b. Czwartorzęd nierozdzielony	50
c. Holocen	51

B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	56
C. Rozwój budowy geologicznej	58
IV. Podsumowanie	67
L i t e r a t u r a	68

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Profil geologiczny utworów starszych od czwartorzędu na podstawie profilu otworu Sopot-Brodwino (otw. 31)

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

I. WSTĘP

Obszar arkusza Gdańsk (27) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: 54°20'–54°30' szerokości geograficznej północnej oraz 18°30'–18°45' długości geograficznej wschodniej. Jego powierzchnia całkowita wynosi 301 km². Teren arkusza, który zajmuje łąd, oszacowano na 182 km², pozostała jego część znajduje się na obszarze Zatoki Gdańskiej.

Pod względem administracyjnym omawiany obszar jest położony w północnej części województwa pomorskiego. Znajduje się on w granicach trzech miast na prawach powiatu: środkowej i północnej części Gdańska (z gminą Gdańsk), południowej części Gdyni (z gminą Gdynia) i Sopotu (z gminą Sopot), które razem tworzą obszar Trójmiasta (autorzy niniejszego opracowania posługują się nazwami dzielnic i osiedli Trójmiasta w celu jak najdokładniejszego zlokalizowania poszczególnych wydzieleń na mapie geologicznej). W obrębie terenu arkusza mieści się także północny fragment powiatu gdańskiego (z gminami Kolbudy i Pruszcz Gdański).

Obszar badań graniczy od północy z obszarem arkusza Gdynia SMGP (Mojski, 1979c, d; Pikies, Zaleszkiewicz, 2013). Od strony zachodniej sąsiaduje on z terenem arkusza Żukowo SMGP (Pikies, 2003a, b), a od południa – z obszarem arkusza Pruszcz Gdański SMGP (Mojski, 1981a, b; Pikies, 2013). Od wschodu do terenu badań przylega niewielki obszar arkusza Sobieszewo SMGP, opracowanego razem z arkuszem Drewnica (Mojski, 1987b, 1990b; Giemza, 2013).

Wschodnia, centralna i południowo-wschodnia część terenu arkusza Gdańsk jest położona w pasie Pobrzeży Południowobałtyckich, w makroregionie Pobrzeże Gdańskie (Kondracki., 2009). W granicach tego makroregionu znajduje się Pobrzeże Kaszubskie oraz niewielkie fragmenty Mierzei Wiślanej i Żuław Wiślanych. W skład Pobrzeża Kaszubskiego wchodzi też południowy fragment Kępy Redłowskiej, którego znaczna część podlega ścisłej ochronie przyrody i stanowi obszar rezerwatu. Około 90% jego powierzchni jest położone w granicach terenu badań. Rezerwat Kępa Redłowska został utworzony w 1938 r. na areale 118,6 ha. Wartość przyrodniczą stanowią tutaj zbiorowiska leśne kwaśnej buczyny niżowej i lasu bukowo-dębowego. Osobliwością florystyczną jest występowanie stanowisk jarząbu szwedzkiego na południowej granicy zasięgu tego drzewa (Praca zbiorowa, 1999).

Cały zachodni fragment terenu arkusza znajduje się w granicach wysoczyzny we wschodniej peryferyjnej części Pojezierza Kaszubskiego. Jest on przeważnie pokryty lasami, wchodzącymi w skład Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego. W obrębie tego parku, w granicach omawianego obszaru, wydzielono pięć rezerwatów przyrody. Nizinną część terenu arkusza i częściowo skrawek Żuław pokrywa intensywna zabudowa miejska i przemysłowa Gdańska.

W zachodniej części obszaru arkusza Gdańsk znajduje się większy fragment terenu Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego (TPK), który został utworzony w 1979 r. Obejmuje on peryferyjny, silnie rozdoliniony obszar wysoczyzny morenowej Pojezierza Kaszubskiego, położony na zachód od Gdańska i Sopotu. Na dużą różnorodność warunków siedliskowych i mikroklimatycznych TPK składa się bogata rzeźba młodoglacjalna, zbudowana z mozaiki utworów geologicznych, oraz niejednolite stosunki hydrogeologiczne w strefie przypowierzchniowej. Interesująca flora i fauna parku została zachowana dzięki specyficznym różnym środowiskom, które tworzą głębokie doliny potoków o charakterze podgórskim, obszary źródliskowe oraz dużą ilość torfowisk i niewielkich jezior śródleśnych.

Około 90% powierzchni TPK porastają lasy. W liczącej około 850 gatunków florze naczyniowej 40 podlega ochronie, a w tym 23 zaliczają się do zagrożonych w Polsce. Należą do nich m.in.: brzeźnica jednokwiatowa, elisma wodna, fiołek torfowy, jarzab szwedzki, jeżogłówka pokrewna, kosaciec syberyjski, kukułka Fuchsa, kukułka krwista, kukułka plamista, lobelia jeziorna, malina moroszka, podejźrzon marunowy, poryblin jeziorny, poryblin kolczasty, rosiczka długolistna, rosiczka okrągłolistna, rześl wielkoowocowa, storczyk błotny, turówka leśna, turówka wonna, turzyca bagienna i wełnianeczka darniowa. Z fauny zamieszkującej TPK najlepiej są poznane ptaki. Występują tu m.in.: bielik, jastrząb, myszołów, trzmiełojad, bocian czarny, żuraw i sowy (włochatka, uszatka i puszczyk). Z dużych ssaków żyją w parku: dzik, sarna, jeleń szlachetny, zając szarak, królik dziki, wiewiórka, lis, borsuk i inne. Na jego terenie zaobserwowano 11 gatunków płazów i pięć gatunków gadów, wśród których do rzadszych i bardziej zagrożonych zaliczają się: kumak nizinny, ropucha paskówka, rzekotka drzewna, grzebiuszka ziemna, zaskroniec zwyczajny i żmija zygzakowata.

Na terenie TPK, na obszarze arkusza, założono pięć rezerwatów przyrody. Pierwszy z nich, o nazwie Łęg nad Sweliną, utworzony w 2005 r., jest położony na granicy Sopotu i Gdyni oraz obejmuje teren powierzchni 13,4 ha. W rezerwacie rozpoznano 205 gatunków roślin naczyniowych, z których sześć podlega częściowej ochronie, m.in.: kruszczyk szerokolistny, kukułka krwista, kukułka plamista i kukułka szerokolistna. Z rzadkich ptaków można napotkać dzięcioła czarnego oraz pliszkę górską (Praca zbiorowa, 2008).

Drugi rezerwat, o nazwie Zajęcie Wzgórze, powstał w 1983 r. na powierzchni 11,7 ha. Chroni on okazałe starodrzew w zbiorowisku kwaśnej buczyny pomorskiej, położony w strefie krawędziowej wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego w granicach Sopotu. Wiek najstarszych drzew sięga tutaj 200 lat (Wilga, 2005).

Trzeci rezerwat, ródlika w Dolinie Ewy, został utworzony w 1983 r. i zajmuje w Lasach Oliwskich powierzchnię 12,0 ha. Wartość przyrodniczą rezerwatu podkreśla obecność dziesięciu gatunków, będących na liście ginących i zagrożonych roślin naczyniowych. Występują tutaj: czerniec gronkowy, fiołek przedziwny, kostrzewa leśna, kozłek bżowy, listera jajowata, manna gajowa, przetacznik górski, wawrzynek wilczełyko i wyka leśna. Florę źródliskową reprezentuje: wątrobowiec, stożka ostrokężna, mięta nadwodna i inne (Wilga, Zieliński, 2011).

Czwarty rezerwat o nazwie Wąwóz Huzarów, jest położony na powierzchni 2,8 ha w południowej części kompleksu leśnego Lasów Oliwskich. Głównym zadaniem utworzonego w 2005 r. rezerwatu jest ochrona stanowisk podrzenia żebrowca, a także takich gatunków rzadkich i chronionych roślin jak: manna gajowa, przetacznik górski, nerecznica szerokolistna, nerecznica krótkoostna i inne.

Ostatnim rezerwatem przyrody na omawianym obszarze jest Dolina Strzyży, założona w 2007 r. przy południowej granicy terenu TPK, pomiędzy dzielnicami Gdańska – Brętowem a Kiełpinkiem. Jego powierzchnia wynosi 38,5 ha. Flora naczyniowa obejmuje tutaj 185 gatunków roślin – osiem z nich podlega ochronie gatunkowej (m.in.: naparstnica zwyczajna, widłak goździsty, widłak jałowcowaty, wroniec widlasty, paprotka zwyczajna i in.), a dziesięć znajduje się na liście zagrożonych i ginących gatunków Pomorza Zachodniego (m.in.: czerniec gronkowy, dziurawiec rozesłany, fiołek przedziwny, kokorycz wątła i szczaw gajowy). W rezerwacie można napotkać lub usłyszeć objęte ochroną ptaki: dzięcioła czarnego, muchołówkę małą i pliszkę górską (Wilga, Zieliński, 2011).

Reambulacja arkusza Gdańsk została zrealizowana w Oddziale Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Gdańsku na podstawie projektu badań geologicznych (Albrycht, Marszałek, 2009), zatwierdzonego decyzją Ministra Środowiska nr DG KGgs-475-11/3839 z dnia 22.01.2010 r.

Pierwsza mapa geologiczna w skali 1:50 000 omawianego obszaru została wykonana przez Mojskiego (1979a, b). Od czasu poprzedniego opracowania kartograficznego znacznie wzrosła liczba geologicznych materiałów archiwalnych. Dotyczy to szczególnie licznych profili otworów hydrogeologicznych. W Banku Hydro zewidencjonowano na terenie arkusza 1262 otwory wiertnicze, z których ponad 200 sięga stropu podłoża czwartorzędu. Znaczącym źródłem nowych informacji jest również opracowanie Frankowskiego i Zachowicz (2007), w którym zebrano dane dotyczące 20 606 profili płytkich otworów wiertniczych. Z szacunkowych wyliczeń wynika, że na obszarze arkusza Gdańsk znajduje się 10 712 otworów.

Ważnym powodem przeprowadzenia prac reambulacyjnych jest konieczność uaktualnienia według obecnie obowiązujących schematów stratygraficznych odwzorowania geologiczno-kartograficznego (Mojski, 1979b), wykonanego zgodnie z zasadami obowiązującymi pod koniec lat 70. XX w. (Instrukcja w sprawie opracowania i wydania SMGP w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym z 1977 r.).

Konieczne stało się również uszczegółowienie obserwacji terenowych, zwłaszcza na obszarze o słabszym stopniu rozpoznania. Reambulacyjne prace terenowe zrealizowano w latach 2011–2012. Objęły one głównie obszar wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, leżący w granicach Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego. Ten teren nie był dotychczas szczegółowo rozpoznany pod kątem geologiczno-inżynierskim, w przeciwieństwie do pozostałej części obszaru arkusza. Zgodnie z projektem badań na obszarach o bardziej skomplikowanej budowie geologicznej wykonano 234 punkty dokumentacyjne (głównie sondy ręczne) o łącznym metrażu 650 m. Wzdłuż trasy projektowanego przekroju geologicznego oraz w rejonach o bardziej złożonej budowie odwiercono również 43 sondy mechaniczne o łącznej głębokości 500 m. W dolinnym obniżeniu rynny kackiej (punkt dok. 3 – tab. 1), wypełnionego osadami akumulacji biogenicznej, wykonano sondę torfową (głębokość 3,5 m). Z gytii i torfów występujących w rynnie pobrano 20 próbek do badań palinologicznych i 10 próbek do analiz mikropaleontologicznych. Z wyników badań palinologicznych 18 próbek uzyskano interesujące dane dotyczące historii zbiornika wodnego, który funkcjonował w tej rynnie (w północno-zachodniej części terenu arkusza). Analizy mikropaleontologiczne nie dały natomiast pozytywnych wyników, bowiem materiał okazał się płonny. Materiały archiwalne i informacje zebrane podczas badań terenowych posłużyły do wykonania opracowania reambulacyjnego arkusza Gdańsk. W jego ramach nakreślono nową mapę geologiczną powierzchniową, a także przekrój geologiczny, którego linię poprowadzono południkowo przez obszar wysoczyzny morenowej.

Jak wspomniano już wcześniej, pierwsze kartograficzne opracowanie terenu arkusza Gdańsk powstało w latach 70. XX w. (Mojski, 1979a, b) na podstawie map geologicznych pruskiej służby geologicznej, opublikowanych w skali 1:25 000 (Zeisse, 1903a, b, c), oraz licznych danych archiwalnych. Nie wykonano wówczas kompleksowego zdjęcia geologicznego, jednak w ramach prac terenowych sprawdzono przebieg wychodni ważniejszych poziomów stratygraficznych. W celu poznania struktury i tekstury osadów oraz ich pozycji stratygraficznej zbadano wszystkie dostępne odsłonięcia (80 odsłonień). Zrealizowano również badania petrograficzne poziomów glin zwałowych występujących w odkrywkach. W trakcie konstruowania profilu utworów czwartorzędowych i ich podłoża wykorzystano profile 884 otworów archiwalnych (100 zaznaczono na mapie geologicznej).

Historia badań geologicznych oraz przegląd literatury powstałej do 1979 r. zostały przedstawione w wyczerpujący sposób w pierwszym opracowaniu obszaru arkusza Gdańsk (Mojski, 1979a). Warto jednak przypomnieć, że pierwsze badania osadów czwartorzędowych oraz ich podłoża wykonała na przełomie XIX i XX w. i na początku XX w. pruska służba geologiczna. Przeprowadzono prace kartograficzne i sporządzono opisy profili otworów studziennych, z których niektóre zostały zakończone w utworach neogenu i paleogenu oraz kredy górnej.

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Tabela 1

Numer punktu		Rodzaj punktu*	Lokalizacja	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	SM 5	sm	Gdynia- -Mały Kack	106,0	11,5	Przekrój geologiczny A–B
2	dane z literatury	od	Gdynia (Cypel Redłowski)	30,0	próbka punktowa	Datowania metodą termoluminescencji (TL) osadów wodnolodowcowych ***
3	236-s	so	Gdynia- -Wielki Kack	100,5	3,5	Badania biostratygraficzne torfów (Miotk-Szpiganowicz, 2012)
4	SM 11	sm	Sopot (lasy na NE od Leśnej Polany)	127,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
5	SM 10	sm	Sopot – rejon sanatorium	122,0	10,0	Przekrój geologiczny A–B
6	SM 9	sm	Sopot- -Kamienny Potok	115,0	13,0	Przekrój geologiczny A–B
7	dane z literatury	od	Gdynia-Kolibki (klif morski)	10,0–18,0	8,0 m	Badania petrograficzne glin**
8	SM 12	sm	Sopot (lasy na NNE od Leśnej Polany)	109,0	15,0	Przekrój geologiczny A–B
9	OL/1-2	wk	Gdańsk-Oliwa–Sopot-Wyścigi (lasy)	95,0	2,0	Dwa datowania metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) osadów wodnolodowcowych*****
10	GW A	wk	Gdańsk-Przymorze	2,5	1,2	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
11	OL/3	od	Lasy Oliwskie (Głiniasta Droga)	135,0	1,5	Jedno datowanie metodą OSL osadów wodnolodowcowych*****
12	dane z literatury	od	Lasy Oliwskie (Dwór III na ul. Polanki)	80,0–100,0	20,0	Badania petrograficzne glin**
13	GW H	wk	Gdańsk-Przymorze	4,5	1,2	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
14	SM 33	sm	1,5 km na NW od Gdańska-Złotej Karczmy	138,0	13,5	Przekrój geologiczny A–B
15	SM 39	sm	1 km na ESE od Gdańska-Złotej Karczmy	106,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
16	dane z literatury	od	Gdańsk-Brętowo	85,0–100,0	15,0	Badania petrograficzne glin**
17	GW J	wk	Gdańsk-Stogi	4,8	0,5	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
18	C 2	sm	Gdańsk-Nowy Port	1,9	12,9	Datowania metodą radiowęglową (¹⁴ C) skorupki małży****
19	GW N1	wk	Gdańsk-Stogi	3,5	1,4	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
20	L 4	sm	Gdańsk-Stogi	0,3	4,7	Datowania metodą radiowęglową (¹⁴ C) skorupki małży****
21	GW B	wk	Gdańsk-Stogi	10,5	2,6	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
22	GW 05	wk	Gdańsk-Stogi	6,5	1,0	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
23	GW P	wk	Gdańsk-Stogi	4,5	1,3	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
24	Stogi 2	sm	Gdańsk-Stogi	3,5	11,3	Datowania metodą radiowęglową (¹⁴ C) torfów i namulów organicznych****
25	GW 04	wk	Gdańsk-Stogi	9,5	1,2	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
26	SM 41	sm	Gdańsk-Jasień (Staw Wróbla)	100,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
27	SM 43	sm	Gdańsk-Ujeścisko	87,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
28	dane z literatury	od	Gdańsk-Siedlce	80,0	próbka punktowa	Badania petrograficzne glin**
29	C 4	sm	Gdańsk-Stogi	0,65	7,9	Datowania metodą radiowęglową (¹⁴ C) skorupki małży****
30	GW 03	wk	Gdańsk-Stogi	4,5	0,9	Datowania metodą OSL osadów wydmych****
31	GW 01	wk	Gdańsk-Krakowiec	6,8	1,4	Datowania metodą OSL osadów wydmych****

*od – odsłonięcie, sm – sonda mechaniczna, so – sonda, wk – wkop,
według: **Mojskiego (1979a, b), *** Jurysa i innych (2006), ****Jeglińskiego (2011, 2013), ***** Pikiesa i innych (2012)

Stopień rozpoznania wglębnej budowy geologicznej omawianego obszaru od czasów jego poprzedniego opracowania nie uległ większej zmianie. Głębsze podłoże zbadano szczegółowiej głównie dzięki profilom dwóch otworów wiertniczych – Gdańsk IG 1 i Hel IG 1 (Witkowski, red., 1986; Modliński, red., 1989).

Z ważniejszych publikacji dotyczących rozwoju budowy geologicznej i struktury geologicznej staropaleozoicznej pokrywy osadowej platformy wschodnioeuropejskiej należy wymienić m.in. pozycje następujących autorów: Arenia i Tomczyka (1976), Lenzion (1976), Modlińskiego (1976) oraz Witkowskiego (1990).

Dane na temat budowy geologicznej kompleksu permo-mezozoicznego w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej można znaleźć w pracy Dadleza i innych (1976), nowszych informacji natomiast dostarcza monografia opracowana przez Marka i Pajchlową (red., 1997), w której zostały omówione stratygrafia i litostratygrafia, a także zróżnicowanie facjalne oraz paleogeografia osadów różnych regionów Polski, w tym również obszaru Pomorza Gdańskiego.

O budowie geologicznej utworów kenozoicznych traktuje publikacja Peryta i Piwockiego (red., 2004), w której zawarto kompendium wiedzy o osadach paleogenu i neogenu w różnych miejscach w Polsce na podstawie obszernej i szczegółowej bibliografii. W pracy opisano podział litostratygraficzny, petrografię, warunki sedymentacji i paleogeografię utworów, także z środkowej części Nizy Polskiego.

Dużo informacji na temat wykształcenia litologicznego, stratygrafii, paleogeografii paleogenu i neogenu w północnej części Pomorza Gdańskiego dostarczyły badania w rejonie Chłapowa, Jastrzębiej Góry i Władysławowa, wykonane w celu określenia pozycji stratygraficznej oraz oszacowania perspektywicznych zasobów piasków bursztynonośnych (Grabowska, 1987; Jaworowski, 1987; Kosmowska-Ceranowicz, 1987; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987).

Dokonał się duży postęp w analizach litologii, petrografii i warunków facjalnych osadów plejstocenu i neogenu, odsłaniających się w ścianie Klifu Orłowskiego, na północ i na południe od Cypla Redłowskiego (Zaleszkiewicz i in., 2000; Kaulbarsz, 2005; Sokołowski, 2013a, b, 2014; Woźniak i in., 2018). W trakcie planowania budowy tunelu komunikacyjnego w rejonie kompleksu leśnego Gdańsk-Oliwa-Sopot-Wyścigi, w celu rozpoznania warunków geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych, wykonano osiem otworów, z których cztery odwiercono z pełnym rdzeniowaniem (otw.: 38, 40, 42 i 46). Rozpoznane osady plejstocenu o miąższości 79,5 m (otw. 40) i neogenu – 16 m (otw. 46) były przedmiotem badań litologicznych, petrograficznych i biostratygraficznych (Pikies i in., 2012; Słodkowska, 2012; Szelewicka, 2012).

Analizę fotolineamentów w nawiązaniu do tektoniki w rejonie arkusza Gdańsk przedstawili Graniczny i inni (1995) oraz Piątkowska i inni (2001).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (Kondracki, 2009) obszar badań jest położony na pograniczu dwóch podprowincji – Pojezierza Południowobałtyckiego i Pobrzeża Południowobałtyckiego. Zachodnia część terenu leży w obrębie mezoregionu Pojezierze Kaszubskie (makroregionu Pojezierze Południowopomorskie), wschodnia natomiast – w granicach Pobrzeża Kaszubskiego, Mierzei Wiślanej i Żuław Wiślanych, wchodzących w skład makroregionu Pobrzeże Gdańskie. Pojezierza Południowobałtyckie i Pobrzeża Południowobałtyckie są oddzielone od siebie strefą krawędziową wysoczyzny z długimi stokami i rozcięciami erozyjnymi w postaci dolin. W obrębie Pojezierzy przeważają formy lodowcowe i wodnolodowcowe, a na obszarze nizinnym Pobrzeży dominują formy jeziorne i morskie oraz eoliczne (tabl. I).

Najwyższa wysokość bezwzględna stwierdzona na obszarze arkusza (158,9 m n.p.m.) występuje na wysoczyźnie, w południowo – zachodniej części terenu badań, a najniższa (0,0 m n.p.m.) – nad brzegiem morza.

Formy lodowcowe. Zachodnią część obszaru badań obejmuje wysoczyzna morenowa płaska, która jest nachylona w kierunku północnym i wschodnim. W południowej części terenu arkusza przeważnie znajduje się ona na wysokości około 150 m n.p.m. (Gdańsk-Matarnia), w północnej części natomiast – na poziomie około 130 m n.p.m. (Gdynia-Wielki Kack). Jej izolowany płat na terenie Kępy Redłowskiej leży na wysokości 70 m n.p.m. Wschodnie krańce wysoczyzny są w dużym stopniu zdenudowane i rozpościerają się na wysokości 90–100 m n.p.m. W okolicy Gdyni-Kolibek fragmenty jej powierzchni obserwuje się także na wysokości około 40 m n.p.m.

Moreny czołowe akumulacyjne występują jedynie w północno-zachodniej części omawianego obszaru. W pobliżu jego zachodniej granicy znajdują się cztery pojedyncze pagórki, wznoszące się 15–20 m ponad powierzchnią terenu. Stanowią one wschodnie zakończenie ciągu większego zespołu tych form, kontynuującego się ku zachodowi i północnemu zachodowi na obszarze arkusza Żukowo. Moreny te reprezentują formy recesyjne związane z deglacjacją lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły (Pikies, 2003a).

Formy utworzone w strefie martwego lodu reprezentują moreny martwego lodu, które w większej liczbie znajdują się w południowej części terenu badań. Tworzą one wzgórza o wysokości bezwzględnej dochodzącej do około 160 m n.p.m. Ich wysokość względna miejscami wynosi 40 m. Strefa moren martwego lodu kontynuuje się dalej ku południowi, już na obszarze arkusza Pruszcz Gdański. Omawiane formy znaleziono także na północy terenu arkusza Gdańsk, w rejonie Gdyni-Bernardowa.

Formy wodnolodowcowe. Niewielki fragment równin sandrowych i wodnolodowcowych występuje w północnej części omawianego terenu, w rejonie Gdyni-Orłowa, oraz

przy granicy z obszarem arkusza Gdynia, w okolicy Gdyni-Redłowa, gdzie kontynuuje się on dalej ku północy. Równina tworzy wyrównaną powierzchnię na wysokości około 40 m n.p.m. i jest zbudowana z piasków drobnoziarnistych z domieszką piasków pyłowatych.

Ry n n a s u b g l a c j a l n a znajduje się w północno-zachodniej części badanego terenu. Stanowi ona fragment układu rynnowego o długości około 20 km, ciągnącego się od okolicy Żukowa poprzez Jezioro Wysockie (na obszarze arkusza Żukowo) w kierunku Gdyni. W obrębie omawianego terenu odcinek tej rynny występuje na długości około 2,5 km. Jej północno-wschodni kraniec został przemodelowany przez procesy erozyjno-denudacyjne na odcinku 1 km. Prawdopodobnie istniało połączenie tej rynny z fragmentem równin wodnolodowcowych, leżącym na zachód i na południe od Kępy Redłowskiej. Na obszarze arkusza maksymalna szerokość rynny wynosi około 200 m, głębokość zaś 25 m. Jej dno, w części położonej przy granicy z terenem arkusza Żukowo, jest wypełnione osadami biogenicznymi.

R ó w n i n y z a s t o i s k o w e występują w rejonie dzielnic Gdańska – Matarni i Kiełpinka. Budują je stosunkowo cienkie (3–5 m) nagromadzenia piasków pyłowatych i drobnoziarnistych, zalegające na najmłodszym poziomie glin zwałowych. Większe rozprzestrzenienie równin stwierdzono po drugiej stronie zachodniej granicy terenu badań, na obszarze arkusza Żukowo, gdzie tworzą one tzw. zastoisko bysewskie (Pikies, 2003a), stanowiące przez długie lata bazę surowcową przemysłu ceramiki budowlanej.

F o r m y a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j w południowej części terenu arkusza wraz z morenami martwego lodu i kemami nadbudowują powierzchnię wysoczyzny morenowej. Tworzą one lekko wydłużone pagórki, których dłuższa oś wykazuje oscylację w kierunkach SW–NE i SSW–NNE. Buduje je różnorodne osady, od piasków z domieszką żwirów do glin zwałowych.

K e m y występują jedynie w południowo-zachodniej części arkusza, w rejonie dzielnic Gdańska – Kiełpinka i Jasienia. Szczególnie widoczne są one w sąsiedztwie dość rozległego obniżenia, zajętego obecnie przez jezioro Jasień. Budują je przeważnie piaski pyłowate i drobnoziarniste; czasami w ich obrębie znajdują się też utwory o grubszych frakcjach. Prawdopodobnie duży pagórek, na którym położona jest stara część Kiełpina Górnego, obecnie uznawany za morenę martwego lodu, również jest kemem (na tabl. I został zaznaczony jako kem). W stropie tej elewacji miejscami występuje dość gruba pokrywa glin zwałowych, pod którą zalegają piaski, ły i inne osady. Z powodu braku odsłoneń trudno jednoznacznie określić genezę kemów, tworzą one jednak bardzo urozmaicony krajobraz, typowy dla deglacji arealnej.

Cały obszar wysoczyzny morenowej jest pokryty licznymi zagłębieniami, zajętymi obecnie przez nieduże zbiorniki wodne lub wypełnionymi osadami akumulacji biogenicznej. Są to z a g ł ę b i e n i a p o w s t a ł e p o m a r t w y m l o d z i e. W południowo-zachodniej części terenu arkusza długość większych form dochodzi do 400–500 m, szerokość do 200–250 m, a głębokość do 5 m.

Formy denudacyjne. Stożki napływowe rozpoczynają się u wylotów licznych dolin, u stóp krawędzi wysoczyzny. Największe stożki rozpościerają się przy ujściach Doliny Świemirowskiej, doliny Potoku Oliwskiego (Potoku Jelitkowskiego) i doliny Strzyży (Brętowskiej Strugi). Ich powierzchnia pochyla się łagodnie i jednostajnie w stronę morza oraz od strony osi stożków w kierunkach bocznych. Największe formy zazębiają się ze sobą na krawędziach, a miejsca ich połączeń są rozpoznawane w postaci wyraźnych obniżzeń. Pomiędzy nimi można zauważyć stożki z mniejszych dolin. Połączone formy są ograniczone od wschodu krawędzią uznawaną za klif kopalny. Ich zachowana powierzchnia wynosi maksymalnie około 6 km² (stożek doliny Potoku Oliwskiego). Nachylenie powierzchni największych stożków ku morzu wynosi około 0,5–0,8°, a w kierunkach bocznych – nieznacznie więcej. Wysokości bezwzględne zmieniają się od około 30–25 m n.p.m. u nasady omawianych form do około 5–10 m n.p.m. na ich końcach. Osady stożków napływowych są zazwyczaj podścielone utworami wodnolodowcowymi, związanymi z recesją ostatniego lądolodu (zlodowacenia Wisły). Zespolony obszar stożków, ciągnący się subpołudnikowo pomiędzy Sopotem i Gdańskiem-Wrzeszczem nosi zwyczajową nazwę tarasu nadmorskiego lub Tarasu Sopotko-Wrzeszczańskiego.

Wysoczyzna morenowa we wschodnim kierunku schodzi dłużej, u podnóża którego rozpościera się obszar omawianych powyżej stożków napływowych. Stok ten obniża się od wysokości 65–120 m n.p.m. na krawędzi obszaru wysoczyznowego do 5–40 m n.p.m. u jego podstawy. Wysokość względna osiąga więc tutaj 60–80 m. Pochylenie stoku wynosi średnio 10–15% (Mojski, 1979a). Genezę omawianej formy można wiązać z silnym cofaniem stoku, spowodowanym erozją boczną przez duże ilości wód roztopowych płynących w rozległej dolinie. Jednym zboczem tej doliny była wspomniana strefa zboczowa wysoczyzny, a drugim – prawdopodobnie ściana stagnującego lądolodu od strony obecnej Zatoki Gdańskiej.

Strefę krawędziową wysoczyzny morenowej rozcinają doliny, które nie zawsze są odwadniane przez cieki. Do tych form należy zaliczyć suche doliny oraz dolinki denudacyjne. Często otaczają one wieńcem górne części większych dolin o genezie rzecznej. Osiągają tam długość 500–800 m i głębokość do 30 m. W dolnych częściach suchych dolin występują dna akumulacyjne, a w górnych partiach – denudacyjne (Mojski, 1979a). Dolinki denudacyjne są obecne zarówno w strefie krawędziowej wysoczyzny, jak i na zboczach suchych dolin omówionych wyżej. Długość tych dolinek dochodzi do 2 km, a ich maksymalne nachylenie – do około 20°.

Do form denudacyjnych należy zaliczyć także osuwiska, które zostały zarejestrowane w niektórych rejonach obszaru badań (np. na terenie Biskupiej Górki), jednak ze względu na nieduże rozmiary tych form nie zostały one przedstawione na tablicy I.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych rozcinające strefę krawędziową wysoczyzny zostały utworzone w wyniku działalności erozyjnej i akumulacyjnej niedużych rzek. Ich płaskie dna

mają charakter akumulacyjny. Dotyczy to dolin odwadnianych przez potok Swelinę (Swelinę), Potok Oliwski i Strzyżę. Wyjątek stanowi tutaj większa dolina rzeczki Kaczej, której akumulacyjne dno jest otoczone niewysokim tarasem erozyjnym, zbudowanym z piasków i żwirów. Formowanie tarasu rozpoczęło się prawdopodobnie już u schyłku plejstocenu. Dno omawianej doliny jest nieco szersze, a w jej osiowej części rozwinęły się meandry. Dna dolin rzecznych są częściowo zmienione w efekcie działalności ludzkiej. Ich szerokość dochodzi do kilkudziesięciu metrów w obrębie fragmentów utworzonych w wyniku prawdopodobnej aktywności potoków w holocenie. Całkowita szerokość den dolinnych, w których występują ciek, dochodzi do 600 m.

Do form pochodzenia rzeczno-deltowego należy też zaliczyć równiny deltowe. Są to płaskie, równinne powierzchnie, utworzone przez piaszczysto-pylasto-ilaste osady akumulacji rzeczno-deltowej odnogi Wisły – Nogatu. Ich największe rozprzeszczerzenie występuje w południowo-wschodniej części terenu arkusza. Równiny deltowe wznoszą się na wysokość do kilkudziesięciu centymetrów ponad poziom morza. Są one pocięte siecią kanałów.

Formy jeziorne i morskie. Klif czynny jest najbardziej ruchomym elementem w rzeźbie terenu badań (Mojski, 1979a). Stanowi go pionowo ukształtowany fragment brzegu morskiego, utworzony w wyniku abrazyjnej działalności morza. Klif czynny (Klif Orłowski) znajduje się obecnie we wschodniej części Kępy Redłowskiej. Jego ściany budują wychodnie glin zwałowych, pochodzących prawdopodobnie z okresu zlodowacenia Warty. Wysokość tej formy sięga około 50 m n.p.m. Tempo cofania się klifu w latach 1963–1967 i 1971–1975 wynosiło około 1 m na rok (Subotowicz, 1982), a w latach 2000–2010 – od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów na rok. W latach 2010–2011 tempo niszczenia górnej krawędzi formy ponownie wzrosło do około 1 m na rok (Jurys i in., 2012; Frydel, Kaulbarsz, 2013; Łęczyński, Kubowicz-Grajewska, 2013). Z historią rozwoju Morza Bałtyckiego wiąże się też istnienie klifu kopalnego, który dokumentuje najdalej wysunięte ku zachodowi położenie linii brzegowej podczas maksimum transgresji Morza Litorynowego (fazy rozwojowej Morza Bałtyckiego). Najwyżej klif kopalny wznosi się w okolicy Sopotu, gdzie jego wysokość dochodzi do 10 m. Został on utworzony w wyniku podcięcia abrazyjnego dystalnej części stożka napływowego, rozpoczynającego się u wylotu Doliny Świemirowskiej (Górny Sopot), oraz stożka Potoku Oliwskiego. W południowo-wschodnim kierunku wysokość klifu maleje, a jego krawędź stopniowo zanika. Prawdopodobnie jego kontynuacją w tym kierunku jest stroma ściana, zamykająca od wschodniej strony stożek napływowy leżący u ujścia doliny Strzyży. Wynika z tego, że około 14 tys. lat BP wody Wisły mogły być pierwszym czynnikiem modelującym tę część wybrzeża (Jegliński, 2011), następnym mogły być wody Morza Litorynowego. Rozwój mierzei około 5–5,5 tys. lat BP spowodował zastój rozrostu brzegu i jego odsunięcie od morza na odległość do 1 km.

Mierzeje zostały utworzone w wyniku akumulacyjnej działalności morza poprzez odkładanie się osadów piaszczystych, transportowanych przez falowanie i prądy morskie wzdłuż linii brzo-wej w tzw. chmurze rumowiska. Na południe od Klifu Orłowskiego rozpoczyna się strefa osadów morskich budujących Mierzeję Wiślaną. Jej długość w obrębie omawianego obszaru wynosi około 17 km. Utworzenie się mierzei oddzieliło morze od lądu, a tym samym spowodowało zamarcie aktywności klifu z okresu transgresji litorynowej. Najstarsze jej fragmenty znajdują się najbliżej klifu martwego, kolejne młodsze strefy przyrastały sukcesywnie w kierunku morza.

Plaże są głównie wynikiem akumulacyjnej działalności morza. Powstałe w ten sposób plaże piaszczyste mają szerokość rzędu 50–80 m. W wyniku abrazji morskiej tworzą się natomiast wąskie plaże żwirowo-piaszczyste, a w skrajnym przypadku – żwirowo-kamieniste, tak jak w Gdyni-Orłowie, u podnóża klifu Kępy Redłowskiej. Okresowo po bardzo silnych sztormach plaża redukuje się do wąskiego pasa o szerokości rzędu 1 m. W celu zahamowania tempa abrazji przeprowadzana jest jej odbudowa poprzez refulację materiału piaszczystego na najbardziej zagrożonych odcinkach. W latach 2006 i 2011 plaża pomiędzy Gdynią Orłowem a Sopotem była odtwarzana na odcinku około 800 m. Odbudowywano ją również w rejonie ujścia Martwej Wisły, koło Westerplatte.

Formy eoliczne. Z formami mierzejowymi współwystępują integralnie w y d m y nadmorskie i r ó w n i n y p i a s k ó w p r z e w i a n y c h. W trakcie rozrostu i stabilizacji mierzei oraz w wyniku przewiewania ich stropowych części doszło do utworzenia pokryw eolicznych i wałów wydmy. W granicach terenu arkusza Gdańsk największe nagromadzenie osadów eolicznych i najlepiej rozwinięte wały wydmy znajdują się w jego południowo-wschodniej części, w rejonie Gdańska-Stogów. Ku północy strefa tych osadów ulega wyklinowaniu. W miejscach, gdzie doszło do pełniejszego rozwoju akumulacji eolicznej, występuje kilka generacji ciągów wałów wydmy (Tomczak i in., 1989; Jegliński, 2011). Zauważono również, że poszczególnym etapom rozrostu mierzei odpowiadają kolejno młodsze ciągi wydmy. W rejonie Gdańska-Stogów oraz na obszarze stożka ujściowego Wisły zaobserwowano pięć takich generacji (Jegliński, 2011). Najstarsza z nich zaczęła powstawać w okresie subborealnym. Proces kształtowania się wydmy trwa do chwili obecnej, bowiem tworzy się ich piąta generacja (Jegliński, 2011). Wysokość wałów wydmy dochodzi do 10,0–12,5 m n.p.m. Najwyższym wzniesieniem jest leżąca na wschód od Gdańska-Stogów wydma o wysokości 17,5 m n.p.m. Najmłodszy i najdłuższy wał (piąta generacja), położony najbliżej morza, ciągnie się wzdłuż mierzei. Jego szerokość dochodzi do 100 m, a przeciętna wysokość osiąga 3–5 m n.p.m. Pozostałe generacje wałów w obszarze zabudowanym uległy w dużej mierze zniszczeniu lub poprzerywaniu. Obecnie najlepiej są one zachowane we wschodniej części omawianego terenu, w okolicy ujścia Martwej Wisły.

Formy utworzone przez roślinność. Pomiedzy klifem litorynowym a mierzeją oraz w rejonie ujścia Martwej Wisły występują r ó w n i n y t o r f o w e o dość znacznych powierzchniach, jednak

miąższość torfów nie jest tutaj duża i rzadko przekracza 2 m. Te równiny są często porozcinane siecią kanałów, co spowodowało obniżenie ich wysokości względem poziomu morza miejscami o 0,5 m, dzięki czemu powstały lokalne depresje. Mniejsze obszary torfowiska leżą w zagłębieniach powytopiskowych na wysoczyźnie morenowej, szczególnie w południowo-zachodniej części terenu arkusza. Miąższość osadów biogenicznych wypełniających te zagłębienia dochodzi miejscami do 5 m.

Formy antropogeniczne. Grodzisko znajduje się w północnej części Sopotu, na obszarze tzw. Góry Zamkowej, która jest obramowana Potokiem Grodowym i Kamiennym Potokiem. Znajduje się ono zaledwie 400 m od brzegu morskiego. Na szczycie zalesionego pagórka (o wysokości około 25 m) lokuje się obwałowany majdan grodowy mający wymiary 45,0×49,5 m. Jest to pozostałość po grodzie istniejącym tutaj w VIII–X w. Sam pagórek, na którym znajduje się grodzisko, stanowi formę ostańca erozyjnego, który jest zbudowany z piasków i żwirów wodnolodowcowych, osadzonych na przedpolu wycofującego się lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły.

Nasypy występują generalnie na całej zabudowanej powierzchni Gdańska, w szczególności zaś na przekształconych antropogenicznie częściach równin deltowych Wisły oraz na obszarach stożków napływowych. Najbardziej miąższe pokrywy nasypów znajdują się w następujących dzielnicach: Nowy Port, Brzeźno, Stogi, Jelitkowo, Stare Miasto i Wrzeszcz. Materiał je budujący pochodzi między innymi z dawno już nieczynnych dużych wyrobisk, położonych m.in. na zboczach Doliny Siedleckiej. Wysokość ścian tych wyrobisk sięga 40 m, a ich powierzchnia niejednokrotnie przekracza 0,5 km². Te miejsca obecnie wypełniają najprawdopodobniej różnego rodzaju odpady gospodarczo-komunalne, a ich zbocza stanowią obszary zagrożone ruchami masowymi (Jurys i in., 2011).

W północnej części terenu arkusza wszystkie wody powierzchniowe należą do bezpośredniej zlewni Bałtyku (Staszek, 2005). Największymi ciekami są: Kacza, Swelinia i Potok Oliwski. Wymienione potoki częściowo zostały skanalizowane, w niektórych miejscach zabudowane i częściowo ukryte pod ziemią, a ich przebieg – zmieniony i uregulowany. Ujścia potoków do morza, np. Potoku Oliwskiego i innych cieków, są skanalizowane i wyprowadzone kolektorami do morza kilkaset metrów od plaż. Drenują one strefę krawędziową wysoczyzny. Przepływ chwilowy pomierzony (05.05.2005 r.) w Gdyni-Orłowie dla rzeki Kaczej wynosił 0,354 m³/s, w Sopocie-Kamiennym Potoku dla Swelinii – 0,032 m³/s, w Ustroniu (rejon ZOO w Lasach Oliwskich) dla Potoku Oliwskiego – 0,049 m³/s oraz w Gdańsku-Srebrzysku dla Strzyży – 0,264 m³/s (Staszek, 2005). Wartość odpływu jednostkowego ze zlewni na podstawie przepływu chwilowego waha się od 6,6 dm³s⁻¹km⁻² dla zlewni Kaczej do 11,0 dm³s⁻¹km⁻² dla zlewni Swelinii.

W południowej części obszaru arkusza wody powierzchniowe należą do zlewni Martwej Wisły. Lewobrzeżnymi dopływami Martwej Wisły są: Motława, Kanał Raduni, Strzyża oraz Potok Królewski, a prawobrzeżnym – Czarna Łacha. Martwa Wisła nie odprowadza obecnie wód rzecznych. Ujście

Wisły znajduje się na wschód od granicy terenu badań i ma formę sztucznie utworzonego przekopu. W części obszaru arkusza zajętej przez Pobrzeże Kaszubskie, Żuławy Wiślane i Mierzeję Wiślaną występuje duże zagęszczenie rowów i kanałów (około dziesięciu na 1 km²). Utrzymują one polderowy charakter tego terenu oraz umożliwiają gospodarkę rolną (Staszek, 2005).

Na obszarze Mierzei Wiślanej znajduje się fragment dawnego koryta rzecznej Wisły, odcięty od niej osadami korytowymi, który tworzy s t a r o r z e c z e. Stanowi go niewielki zbiornik wodny, noszący nazwę Pustego Jeziora (Pustego Stawu). Takim starorzeczem było również, obecnie zasypane, dawne reliktywne jezioro Zaspą, które leżało pomiędzy dzielnicami Gdańska – Nowym Portem a Brzeźnem.

Na wysoczyźnie, w południowo-zachodniej części badanego obszaru, znajdują się dwa jeziora – Jasień i Staw Wróbla, znajdujące się w obrębie granic Gdańska. Ich powierzchnie wynoszą około 20 ha i 5 ha, a głębokość tego pierwszego dochodzi do 2,5 m. Czternaście mniejszych zbiorników wodnych zostało zbudowanych m.in. wzdłuż Potoku Oliwskiego, celem retencji i spiętrzenia wód. Działalność gospodarcza w postaci hodowli ryb, kuźnictwa i młynarstwa była tu prowadzona od średniowiecza przez zakon cystersów z Oliwy.

W obrębie strefy krawędziowej wysoczyzny występują obszary źródliskowe oraz pojedyncze źródła i wysięki. Najwartościowszym przyrodniczo jest opisany już wcześniej teren źródliska w Dolinie Ewy, który obejmuje część doliny Potoku Prochowego, rozcinającego strefę krawędziową wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego w rejonie Lasów Oliwskich.

Największym zbiornikiem wodnym są wody Zatoki Gdańskiej Morza Bałtyckiego. Otoczenie Gdańska wodami Bałtyku oraz Wisły powoduje, że miasto staje się podatne na podtopienia (Staudt, Kordalski, 2005; Kordalski i in., 2007). Od początku lat 50. XX w. tempo podnoszenia się średniego poziomu morza wzrosło do 5 mm na rok; równocześnie zwiększyła się częstotliwość sztormów – z jedenastu zdarzeń w latach 60. do trzydziestu ośmiu w latach 80. XX w. (Dziadziuszko, Jednorął, 1996). Prognozowany w ramach projektu SEAREG (Sea Level Change Affecting the Spatial Development in the Baltic Sea Region) wzrost poziomu morza dla Gdańska pod koniec XXI w. wyniesie 4–98 cm. W połączeniu z wartością maksymalnego wezbrania sztormowego – 1,5 m, daje to prawdopodobieństwo zatopienia miejsc położonych obecnie do wysokości około 2,5 m n.p.m. Jest to możliwe tym bardziej, że w trakcie takiego wezbrania morza rzeki cofają się, a wody słone wdzierają w głąb lądu. Tak położone obszary zajmują obecnie tereny zielone, rekreacyjne, usługowe i przemysłowe oraz ciągi komunikacyjne. Istnieje zagrożenie zalania i zasolenia ujęć wód podziemnych i degradacji ich zasobów. Naturalną formą ochrony niskich brzegów są wydmy nadmorskie, których stan jest odbiciem stopnia zabezpieczenia wybrzeży przed zalaniem (Dubrawski, Zawadzka-Kahlau, red., 2006).

Wody podziemne występują w obrębie poziomów: czwartorzędowego, neogeńsko-czwartorzędowego (miocenu–plejstocenu), paleogeńskiego (oligocenu) oraz kredowego (Uścińowicz, 1998a, b). Poziom zwierciadła wód podziemnych oraz ich jakość są obserwowane w ramach stałego monitoringu. Na hydrodynamikę i warunki występowania pierwszego poziomu wodonośnego mają wpływ zróżnicowanie geomorfologiczne terenu oraz zabudowa miejska, w tym odwodnienia budowlane i melioracyjne, kanalizacja burzowa oraz skoncentrowany pobór wód (Szelewicka, Lidzbarski, 2006). Na zanieczyszczenia pierwszego poziomu wód są narażone tereny w rejonie Martwej Wisły, gdzie znajdują się obiekty przemysłowe (stocznie i rafineria) oraz ciągi komunikacyjne (Szelewicka, 2010).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Profile litologiczno-stratygraficzne osadów głębszego podłoża, które nie występują na powierzchni podczwartorzędowej opisywanego obszaru, zostały najpełniej przebadane i opisane w przypadku dwóch otworów, umiejscowionych w pobliżu terenu arkusza Gdańsk – Gdańsk IG 1 (Modliński, red., 1989) oraz Hel IG 1 (Witkowski, red., 1986). Otwór Hel IG 1 zlokalizowano w Jastarni na obszarze arkusza Jastarnia (Tomczak, 2000, 2001), natomiast otwór Gdańsk IG 1 – w Jantarze na terenie arkusza Kały Rybackie (Mojski, 1987a, 1990a). W obu profilach rozpoznano utwory prekambru, kambru, ordowiku, syluru, permu, triasu, jury, kredy, paleogenu i czwartorzędu. Brak części osadów paleozoicznych (dewonu i karbonu) został spowodowany przedcechsztyńską epejrogenezą.

Podłoże krystaliczne skał prekambru występuje na wysokości 3485,0 m p.p.m. (otw. Gdańsk IG 1) i 3484,0 m p.p.m. (otw. Hel IG 1), a w profilach znajdują się enderbity, migmatyty oraz gnejsy.

Miąższość osadów paleozoicznych (kambru, ordowiku i syluru) zmienia się od 1841,0 m (otw. Gdańsk IG 1) do 2378,5 m (otw. Hel IG 1). Utwory te są wykształcone jako zlepieńce, piaskowce, iłowce, mułowce i wapienie. W osadach ordowiku i syluru oznaczono dość liczne graptolity, a ponadto opisano występowanie szczątków liliowców, głowonogów, brachiopodów, tentakulitów oraz małżoraczków. W profilu otworu Gdańsk IG 1 skały wspomnianego kompleksu paleozoicznego znajdują się na głębokości 1646,0–3487,0 m (na wysokości 1644,0–3485,0 m p.p.m.), a w profilu otworu Hel IG 1 – na poziomie 1106,5–3485,0 m (na wysokości 1105,5–3484,0 m p.p.m).

Miąższość osadów permo-mezozoicznych wynosi od 1008,5 m (otw. Hel IG 1) do 1548,0 m (otw. Gdańsk IG 1). Profil otworu badawczego Sopot IG 1 na terenie arkusza Gdańsk pozwolił rozpoznać pełną sekwencję skał kenozoiku i mezozoiku oraz stropową część osadów cechsztynu (Płochniewski, 1974). Utwory cechsztynu w profilu tego otworu tworzy 13,7-metrowa warstwa anhydrytów drobnokrystalicznych. Miąższość osadów triasu osiąga 547,9 m, a reprezentują je głównie iłowce

i mułowce pstrego piaskowca, przykryte przez cienkie serie piaskowców marglistych i mułowców wapienia muszlowego oraz ponownie iłowców i mułowców kajpru i retyku. Osady jury, o miąższości 169,1 m, stanowią piaskowce, mułowce i iłowce batonu i keloweju, mułowce margliste i piaszczyste oksfordu oraz margle z wapieniami kimerydu. Profil skał kredy górnej ma miąższość 339,5 m; budują go utwory cenomanu, turonu, koniaku, santonu i kampanu. Osady cenomanu i turonu reprezentują iły i mułki z glaukonitem, koniaku – piaski kwarcowo-glaukonitowe, santonu – piaski kwarcowe, natomiast kampanu – gezy, czerty oraz piaski kwarcowe ze żwirami i glaukonitem. Strop kredy górnej został też rozpoznany w profilach innych otworów wiertniczych na obszarze omawianego arkusza.

W profilu otworu Hel IG 1 utwory kredy górnej mają miąższość 133,0 m i występują na głębokości 98,0–231,0 m (na wysokości 97,0–230,0 m p.p.m.). Reprezentują je osady cenomanu i turonu. Pełniej utwory kredy górnej obrazuje profil otworu Gdańsk IG 1, gdzie miąższość tych osadów wynosi 424,5 m. Występują one na głębokości 98,0–522,5 m (na wysokości 96,0–520,5 m p.p.m.). Profil budują skały cenomanu, turonu, koniaku, santonu, kampanu i mastrychtu (?). Miąższość utworów kampanu wynosi 218,5 m (Modliński, red., 1989). Osady tego piętra, jak dowodzą badania mikrofaunistyczne, wiekowo odpowiadają dwóm podpiętróm – wczesnemu i późnemu kampanowi (Modliński, red., 1989). Do utworów kampanu dolnego (o miąższości 57,5 m) umownie zaliczono piaski ilaste i mułowce (dolne ogniwo). Osady kampanu górnego w dolnej części (dolne ogniwo) budują piaski glaukonitowe (kontynuacja profilu utworów kampanu dolnego), natomiast górne ogniwo reprezentują skały krzemionkowo-węglanowe. Łączna miąższość osadów kampanu górnego w profilu Gdańsk IG 1 wynosi 161,0 m (Modliński, red., 1989).

Udokumentowane biostratygraficznie utwory mastrychtu występują w profilu otworu Kościerzyna IG 1 (Modliński, red., 1982), zlokalizowanym na południowy zachód od terenu arkusza Gdańsk. Znalezione tutaj skały krzemionkowo-węglanowe. Prawdopodobnie można więc spodziewać się granicy północnego zasięgu osadów mastrychtu nieco na południe od omawianego obszaru.

Profil utworów budujących powierzchnię podłoża podczwartorzędowego wyraźnie dopasowuje się do jej hipsometrii. W najniższej położonej części podłoża, głównie na obszarze Żuław Wiślanych, odsłaniają się osady kredy górnej. W obrzeżu utworów górnokredowych występują nieco płycej wychodnie skał paleogenu. Autorzy opisów licznych otworów hydrogeologicznych najczęściej przypisują tym osadom wiek oligoceński. Wyższy poziom morfometryczny budują utwory miocenu.

Mimo licznych otworów wiertniczych rozpoznających litologię stropu osadów kredowych, nigdzie nie zostały przeprowadzone badania biostratygraficzne, które pozwoliłyby dokładniej określić ich wiek. Na podstawie ogólnej znajomości budowy geologicznej w rejonie Pomorza Gdańskiego i informacji uzyskanych z profilu otworu Gdańsk IG 1, przyjmuje się, że na obszarze badań powierzchnię podłoża podczwartorzędowego budują osady kampanu.

Profil stratygraficzny osadów paleogenu i neogenu również jest słabo rozpoznany. Jedynie w północnej części Sopotu, w dzielnicy Kamienny Potok (rejon Brodwina), w profilu otworu 31 rozpoznano nieco dokładniej ich litologię i stratygrafię. Badania mikropaleontologiczne osadów o miąższości 168 m pozwoliły wyróżnić w nich utwory oligocenu środkowego i górnego oraz miocenu dolnego i środkowego (Domagała, Matl, 1973). Wyniki tych analiz zostały w późniejszym okresie zrewidowane – przypisano omawianym utworom następujący wiek: eocen/oligocen, wczesny oligocen i środkowy miocen (Grabowska, Ważyńska, 1997). Osady z kilku profili na omawianym terenie (otw.: 32, 61, 86, 89 i 90) i na sąsiednich obszarach poddano badaniom litologicznym i mineralogicznym polegającym na rozpoznaniu asocjacji minerałów ciężkich (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974). Uzyskane dane porównano z wynikami badań mineralogicznych utworów paleogenu występujących na Półwyspie Sambijskim i w rejonie Władysławowa (Kosmowska-Ceranowicz, 1987). Analizy wskazują na obecność w osadach wspomnianych profili trzech różnowiekowych asocjacji mineralogicznych. Najstarszą asocjację tworzą duże ilości minerałów z grupy epidotów; mniej obecny jest cyrkon. Towarzyszą im łyszczyki, glaukonit, sporadycznie fosforyty. Wspomniana asocjacja mineralogiczna jest charakterystyczna dla piasków glaukonitowych, rzadziej towarzyszy mułkom i iłom piaszczystym. Środkową asocjację, towarzyszącą piaskom i żwirrom, a w swej górnej części mułkom i iłom, tworzy zespół minerałów z grupy epidotów i granatów; sporadycznie występuje też cyrkon, glaukonit i fosforyty. Wyniki badań wskazują na powinowactwo osadów z najstarszą asocjacją z utworami eocenu górnego, a skał ze środkową asocjacją – z osadami oligocenu dolnego, występującymi w profilu otworu Chłapowo III (Kosmowska-Ceranowicz, 1987). Najmłodszy zespół mineralny towarzyszy leżącemu niezgodnie na starszych skałach kompleksowi osadowemu, wykształconemu w postaci piasków z wkładkami węgla brunatnego. Wyróżnia go obecność minerałów bardzo odpornych na erozję i wietrzenie: głównie cyrkonu, dystenu, turmalinów i staurolitu. Ta asocjacja mineralna wskazuje na przynależność omówionych osadów do skał miocenijskich (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974; Kosmowska-Ceranowicz, 1987). Z powyższych danych wynika, że podłoże podczwartorzędowe na obszarze arkusza Gdańsk budują osady kampanu, eocenu + oligocenu oraz miocenu.

1. Kreda

a. Kreda górna

Kampan

Margle, wapienie z krzemieniami i glaukonitem, kreda pisząca, opoki oraz piaski glaukonitowe. Dolną część utworów kampanu przeważnie reprezentują piaski drobnoziarniste i średnioziarniste z glaukonitem i miejscami ze żwirami kwarcowymi, o zabarwieniu od szarego do zielonawego (otw.: 21, 22, 73, 80 i 131). Górną część profilu tworzą miękkie,

szare, jasnoszare i zielonkawe margle oraz wapienie (otw.: 7, 21, 22, 73, 80, 118 i 131). Wapienie są miejscami twarde, z glaukonitem i licznymi bułami krzemieni, oraz wzajemnie się przewarstwiają. We wschodniej części obszaru badań w budowie stropowych warstw skał kampanu bierze udział kreda pisząca. Dość mięszsza seria opok z przewarstwieniami gez kończy profil utworów kredy górnej w otworze 107 (Gdańsk-Jasień). Mięszszść piasków glaukonitowych dochodzi do 58 m, a margli i wapieni – do 71 m (Kurlenda, 1968). Przykładem może być tutaj profil otworu 92 (Gdańsk-Wrzeszcz), gdzie rozpoznana mięszszść kompleksu piasków glaukonitowych wynosi 51 m, natomiast mięszszść zalegającej powyżej warstwy opok i margli – 63 m.

Dokumentacja paleontologiczna dotycząca osadów kampanu na terenie arkusza jest nieprecyzyjna. Ujednolicenie wieku dla wszystkich opisywanych osadów na całym obszarze wynika z występowania na podobnej głębokości kontaktu między utworami piaszczystymi i węglanowymi (Mojski, 1979a). Porównując przedstawione powyżej wykształcenie utworów kredy górnej z przytoczonymi wcześniej danymi (z profilu otworu Gdańsk IG 1), można przypuszczać, że dolne ogniwo zbudowane z piasków glaukonitowych należy (poza stropową częścią) odnieść do osadów kampanu dolnego, natomiast stropową część serii piasków glaukonitowych oraz skały krzemionkowo-węglanowe – już do kampanu górnego (Modliński, red., 1989).

Bezpośrednio na powierzchni podczwartorzędowej omawiane osady odsłaniają się prawie wyłącznie w południowo-wschodnim fragmencie terenu arkusza Gdańsk, na obszarze Żuław Wiślanych (peryferyjna północno-zachodnia część Żuław). Jest to wynikiem silnej egzaracyjnej działalności lodolodów, które poprzez depresję Głębi Gdańskiej, Zatoki Gdańskiej i obniżenia Żuław Wiślanych wielokrotnie wkraczały na obszar Nizy Polskiego. Utwory kredy górnej pojawiają się jeszcze w głębokim rozcięciu erozyjnym podłoża osadów czwartorzędu pomiędzy dzielnicami Gdańska – Wrzeszczem a Suchaninem, w południowej części obszaru arkusza Gdańsk (otw. 91).

2 Paleogen

Występowanie osadów paleocenu i eocenu nie zostało biostratygraficznie udowodnione. Dane geologiczne z rejonu Władysławowa (Chłapowo i Starzyno) oraz wspomniane już wcześniej wyniki badań mineralogicznych świadczą o prawdopodobieństwie obecności utworów wieku eoceńskiego na terenie arkusza. Wystąpienia osadów eocenu w środkowej części północnej Polski jest związana z transgresją morską, która rozpoczęła się u schyłku środkowego eocenu i trwała aż do końca wczesnego oligocenu. Utwory tego wieku są wykształcone w facji płytkomorsko-brakicznej i generalnie są do siebie litologicznie podobne, czego dowodzą profile otworów z rejonu Pucka (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). Na obszarze arkusza Gdańsk osady oligocenu zostały biostratygraficznie rozpoznane w punktowo opróbowanym profilu otworu 31 w północno-zachodniej części Sopotu, w rejonie

Brodwina (Domagała, Matl, 1973; Grabowska, Ważyńska, 1997). Badania asocjacji minerałów ciężkich w osadach kilku profili z omawianego terenu (otw.: 31, 32, 61, 86, 89 i 90) też miały charakter wybiórczy i punktowy (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974). Wyróżnione zespoły mineralogiczne nie zawsze wystarczająco dokładnie precyzują wiek utworów. To przypuszczenie może dotyczyć asocjacji epidotowej z domieszką granatów, występującej zarówno w osadach eocenu górnego, jak i oligocenu dolnego. Czynnikiem różnicującym wiek tych utworów jest wielkość domieszki granatów (przy zbliżonych ilościach granatów i epidotu), która powinna być znacznie wyższa w osadach oligocenu dolnego w stosunku do składu skał eocenu górnego (Kosmowska-Ceranowicz, 1987). Jednakże badania mineralogiczne osadów paleogenu i neogenu z profilu otworu w Łęczycach (24 km na zachód od Wejherowa) nie wykazały w utworach oligocenu dolnego większego udziału granatów (Kramarska i in., 2015). Ilości tych minerałów są stosunkowo małe i bardzo podobne do typowych zawartości granatów w asocjacji epidotowej, charakterystycznej dla osadów eocenu górnego z profilu otworu Chłapowo III. Biorąc pod uwagę powyższe spostrzeżenia, nie wydaje się możliwym dokładne rozdzielanie utworów eocenu i oligocenu, dlatego też zostały one opisane łącznie w postaci jednego kompleksu osadowego.

Kompleks utworów eocenu + oligocenu pokrywa większą część omawianego obszaru, zwłaszcza wysoczyzny. Na Żuławach Wiślanych osady tego wieku występują wyspowo, ze względu na wyegzarowanie znacznej ich części przez lądolód. Ich spąg nie wykazuje dużych deniwelacji i obserwuje się go zazwyczaj na wysokości 90–100 m p.p.m. (Mojski, 1979a).

a. Eoc en + oligoc en

Piaski kwarcowe i piaski glaukonitowe, iły i mułki, miejscami węgiel brunatny oraz żwiry. Syntetyczny profil litologiczny kompleksu osadów eocenu + oligocenu na obszarze arkusza Gdańsk pierwszy raz opracował Mojski (1979a, b). Od czasu pierwszego opracowania terenu arkusza Gdańsk nie przybyło nowych danych dotyczących jego budowy geologicznej, jednakże została szczegółowo opracowana litologia i biostratygrafia utworów paleogenu w rejonie Chłapowa i Starzyna (na zachód od Władysławowa). W związku z tym obecny obraz wykształcenia osadów omawianego kompleksu powstał na podstawie zbadanego wrywkowo (biostratygraficznie i mineralogicznie) profilu otworu Sopot-Brodwino (otw. 31 – tabl. II) oraz profili otworów zanalizowanych również fragmentarycznie pod kątem mineralogii (otw.: 32, 61, 86, 89 i 90). Pomocne także okazały się opisy wybranych otworów archiwalnych oraz porównanie tych danych ze szczegółowym obrazem wykształcenia utworów kompleksu eocenu + oligocenu w rejonie Władysławowa (Grabowska, 1987; Jaworowski, 1987; Kosmowska-Ceranowicz, 1987; Odrzywolska-Bieńkowska, 1987; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987).

Maksymalną miąższość osadów omawianego kompleksu rozpoznano w profilu otworu 31, gdzie osiąga ona 126,0 m, jednak nie osiągnięto tutaj spągu badanych utworów (na wysokości 113,4 m p.p.m.). Jedynym miejscem, gdzie rozpoznano zarówno strop, jak i spąg tych osadów, jest rejon otworu 86 (Gdańsk-Oliwa). Strop wapieni górnokredowych jest tutaj położony na wysokości 101,9 m p.p.m. Miąższość utworów eocenu + oligocenu wynosi w tym profilu 97,0 m.

Jak już wcześniej wspomniano, najdokładniej profil kompleksu osadów eocenu + oligocenu rozpoznano w otworze 31, gdzie został on wybiórczo zbadany biostratygraficznie (Domagała, Matl, 1973; Grabowska, Ważyńska, 1997) oraz litologicznie i mineralogicznie (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974). Można tutaj wyróżnić trzy sekwencje osadowe, odniesione wiekowo do eocenu + oligocenu (tabl. II).

Dolną serię utworów, o miąższości 22,0 m (na wysokości 89,4–111,4 m p.p.m.), budują szare i beżowoszare mułki (pyły) i ły, z dużą ilością zwietrzałego glaukonitu, zalegające na 2,0-metrowej warstwie zwartych zielonych iłów wapnistych (iłowców marglistych), które kończą profil otworu. W mułkach i iłach, obok glaukonitu, licznie występują igły gąbek i kolce jeżowców. Spektrum pyłkowe z próbki pobranej na głębokości 152,0 m odpowiada okresowi późny eocen–wczesny oligocen (Grabowska, Ważyńska, 1997). Natomiast w asocjacji minerałów ciężkich (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974), obecnej w mułkach z głębokości 144,0–148,0 m, dominują minerały z grupy epidotu (66,5%); dostrzegalna jest jeszcze zawartość cyrkonu (15,0%) i granatów (8,3%). Przybliżone koncentracje epidotu i cyrkonu zanotowano w profilu otworu Chłapowo III, w osadach ogniwa z Połczyna, utworzonych w górnej części późnego eocenu w środowisku morskim (Kosmowska-Ceranowicz, 1987; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). Pozwoliło to wstępnie zaliczyć 24,0-metrową serię mułków i iłów wraz z zielonymi iłami wapnistymi z otworu 31 również do utworów tego samego ogniwa.

Środkową sekwencję osadów, o miąższości 20,5 m (na wysokości 68,9–89,4 m p.p.m.), tworzą głównie piaski różno- i średnioziarniste z niedużą ilością zwietrzałego glaukonitu. W jej dolnej części występują też piaski gruboziarniste z dość znaczną (16,7%) domieszką żwirów. Skład minerałów ciężkich (tabl. II; Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974) jest zdominowany również przez epidot (40,7%), jednak znaleziono też dość znaczne ilości granatów (30,3%), a dużo mniejsze – dystenu (10,6%). Obecność glaukonitu w utworach wskazuje na kontynuację ich sedymentacji w zbiorniku morskim, natomiast wyraźne pogrubienie uziarnienia – na duże spłylenie i regresję morza. Znaczny wzrost zawartości granatów świadczy o nasileniu procesów falowo-prądowych w morskiej strefie litoralnej. Warto zauważyć, że podobną tendencję zmian ilości epidotu w stosunku do granatów zaobserwowano w osadach ogniwa z Chłapowa (górna część formacji mosińskiej dolnej), w profilu otworu Chłapowo III (Kosmowska-Ceranowicz, 1987; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). Osady ogniwa z Chłapowa z rejonu Chłapowa i Jastrzębiej Góry (profil stratotypowy) w profilu stratygraficznym odpowiadają utworom powstałym u schyłku późnego eocenu lub na pograniczu eocenu i oligocenu (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987).

Górną sekwencję utworów, o miąższości 81,5 m (na wysokości od 12,6 m n.p.m. do 68,9 m p.p.m.), budują brunatno-beżowe ły, w różnym stopniu węgliste, z detrytusem roślinnym, zwęglonymi szczątkami roślin i fragmentami ksylytu. ły te w górnej części zawierają większą domieszkę frakcji pyłowej. Spektrum pyłkowe z próbek pobranych na głębokości 87,0 i 119,0 m (tabl. II) wskazuje na wczesnooligoceniński wiek tych osadów (Grabowska, Ważyńska, 1997). Omawiane utwory powstawały w zbiorniku wody stojącej, o charakterze jeziorno-lagunowym. Osady te przypuszczalnie można korelować z utworami warstw czempińskich, reprezentującymi środowisko brackiczno-morskie i lądowe. ły przykrywa 9,5-metrowa warstwa piasków drobnoziarnistych, które na podstawie składu minerałów ciężkich zaliczono do profilu osadów miocenu.

Jak już wspomniano, w profilu otworu 86 (Gdańsk-Oliwa) miąższość osadów eocenu + oligocenu wynosi 97,0 m. W stropie wapieni i opok górnokredowych (101,9 m p.p.m.) zalega 5,0-metrowa seria zielonych piaskowców drobnoziarnistych glaukonitowych, o spoiwie ilastym, przykryta 16,0-metrową warstwą ciemnobrunatnych mułków ilastych, sporadycznie mułków, w spągu lekko glaukonitowych. Wstępnie tę 21,0-metrową sekwencję osadów odniesiono do ogniwa z Połczyna (dolnej części warstw mosińskich dolnych). Opisaną serię utworów przykrywa 6,0-metrowa warstwa piasków średnio- i różnoziarnistych. Spektrum minerałów ciężkich w tych piaskach jest zdominowane przez minerały z grupy epidotu (37,0%) oraz granaty (28,4%). Dostrzegalna jest również obecność staurolitu (8,7%) i dystenu (7,3%). Można tutaj zauważyć duże podobieństwo omówionego składu mineralnego do zawartości minerałów cechujących piaski zaliczone do osadów ogniwa z Chłapowa, występujące w profilu otworu 31. Omówione piaski przykrywa 71,0-metrowa sekwencja utworów pyłowato-ilastych, sporadycznie pyłowatych, ilastych lub pyłowato-piaszczystych. Ta miąższa seria osadów, z racji wykształcenia litologicznego i pozycji w profilu stratygraficznym, została wstępnie przypisana do utworów warstw czempińskich (oligocenu dolnego). Na 5,0-metrowej warstwie mułków kończącej omawianą sekwencję osadową spoczywają piaski o miąższości 15,0 m, w których składzie minerałów ciężkich przeważają minerały odporne na wietrzenie i transport, a to wskazuje na ich mioceniński wiek.

Na powierzchni podczwartorzędowej osady eocenu + oligocenu występują w wąskim pasie w południowo-wschodniej części badanego obszaru, na wschód od dzielnic Gdańsk – Nowego Portu i Suchanina (np. otw.: 78, 79, 99, 119 i 128). Niewielkie wychodnie znajdują się również w głębokich rozcięciach erozyjnych podłoża utworów czwartorzędu. Rozpoznano je na terenie Gdyni, wzdłuż doliny rzeczki Kaczej (otw.: 11, 13, 17, 21 i 22), oraz na terenie Gdańsk, pomiędzy Wrzeszczem i Suchaninem (otw. 118).

Reasumując przedstawione dane dotyczące wykształcenia i rozprzestrzenienia kompleksu osadów eocenu + oligocenu można przypuszczać, że w miarę pełnego wykształcenia profilu utworów tego wieku można spodziewać się w zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie wysoczyzny Poje-

zierza Kaszubskiego. Wyjątek stanowi tutaj jedynie fragment południowej części terenu, w rejonie dzielnicy Gdańska – Chełmu (otw. 119), gdzie pod miąższą serią osadów plejstocenu (155,0 m) zalega 3,0-metrowa warstwa mułków wstępnie zaliczona do kompleksu utworów eocenu + oligocenu, spoczywająca na opokach, gezach, wapieniach i piaskach glaukonitowych kredy górnej.

Obszar występujący niżej niż poziom wysoczyzny, zbudowany w części powierzchniowej przez rozległe pokrywy stożków napływowych (dzielnice Gdańska: Wyścigi, Oliwa, Nowy Port i Wrzeszcz) oraz najniższy położony teren Żuław Wiślanych (Gdańsk-Olszynka) cechuje redukcja miąższości w profilu osadów eocenu + oligocenu. Dotyczy to szczególnie rejonu Żuław Wiślanych (Gdańsk-Olszynka), gdzie często w stropie utworów kredy górnej spoczywają osady plejstoceniowe, a utwory eocenu + oligocenu najczęściej zostały egzaracyjnie usunięte. Rzadko spotyka się cienkie (0,5–2,2 m) warstwy mułków i piasków glaukonitowych, które hipotetycznie można powiązać z osadami omawianego kompleksu (otw. 102 i 130). W rejonie Sopotu-Wyścigów i Gdańska (Oliwy, Wrzeszcza i Nowego Portu) profil osadów eocenu + oligocenu jest bardziej kompletny i wzbogacony miejscami o cienkie serie utworów miocenu.

Opisywane osady charakteryzuje także duża domieszka pyłu węglowego i detrytusu roślinnego, a szczególnie w jego górnej młodszej części, wstępnie powiązanej z utworami oligocenu dolnego (warstwami czempińskimi?). Wystąpienia mało miąższych warstw węgla brunatnego natomiast zaobserwowano jedynie sporadycznie. Cienki poziom węgla brunatnego rozpoznano w profilu otworu 107 (Gdańsk-Jasień), w dolnej części osadów wieku eocen + oligocen (przekrój geologiczny A–B). W stropie opok i gez wieku górnokredowego (na wysokości 101,9 m p.p.m.) zalega 0,7-metrowa transgresywna seria piasków różnoziarnistych ze żwirami kwarcowymi, przykryta przez 1,7-metrową warstwę klastycznych utworów wapienistych z konkrecjami fosforytowymi. Wyżej w profilu występują poziom ilów o miąższości 1,6 m i 0,2-metrowa warstwa piasków z domieszką żwirów kwarcowych. Tę sekwencję osadów, mającą łączną miąższość 4,2 m i leżącą na utworach kredy górnej, zamyka 2,4-metrowy pokład węgla brunatnego, w którego stropie znajduje się warstwa mułków (1,6 m). Omówione osady przykrywa około 14-metrowa seria piasków o różnej granulacji (malejącej ku górze), którą zaliczono do skał ogniwa z Chłapowa.

Cienki poziom węgla brunatnego, o miąższości 2,0 m, rozpoznano także w profilu otworu 89 na Ostrowie (wyspa na Martwej Wiśle w Gdańsku). Węgiel brunatny z tego profilu jest prawdopodobnie nieco młodszy od węgla występującego w otworze 107.

Przedstawione spostrzeżenia i wnioski dotyczące wykształcenia i genezy utworów eocenu + oligocenu mają charakter wstępny, gdyż bazują na stosunkowo nikłym materiale badawczym i w przyszłości, w miarę rozwoju dalszych badań, z pewnością ulegną uszczegółowieniu i zmianom.

3. Neogen

a. Miocen

Mułki, iły, piaski kwarcowe i węgiel brunatny. Stan rozpoznania osadów miocenu jest ogólny i niezbyt szczegółowy. Wynika to z małej ilości badań biostratygraficznych, litologicznych i mineralogicznych. Bardziej szczegółowe dane na podstawie wybiórczych badań biostratygraficznych odnoszą się do osadów tego wieku ze wspomnianego już profilu otworu 31 (Domagała, Matl, 1973; Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974; Grabowska, Ważyńska, 1997). Podobnie dokładnie, na bazie badań litologicznych i mineralogicznych, rozpoznano miąższość i wykształcenie utworów miocenijskich w profilach otworów: 31, 32, 61, 70, 89 i 90 (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974). Kompleksowa analiza sporowo-pyłkowa pozwoliła na precyzyjne określenie wieku i warunków środowiskowych powstania osadów miocenu w profilach otworów: 40, 42 i 46 (Słodkowska, 2012), zlokalizowanych w kompleksie leśnym pomiędzy Gdańskiem i Sopotem. Jednakże w wymienionych otworach rozpoznano jedynie stropową, kilku lub kilkunastometrową, sekwencję osadów tego wieku (Pikies i in., 2012).

Utwory miocenu na powierzchni podczwartorzędowej występują powszechnie, w postaci dość szerokiego, południkowego pasa w zachodniej wysoczyznowej części obszaru badań. Ich szacunkowa miąższość (na podstawie opisu makroskopowego) waha się tutaj od 30,0–45,0 m (otw. 31 i 90) do 103,5 m (otw. 37), a zazwyczaj zawiera się w przedziale około 40–55 m. W rejonie Lasów Oliwskich, w sąsiedztwie otworu 37, miąższość ta może dochodzić do około 115 m (przekrój geologiczny A–B). Spąg osadów miocenu najniżej rozpoznano na wysokości 57,0 m p.p.m. (otw. 88), a najwyżej – na wysokości 12,6 m n.p.m. (otw. 31). Przeciętnie biegnie on na wysokości około 18–30 m p.p.m. Strop omawianych utworów w tej części obszaru arkusza zaobserwowano na wysokości od 2,0 m p.p.m. (otw. 7) do 66,6 m n.p.m. (otw. 37). Przeważnie występuje on na wysokości około 15–30 m n.p.m.

W środkowej części terenu arkusza, położonej poniżej poziomu wysoczyznowego (Sopot-Wyścigi, oraz Gdańsk-Oliwa, Gdańsk-Wrzeszcz i Gdańsk-Nowy Port), osady te zostały słabo rozpoznane, a ich szacunkowa miąższość jest dużo mniejsza – rzędu 14,5–55,2 m (otw.: 71, 72 i 73). W profilu otworu 89 (Gdańsk-Wrzeszcz), którego osady poddano badaniom litologiczno-mineralogicznym, nie rozpoznano utworów miocenu. Takich miejsc, gdzie osady miocenu zostały całkowicie usunięte, prawdopodobnie może być więcej w tym rejonie. W południowo-wschodniej części obszaru badań, w rejonie Portu Północnego oraz dzielnic Gdańska: Stogów, Olszynki i Górek Zachodnich, utwory neogenu i paleogenu zostały w większości usunięte przez egzarację łądolidów.

W profilu osadów miocenu najczęściej znajdują się jasne (siwe) lub jasnoszare piaski kwarcowe drobnoziarniste i pyłowate oraz mułki kwarcowe, miejscami z dużą domieszką pyłu węglowego, nadającego im wówczas brunatne zabarwienie. Miejscami występują także piaski kwarcowe średnio- i gruboziarniste, z niewielką domieszką frakcji żwirowej. Piaski kwarcowe drobnoziarniste oraz mułki kwarcowe zawierają również liczne blaszki muskowitu. Lokalnie znajdowane są cienkie przewarstwienie-

nia i soczewki ilów węglistych, natomiast piaskom kwarcowym nierzadko towarzyszą cienkie pokłady węgla brunatnego. Geometria i układ przestrzenny wymienionych utworów nie wykazuje dostrzegalnej prawidłowości czy powtarzalnej sukcesji osadowej i jest raczej efektem lokalnych warunków środowiskowych, generujących określony typ osadów. Generalnie można mówić o dwóch środowiskach powstawania utworów mioceńskich – rzeczonym i jeziornym. Warunki środowiskowe formowania się osadów miocenu zostały szczegółowo poznane w trakcie badań w odsłonięciu utworów tego wieku na klifie Kępy Redłowskiej w rejonie Gdyni Orłowa (Sokołowski, 2013a, 2014). W przypadku osadów występujących w profilach otworów wiertniczych ich rozpoznanie facjalne jest dużo ogólniejsze. Przyjmuje się, że ślad działalności rzek stanowią utwory korytowe, reprezentowane przez piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste. Innym efektem działalności rzecznej są osady deltowe (równi deltowej), rozbudowywane u ujść rzek do zbiorników jeziornych. Ich komponentem są piaski pyłowate drobnoziarniste. Udział utworów składających się z drobniejszych frakcji wzrasta w kierunku rozbudowy prodelta. Rezultatem zanikania płytkich zbiorników jeziornych na równi deltowej jest rozwój facji bagienno-torfowiskowych, generujących powstawanie cienkich pokładów węgla brunatnego. Liczne i na ogół mało miąższe warstwy węgla brunatnego mają charakter diachroniczny.

Profil otworu 70 (Gdańsk-Oliwa) jest jednym z lepiej rozpoznanych wystąpień utworów miocenu na terenie badań. Miąższość osadów mioceńskich wynosi tutaj 47,8 m, ich spąg jest położony na wysokości 17,8 m p.p.m., a strop zalega na wysokości 30,0 m n.p.m. Profil rozpoczyna 13,0-metrowa seria piasków kwarcowych średnioziarnistych, przedzielona warstwą węgla brunatnego o miąższości 1,5 m. Skład minerałów ciężkich (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974) jest tutaj zdominowany przez minerały odporne na wietrzenie chemiczne i transport: dysten (34,2%), staurolit (24,9%), epidot (19,5%) i turmaliny (11,2%). Powyżej w profilu występuje 12,0-metrowa seria piasków kwarcowych średnio- i drobnoziarnistych, w górnej części z domieszką frakcji pyłowej i ilowej (28,2%), w tym pyłu węgla brunatnego. Spektrum minerałów ciężkich jest tutaj bardzo podobne do składu mineralnego niższej serii osadów – dysten (38,3%), staurolit (23,6%), epidot (15,7%) i turmaliny (14,6%) . Profil utworów miocenu zamyka 22,0-metrowa warstwa zapyłonych piasków kwarcowych drobnoziarnistych, które w stropowej części (o miąższości 6,0 m) przechodzą w mułki piaszczyste. W składzie minerałów ciężkich (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974) przeważają również minerały odporne na wietrzenie, lecz w nieco innych proporcjach: dysten (25,0%), turmaliny (22,3%), cyrkon (15,2%) i granaty (14,3%). W omówionym profilu dominują utwory rzeczne facji korytovej.

Nieco inaczej osady wieku mioceńskiego są wykształcone w profilu otworu 61, zlokalizowanym w Dolinie Radości w Lasach Oliwskich (przekrój geologiczny A–B). Miąższość utworów wynosi tutaj 73,0 m, ich spąg jest położony na wysokości 46,6 m p.p.m., a strop – na poziomie 26,4 m n.p.m. Profil rozpoczyna 20,5-metrowa seria szarobrunatnych piasków drobnoziarnistych, w dolnej części z 1,0-metrową wkładką piasków pyłowatych, spoczywających na serii zwartych ilów węglistych

o miąższości 35,8 m. Iły te prawdopodobnie nawiązują do kompleksu osadów eocenu + oligocenu (przekrój geologiczny A–B). Spektrum minerałów ciężkich (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974) w piaskach jest bardzo podobne do wyżej opisanego składu mineralnego z profilu otworu 70 i wskazuje na przewagę minerałów ciężkich odpornych na wietrzenie i transport: dystenu (33,7%), turmalinów (19,6%), epidotu (17,3%) i cyrkonu (16,3%). Nad serią szarobrunatnych piasków drobnoziarnistych zalega 3,5-metrowy pokład węgla brunatnego, powyżej którego występują piaski pyłowate o miąższości 43,0 m. Piaski te w środkowej części są przedzielone 0,2-metrową warstwą węgla brunatnego. Profil utworów miocenu kończą iły węgliste o miąższości 6,0 m. W porównaniu z osadami mioceniowymi z otworu 70 litologia opisanych wyżej utworów wyróżnia się drobniejszym uziarnieniem (są one pyłowato-ilaste), większa jest też ilość poziomów węgla brunatnego.

Dotychczas udało się rozpoznać maksymalnie cztery pokłady węgla brunatnego występujące w pojedynczym profilu wiertniczym. Taką ilość pokładów, o miąższości 1,5–3,0 m, zaobserwowano w profilu otworu 90 (Gdańsk-Wrzeszcz). Najbardziej miąższy (17,0 m) pokład węgla brunatnego napotkano natomiast w profilu otworu 47 (Sopot-Wyścigi). Występuje tutaj jeszcze druga 5,0-metrowa warstwa węgla. Niewykluczone, że taka stosunkowo duża miąższość pokładu węgla brunatnego może być spowodowana deformacjami glacictonicznymi, stymulowanymi strefą krawędziową wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, u której podnóża ten otwór jest usytuowany.

Obecność osadów miocenu rozpoznano lito- i biostratygraficznie także w profilach trzech otworów (otw.: 40, 42 i 46), wykonanych na granicy kompleksów leśnych Gdańska i Sopotu (Pikies i in., 2012). W otworach 40 i 42 rozpoznano jedynie stropowe (1,5- i 1,8-metrowe) sekwencje utworów mioceniowych, natomiast w otworze 46 – warstwę tych osadów o miąższości 16,0 m. W profilu otworu 40 strop utworów miocenu zalega na wysokości 21,0 m n.p.m., a spąg – na poziomie 19,5 m n.p.m. W otworze 42 osady tego wieku leżą na wysokości 19,4 m n.p.m. (strop) i 17,6 m n.p.m. (spąg), natomiast w otworze 46 – na poziomie 12,7 m n.p.m. (strop) i 3,3 m p.p.m. (spąg). Zaczynając od góry, w profilu otworu 40 występują jasnoszare mułki warstwowane horyzontalnie. W profilu otworu 42 znajdują się bardziej homogeniczne mułki brunatnowęglowe. Zalegają one jeszcze w stropowej partii (2,2-metrowej) profilu otworu 46; w jego niższej części (o miąższości 7,6 m) coraz częściej zaznacza się ich smugowanie i laminacja. Ku spągowi można dostrzec nieznaczne pogrubienie frakcji osadów. Dolną część (6,2-metrową) profilu budują mułki piaszczyste, w których średnia zawartość frakcji pyłowej wynosi około 60%, a frakcji piaskowej – około 40%. Ku dołowi laminacja mułków stopniowo zanika, a barwa staje się coraz jaśniejsza, aż do jasnoszarej (siwej) w spągu. Z tego wynika, że większą część omawianego profilu utworów miocenu (otw.: 40, 42 i 46) budują rytmity pyłowate i pyłowato-piaszczyste z mniejszym lub większym dodatkiem substancji węglistej.

Osady wymienionych profili zostały dokładnie przebadane biostratygraficznie (Słodkowska, 2012). Analizie poddano cały materiał palinologiczny – palinomorfy oraz fitoklasty. We wszystkich próbkach frekwencja palinomorf była na tyle wysoka, że możliwe stało się przeprowadzenie pełnych analiz palinologicznych. Podstawę do datowań palinostratygraficznych stanowiły sporomorfy. W kilku próbkach wystąpił też słodkowodny fitoplankton. Łącznie oznaczono 86 taksonów spor, ziarn pyłku i fitoplanktonu. Analiza zespołów palinomorf we wszystkich próbkach wykazała ich duże wzajemne podobieństwo. Spektra palinologiczne odznaczają się wysoką frekwencją i są zróżnicowane taksonomicznie. We wszystkich próbkach obserwuje się wyraźny udział spor roślin zarodnikowych m.in.: *Baculatisporites*, *Laevigatosporites haardti*, *Neogenisporites neogenicus* i *Stereisporites*. Wśród pyłku nagonasiennych najliczniej występuje *Pinuspollenites* (22,1–50,7 %), a w mniejszej ilości *Sequoiapollenites* (do 10%), *Inaperturopollenites hiatus*, *Cupressacites bockwitzensis* i inne. Okrytonasienne, bardzo zróżnicowane taksonomicznie, najliczniej reprezentują: *Nyssapollenites* (do 19,8%), *Betulaepollenites betuloides* (do 13,8%), *Faguspollenites* (do 9,2%), *Ulmipollenites undulosus* (do 6,6%), *Alnipollenites verus* (do 6,2%), *Quercoidites* (do 5,7%), *Ericipites ericius* (do 5,2%) oraz *Tricolporopollenites pseudocingulum*, *Tricolporopollenites megaexactus*, *Liquidambarpollenites stigmosus* i inne. Dostrzegalny jest też udział pyłku roślin zielnych i wodnych, m.in.: *Sparganiaceapollenites*, *Corsinipollenites*, *Graminidites* i *Nuphar*. Ważny element zespołu palinomorf tworzy również fitoplankton słodkowodny z dużym udziałem *Ovoidites ligneolus* i *Sigmopollis pseudosetarius* oraz z innymi mniej licznymi taksonami (Słodkowska, 2012). Układ i następstwo przestrzenne poszczególnych asocjacji palinomorf nie wykazują żadnej prawidłowości. Badane próbki stanowią zespół jednowiekowy, a nieznaczne różnice w obrazie spektrów palinomorf mają charakter jedynie siedliskowy. Przeprowadzone badania palinostratygraficzne pozwalają na zaliczenie wszystkich próbek do poziomu pyłkowego IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* w miocenie środkowym, do odcinka związanego z akumulacją IA oczkowieckiego pokładu węgla brunatnego w utworach formacji poznańskiej (Słodkowska, 2012). Podobne spektra uzyskano z osadów w profilach Klifu Orłowskiego (Ważyńska, 1995; Słodkowska, 2007).

Utwory miocenu tworzą również miejscami wychodnie na powierzchni terenu. Największa z nich (zaznaczona na mapie geologicznej) znajduje się w obrębie Klifu Orłowskiego, na północ od Cypla Redłowskiego. Osady miocenijskie występują tutaj prawdopodobnie w pozycji *in situ*. Zostały one dokładnie rozpoznane pod kątem sedymentologicznym (Kaulbarsz, 2005; Sokołowski, 2013a, 2014), litologicznym (Kaulbarsz, 2005; Woźniak i in., 2018) oraz biostratygraficznym (Grabowska, 1987; Grabowska, Ważyńska, 1997; Słodkowska, 2007). Ich miąższość dochodzi do około 35 m. Osady te reprezentują dwa środowiska depozycji – rzeczne i zbiornikowe/pływowe. W środowisku rzeczonym powstały piaski różnoziarniste (facja korytowa) oraz mułki węgliste z wkładkami węgla brunatnego (facja równi zalewowej). Utwory zbiornikowe tworzą mułki oraz ily z rozproszoną substancją wę-

glistą, laminowane poziomo, riplemarkowo i smużyście. Przechodzą one stopniowo ku górze w osady piaszczyste o odwróconej gradacji uziarnienia, prawdopodobnie już osadzone w warunkach deltowych. W górnej części profilu znajdują się też laminowane mułki z soczewkami węgla brunatnego, które stanowią organiczne wypełnienia odciętych meandrów w środowisku niskoenergetycznej rzeki anastomozującej (Sokołowski, 2014). Wyniki badań biostratygraficznych próbek pobranych z piasków wskazują na obecność słodkowodnego zespołu pyłku roślin typowych dla osadów miocenu środkowego (Grabowska, 1987; Grabowska, Ważyńska, 1997; Słodkowska, 2007).

Inne odsłonięcia utworów miocenu, zlokalizowane w rejonie Sopotu (dzielnice Brodwinia i Kamiennego Potoku) oraz w głębokich dolinach rozcinających strefę krawędziową wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego na zapleczu Gdańska, dotyczą najprawdopodobniej kier lodowcowych.

4. Czwartorzęd

Budowę geologiczną kompleksu utworów czwartorzędowych w głównej mierze warunkuje układ przestrzenny i pionowe następstwo poziomów glacialnych. Miąższość osadów czwartorzędu pokrywających obszar arkusza jest bardzo zmienna, a wpływają na nią dwa czynniki – dynamika procesów akumulacyjnych i erozyjnych towarzyszących kolejnym nasunięciom lądolodów oraz rzeźba podłoża podczwartorzędowego, szczególnie zróżnicowana na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. W tym rejonie obserwuje się ekstremalne zróżnicowanie miąższości. Całkowity brak osadów czwartorzędowych w profilach stwierdzono w klifie Kępy Redłowskiej, w Sopocie-Kamiennym Potoku oraz w Gdańsku-Wrzeszczu (tabl. III). Miąższość pomierzona w profilach otworów waha się od 5,2 m (otw. 90) i 7,5 m (otw. 37) do 155,0 m (otw. 119) w południowej części terenu badań. W południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie Żuław Wiślanych, rzeźba powierzchni podczwartorzędowej odznacza się mniejszymi deniwelacjami i tam miąższość utworów czwartorzędowych najczęściej waha się w przedziale 70–100 m. Na Żuławach Wiślanych miejscami występuje 15–25-metrowa seria osadów holocenijskich delty Wisły.

a. Plejstocen

Profil utworów plejstocenu na terenie arkusza Gdańsk jest bardzo urozmaicony. Składa się on z osadów zlodowaceń: najstarszych, południowopolskich, środkowopolskich i północnopolskich. Na omawianym obszarze nie zostały zlokalizowane otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne), które mogłyby posłużyć do poznania litostratygrafii utworów plejstocenijskich. Poszczególne jednostki litostratygraficzne zostały wyróżnione głównie na podstawie analizy przestrzennej układu warstw w profilach archiwalnych otworów hydrogeologicznych oraz dzięki nawiązaniu do budowy geologicznej terenów sąsiednich arkuszy SMGP. Rozpoznanie budowy geologicznej nieco ułatwiło wykonanie w kompleksie leśnym na granicy

Gdańska i Sopotu ośmiu otworów wiertniczych. Trzy z nich odwiercono z pełnym rdzeniowaniem (otw.: 40, 42 i 46), co pozwoliło na opisanie występujących w nich osadów i skonstruowanie profilu litostratygraficznego (Pikies i in., 2012; Słodkowska, 2012; Szelewicka, 2012).

Ustalono, że w obrębie obszaru badań występuje dziesięć poziomów glin morenowych. Jeden poziom glin zwałowych jest ze zlodowacenia Narwi (zlodowaceń najstarszych). Cztery warstwy glin należą do profilu utworów zlodowaceń południowopolskich. Pierwsza z nich reprezentuje gliny zlodowacenia Nidy, dwie kolejne – zlodowacenia Sanu 1, a czwarta i ostatnia – zlodowacenia Sanu 2. W profilu zlodowaceń środkowopolskich występują dwa poziomy morenowe, zlodowacenia Odry i zlodowacenia Warty. Profil osadów zlodowaceń północnopolskich (zlodowacenia Wisły) budują utwory stadiałów: dolnego, środkowego i górnego. W każdym z nich rozpoznano obecność jednego poziomu glin zwałowych. Glinom wszystkich zlodowaceń towarzyszy, rozwinięty w różnym stopniu, zespół osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Nie udokumentowano utworów interglacialnych, jednak stwierdzono występowanie osadów interglacjału eemskiego w niedalekim sąsiedztwie, na obszarze arkuszy Tczew (Mojski, 1986, 1988) oraz Sobieszewo i Drewnica (Mojski, 1987b, 1990b). Nie można więc wykluczyć obecności morskich utworów interstadiału eemskiego w rejonie Żuław Wiślanych.

Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny paleogeńskie i neogeńskie jako kry w utworach plejstocénskich występują powszechnie w obrębie różnowiekowych poziomów glin zwałowych. W 45,0-metrowym profilu osadów plejstocénskich (otw. 38) rozpoznano obecność kry utworów mioceńskich o miąższości 5,0 m, której spąg jest położony na wysokości 43,7 m n.p.m., a strop – na poziomie 48,7 m n.p.m. Budują ją następujące osady: w stropie 0,3-metrowy poziom węgla brunatnego, następnie 1,0-metrowa warstwa zapyłonych piasków drobnoziarnistych, 2,9-metrowa seria mułków piaszczystych z pyłem węglowym i występujące w spągu ciemne, szarobrazowe piaski bardzo drobnoziarniste o miąższości 1,2 m. Mioceński węgiel brunatny rozpoznano także w profilu otworu 28, a ily piaszczyste z węglem brunatnym – w otworze 103, natomiast piaski pyłowate tego wieku napotkano w otworze 39. W profilu otworu 85 porwak osadów miocenu o miąższości 35,0 m (przekrój geologiczny A–B), budują głównie piaski kwarcowe, podrzędnie ily węgliste z wkładkami węgla brunatnego.

Kry osadów neogenu i paleogenu znaleziono również w licznych miejscach na powierzchni terenu. Mioceńskie piaski kwarcowe, pyłowate, są widoczne w zboczu doliny Swelinii, w Sopotcie- Kamiennym Potoku. Liczne kry osadów neogenu i paleogenu zaobserwowano w południowo-zachodnim fragmencie obszaru arkusza Gdańsk, w obrębie glin zwałowych najmłodszego poziomu morenowego (Mojski, 1979a), zarówno w jego części dolnej, jak i środkowej lub górnej. W odsłonięciach na południe od Gdańska-Suchanina i Gdańska-Migowa zauważono białe piaski, żwiry kwarcowe oraz ciemnobrazowe ily i mułki. Te utwory są wymieszane z żwirami grubookruchowymi, brukiem i z głazami skandynawskimi. Porwaki mają kształt płaskich soczew o długości do około 35 m (Mojski, 1979a).

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Osady zlodowacenia Narwi rozpoznano w profilu otworu położonego w Gdańsku-Ujeścisku, około 200 m na południe od południowej granicy terenu badań (otw. 9 na obszarze arkusza Pruszcz Gdański). W tym miejscu występuje bardzo głębokie obniżenie podłoża podczwartorzędowego, wypełnione przez utwory różnych ogniw stratygraficznych plejstocenu. W ich spągu znaleziono osady najstarszych zlodowaceń. Ponieważ otwór znajduje się tuż przy granicy obszarów arkuszy, a głębokość przegłębienia jest znaczna, należy założyć, że te utwory występują w południowej części omawianego terenu (przekrój geologiczny A–B).

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 podścielające gliny zlodowacenia Narwi rozpoznano w profilu otworu w rejonie Gdańska-Ujeściska, (otw. 9 na obszarze arkusza Pruszcz Gdański). Bezpośrednio na utworach eocenu + oligocenu zalega 10-metrowa seria szarozielonych i szarych piasków z domieszką żwirów. Ku stropowi grubość ziarn maleje, występują tam głównie piaski drobnoziarniste. Ta cecha osadów może wskazywać, że jest to poziom utworów wodnolodowcowych z recesji lądolodu stadiału dolnego omawianego zlodowacenia.

G l i n y z w a ł o w e zlodowacenia Narwi stanowią przedłużenie poziomu morenowego obecnego w profilu otworu 9 z rejonu Gdańska-Ujeściska (Pikies, 2013). Są to szare gliny o miąższości 5,0 m, których spąg zalega na wysokości 89,0 m p.p.m. Być może powstały one podczas pobytu lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Narwi.

Zlodowacenia południowopolskie

Utwory zlodowaceń południowopolskich występują fragmentarycznie w granicach terenu badań. Ogółem wydzielono cztery poziomy glin zwałowych: zlodowacenia Nidy (jeden poziom), zlodowacenia Sanu 1 (dwa poziomy) i zlodowacenia Sanu 2 (jeden poziom). Wymienionym poziomom morenowym towarzyszą na ogół serie osadów zastoiskowych, odłożone podczas nasuwania się lądolodu, oraz utwory wodnolodowcowe, powstałe w fazie jego recesji. W części wysoczyznowej poziomy glin są często porozrywane przez późniejsze procesy erozyjne. Utrudnia to w znacznym stopniu ich korelację przestrzenną. Jedynie stropowe sekwencje osadów, wstępnie zaliczonych do profili stadiału górnego zlodowacenia Sanu 1 i zlodowacenia Sanu 2, mają nieco szersze rozprzestrzenienie. Utwory zlodowaceń południowopolskich występują lokalnie także na obszarze Żuław Wiślanych, w Gdańsku-Stogach (Mojski, 1979a).

Zlodowacenie Nidy

Iły, mułki i piaski zastoisowe z etapu nasuwania się lądolodu znajdują się prawdopodobnie w tym samym rejonie omawianego obszaru tak jak osady zlodowacenia Narwi, a ich obecność jest wynikiem ekstrapolacji sytuacji geologicznej z obszaru arkusza Pruszcz Gdański (przekrój geologiczny A–B). Występuje tutaj około 30-metrowa seria mułków i piasków pyłowatych, której spąg jest położony na wysokości 82–83 m p.p.m.

Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy rozpoznano wstępnie w profilu otworu w dolinie Kaczej (otw. 11), w północnej części terenu arkusza Gdańsk. Znajdują się one w dolnej części profilu utworów plejstocenu, w głębokim obniżeniu powierzchni podczwartorzędowej, które może być rynną subglacialną. Przepuszczalnie gliny tego wieku występują także w profilu otworu 77 w rejonie Gdańska-Nowego Portu–Westerplatte, gdzie tworzą poziom morenowy o miąższości około 20 m, którego spąg leży na wysokości około 78 m p.p.m. Prawdopodobnie omawianym glinom towarzyszy obocznie kra paleogeńskich piasków glaukonitowych (otw. 76). Dalej na południowy wschód od Gdańska-Nowego Portu ten poziom morenowy schodzi nieco w dół, jednocześnie jego miąższość wzrasta do około 30–35 m (otw. 80 i 131). Spąg glin zalega na wysokości 88,0–92,6 m p.p.m. Nie można jednakże wykluczyć, że ten miąższy poziom morenowy nie jest jednorodny i w dolnej części budują go gliny zlodowacenia Narwi.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe z etapu recesji lądolodu zlodowacenia Nidy prawdopodobnie znajdują się w obniżeniu podłoża podczwartorzędowego w południowej części obszaru arkusza, w rejonie Gdańska-Ujeściska. Wydzielenie tych osadów stanowi odwzorowanie sytuacji geologicznej z terenu arkusza Pruszcz Gdański (Pikies, 2013). Są one wykształcone w postaci około 20-metrowej serii piasków drobnoziarnistych, której spąg zalega na wysokości 52–53 m p.p.m. Do utworów wodnolodowcowych tego wieku odniesiono wstępnie także piaski i żwiry, występujące w profilach otworów 5 i 8 w dolinie Kaczej.

Zlodowacenie Sanu 1

Stadiał dolny

Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków występują tylko w obniżeniu podłoża podczwartorzędowego w rejonie doliny Kaczej, w profilu otworu 5 (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe z etapu recesji lądolodu stadiału dolnego stwierdzono w rejonie rzeki Kaczej (otw. 7, 8 i 11) oraz w profilach otworów 109 i 110 w Gdańsku-Jasieniu. W otworze 110 miąższość piasków i żwirów tego wieku wynosi 14,0 m, a ich spąg znajduje się na wysokości około 25 m p.p.m. Zalegają one bezpośrednio na osadach miocenu, a przykrywa je poziom glin zwałowych stadiału górnego omawianego zlodowacenia (przekrój geologiczny A–B).

Stadiał górny

Mułki zastoiskowe poprzedzają gliny zwałowe stadiału górnego w profilach otworów 28 (Sopot-Bernadowo) i 30 (Sopot-Brodwino). Jest to 3–5-metrowa seria mułków, której spąg zalega na utworach miocenu na wysokości 10–25 m n.p.m.

Gliny zwałowe występują w profilach otworów: 28 (Sopot-Bernadowo), 85 (Gdańsk-Nowiec) oraz 107, 109 i 110 (Gdańsk-Jasień). Na ich przykładzie widać wyraźnie, że coraz młodsze poziomy morenowe osiągają coraz większe rozprzestrzenienie. W wielu miejscach spoczywają one na podłożu miocenijskim, dlatego też są w nich obecne kry osadów miocenu. Największą krę, zbudowaną głównie z piasków kwarcowych miocenu, rozpoznano w profilu otworu 85 (przekrój geologiczny A–B). Miąższość glin stadiału górnego waha się od 5,0 m (otw. 28) do około 26 m. Zwiększenie miąższości może być spowodowane procesami glacitektonicznymi (otw. 85). Spąg tego poziomu morenowego najczęściej przebiega na wysokości od 5 m p.p.m. do 12 m n.p.m. (otw. 85).

Iły zastoiskowe osadzone prawdopodobnie podczas recesji lądolodu rozpoznano jedynie w rejonie Gdańska-Jasienia, w profilach otworów 109 i 110. Spoczywają one bezpośrednio w stropie glin zwałowych tego samego zlodowacenia, na wysokości 6–8 m p.p.m. Miąższość iłów waha się w granicach 6–16 m.

Piaski i żwiry, miejscami piaski i mułki, wodnolodowcowe z fazy wycofywania się lądolodu występują w profilach otworów: 26, 28, 29 i 30, zlokalizowanych w kompleksie leśnym na wysoczyźnie morenowej, na zachód od Sopotu, oraz w profilach otworów: 107, 108, 109, 110 i 115, w rejonie dzielnic Gdańska – Jasienia i Zaborni. W profilach otworów 107 i 108, w stropie utworów wodnolodowcowych, dominują żwiry. Miąższość omawianych osadów generalnie waha się od około 2 m do około 20 m. Ich spąg w rejonie Gdańska-Jasienia i Gdańska-Zaborni leży na wysokości około 0–20 m p.p.m., natomiast w pozostałych częściach wysoczyzny morenowej znajduje się na poziomie około 18–26 m n.p.m.

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny zwałowe prawdopodobnie znaleziono w środkowej części terenu arkusza, w profilach otworów: 28, 29 i 30, oraz w jego południowym fragmencie, w otworach: 107, 108, 109 i 115. Wstępnie rozpoznano je także w profilach otworów: 5, 7 i 8 w dolinie Kaczej. Ich miąższość waha się w granicach 4–24 m. Spąg poziomu glin znajduje się na wysokości 15–35 m n.p.m. w północnej i środkowej części terenu badań, a w jego południowej części obniża się do wysokości 1 m p.p.m. (otw. 115). W profilu otworu 118 miąższość nierozdzielonej serii tych glin dochodzi do około 97 m, co hipotetycznie wskazuje na możliwość zalegania omawianych osadów na większej głębokości.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe z etapu recesji lądolodu mają stosunkowo szeroki zasięg na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. Rozpoznano je m.in. w profilach otworów:

10, 26, 29, 30, 34, 38, 61, 64, 81 i 85. Serię utworów wodnolodowcowych budują osady o różnorodnej granulacji, począwszy od piasków drobnoziarnistych, miejscami pyłowatych (otw. 26 i 34), a skończywszy na piaskach ze żwirami (otw. 81). Jej miąższość wynosi od kilku metrów do ponad 20 m. Spąg tych osadów występuje na wysokości około 5–25 m n.p.m. w północnej części terenu arkusza, a w jego południowej części zalega na zbliżonym poziomie, bo od około 3 m p.p.m. do około 30 m n.p.m.

Zlodowacenia środkowopolskie

Na obszarze arkusza Gdańsk stwierdzono osady zlodowacenia Odry i zlodowacenia Warty. Pełniej rozwinięty litostratygraficznie profil tych utworów występuje na Pojezierzu Kaszubskim, jednak fragmenty poziomów morenowych są tutaj miejscami usunięte w wyniku późniejszej erozyjnej działalności wód roztopowych, co spowodowało przerwanie ciągłości pokładów i stwarza trudności w ich korelacji. W rejonie delty Wisły osady zlodowaceń środkowopolskich uległy częściowej redukcji, miejscami zachowały się tylko utwory zlodowacenia Odry.

Profil osadów zlodowacenia Odry składa się z utworów zastoiskowych, utworzonych przed czołem nasuwającego się lądolodu, poziomym glin zwałowych, obocznie przechodzących w piaski i żwiry lodowcowe, oraz serii osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych, powstałych w czasie jego recesji. Profil osadów zlodowacenia Warty jest bardziej ubogi – znajduje się tutaj jeden poziom glin zwałowych, podścielony lokalnie utworami zastoiskowymi. Sporadycznie występują także piaski i żwiry wodnolodowcowe, które były sypane na przedpolu nasuwającego się i potem topniejącego lądolodu. Nie udokumentowano obecności osadów zastoiskowych związanych z recesją lądolodu zlodowacenia Warty.

Zlodowacenie Odry

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne) osadzone przed czołem nasuwającego się lądolodu zlodowacenia Odry są stosunkowo słabo rozprzestrzenione. Rozpoznano je w profilach otworów: 9, 10, 61, 64 i 82. Miąższość utworów zastoiskowych jest nieduża i waha się w granicach około 5–10 m. Spąg serii jest położony na wysokości od 30,0 m n.p.m. (otw. 9 i 10) do 45,0 m n.p.m. (otw. 61). Niewykluczone, że 18,0-metrową serię mułków piaszczystych i ilastych, podścielających 27,0-metrowy poziom glin zwałowych w profilu otworu 106 (Gdańsk-Jasień), również należy wiązać z funkcjonowaniem zastoisk zlodowacenia Odry. Spąg mułków zastoiskowych w omawianym profilu jest położony na wysokości 48,0 m n.p.m.

Piaski i żwiry lodowcowe stanowią osady zbliżone facjalnie do glin zwałowych, lecz dominują w nich piaski różnoziarniste i żwiry, a gliny występują jedynie w formie domieszki. Tego typu osady rozpoznano w profilu otworu 81 (Gdańsk-Złota Karczma), gdzie podścielają one gliny zwałowe zlodowacenia Odry. Miąższość tych utworów wynosi około 5–20 m.

Nieco inną genezę mogą mieć osady widoczne w 15-metrowym odsłonięciu w najbardziej południowej części Klifu Orłowskiego (Sokołowski, 2014). Litologicznie są one bardzo zróżnicowane i wykształcone w postaci piasków i żwirów z domieszką mułków i ilów, co nadaje im miejscami charakter piaszczystych diamiktonów. Prawdopodobnie utwory te są wynikiem akumulacji lodowcowej w warunkach subaeralnych, w pobliżu czoła topniejącego lądolodu (Woźniak i in., 2018). Skala pozioma wykreślonych na mapie geologicznej granic wydzielen w rejonie Cypla Redłowskiego uległa znacznemu przewyższeniu (około czterokrotnemu), gdyż zachowując rzeczywiste proporcje ich wielkości trudno byłoby pokazać omawianą sytuację geologiczną. W rzeczywistości rozciągłość wychodni miocenu oraz osadów zlodowaceń środkowopolskich oraz zlodowacenia Wisły jest tutaj znacznie mniejsza.

Gliny zwałowe rozpoznano w wielu profilach wiertniczych na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego (otw.: 9, 26, 29, 30, 33, 34, 38, 39, 81, 103, 107, 108, 109, 110 i 115). W profilach otworów: 28, 38, 39 i 103 występują kry osadów miocenu. Gliny zlodowacenia Odry znaleziono również w rejonie gdańskiego Starego Miasta, w brzeżnej części delty Wisły, w profilach otworów: 94, 95 i 96. Występuje tutaj silnie porozmnywany poziom tych utworów (o miąższości 3–7 m), którego spąg jest położony na wysokości 35–43 m p.p.m. Opisane gliny rozpoznano także wstępnie nieco bardziej na wschód, w profilu otworu 102 (Gdańsk-Stogi). Nie tworzą one tutaj ciągłego poziomu morenowego, lecz raczej izolowane płyty. Ich miąższość wynosi około 14 m, a spąg biegnie na wysokości 50 m p.p.m. Miąższość glin zwałowych zlodowacenia Odry na obszarze wysoczyzny osiąga zróżnicowane wartości, od 2,0–3,0 m (otw. 26 i 34) przez 15,0 m (otw. 81) do 20,0–25,0 m (otw.: 107, 108 i 110). Zwiększenie się miąższości jest prawdopodobnie wynikiem glacitektonicznego spiętrzenia omawianych osadów. Spąg glin zwałowych na obszarze wysoczyznowym leży na wysokości od około 10 m do ponad 50 m n.p.m.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne) utworzone podczas recesji lądolodu opisano w profilach otworów: 33, 34 i 61. W otworze 34 występuje 15,0-metrowa seria piasków pyłowatych, mułków i ilów, której spąg znajduje się na wysokości 49,0 m n.p.m. W dolnej części tej warstwy dominują przewarstwienia utworów piaszczysto-pyłowatych, a jej górną partię budują ły pyłowate o miąższości 5,0 m. Podobną, tylko że 10,0-metrową, serię osadów zastoiskowych napotkano w profilu otworu 33.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe powstałe podczas recesji lądolodu wyróżniono w części wysoczyzny położonej na zachód od Sopotu i Gdańska-Oliwy, w profilach otworów: 4, 26, 29, 33, 34, 35, 38, 39, 63 i 64, gdzie ich miąższość waha się od około 4–5 m (otw. 34 i 29) do 33,0 m (otw. 63). Spąg serii tych osadów jest tutaj położony na wysokości 35–50 m n.p.m. i zalega on na osadach zastoiskowych lub też na glinach zlodowacenia Odry. W wielu miejscach ciągłość poziomów glin zlodowacenia Odry jest przerwana w wyniku erozyjnej działalności wód roztopowych, generujących omawiane osady wodnolodowcowe (przekrój geologiczny A–B).

Opisane utwory znajdują się także w części wysoczyzny leżącej na południowy zachód od Gdańska-Oliwy, w okolicy Gdańska-Złotej Karczmy i Kiełpina Górnego, w profilach otworów: 81, 82, 85, 103 i 112. W tym rejonie miąższość osadów wodnolodowcowych waha się od około 5 do około 20 m. Przebieg ich spągu ulega silnemu zróżnicowaniu, prawdopodobnie z powodu silnych deformacji glaciektonicznych.

Utwory wodnolodowcowe zlodowacenia Odry zostały również wstępnie rozpoznane w odsłonięciu w Klifie Orłowskim, na południe od Cypla Redłowskiego (Sokołowski, 2014; Woźniak i in., 2018). Wysokość odsłonięcia wynosi 15 m. W jego dolnej części budują go piaski średnio- i drobnoziarniste. W górnej partii obserwuje się zmniejszenie wielkości ziarn, dominują litofacje piaszczysto-mułkowe. W obrębie całego pakietu osadów występuje rozproszona substancja węglista, a w jego środkowej części – przewarstwienia materiału pyłowato-ilastego (Sokołowski, 2014). Utwory dolnej części reprezentują dwa cykle sedymentacyjne, typowe dla facji korytovej piaskodennej rzeki meandrującej. Górna partia osadów o drobniejszym uziarnieniu powstawała w warunkach fluwialnych środowisk pozakorytowych podczas kolejnych epizodów powodziowych (Sokołowski, 2014). Opisane utwory mają charakter bardziej rzeczny (rzeka meandrująca) niż wodnolodowcowy (rzeka roztokowa) i ich wykształcenie sugeruje, iż tworzyły się one w trakcie cieplejszego okresu w czasie zlodowaceń środkowopolskich (Sokołowski, 2013b). Jedno datowanie tych osadów wykonane metodą termoluminescencji (TL) dało wynik 249 ± 48 tys. lat BP. Wskazuje on na ich depozycję w okresie MIS 8a, ewentualnie, biorąc pod uwagę błąd pomiaru, również w okresie MIS 7e (Woźniak i in., 2018), co odpowiada schyłkowej (katalogalnej) części zlodowacenia Odry lub nawet interglacjałowi lubawskiemu (lubelskiemu).

Zlodowacenie Warty

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) z etapu transgresji lądolodu występują tylko sporadycznie; wstępnie rozpoznano je na obszarze wysoczyzny, położonej na zachód od Sopotu. Te osady są widoczne w profilach otworów 34 i 35. Ich miąższość wynosi od około 5 do 13 m, a w spągowej części warstwy znajduje się 3,0-metrowy poziom żwirów (otw. 34), który pozwala na wstępne rozdzielenie miąższego kompleksu utworów wodnolodowcowych na dwie różnowiekowe serie. Opisane osady spoczywają na osadach wodnolodowcowych powstałych w trakcie recesji zlodowacenia Odry (przekrój geologiczny A–B). Niewykluczone, że do utworów wodnolodowcowych zlodowacenia Warty należy także zaliczyć 16,0-metrową serię piasków i żwirów, podścielających 4,0-metrową warstwę glin, hipotetycznie również tego samego zlodowacenia, w profilu otworu 103 w Kiełpinie Górnym. Spąg serii tych osadów występuje tutaj na wysokości 66,0 m n.p.m.

I ł y, m u ł k i i p i a s k i z a s t o i s k o w e rozpoznano w nielicznych miejscach na terenie wysoczyzny, gdzie podścielają gliny morenowe tego samego zlodowacenia (otw.: 28, 29, 30 i 112). Ich miąższość zamyka się w przedziale około 3–13 m. Spąg tych utworów znajduje się na wysokości

48–54 m n.p.m.; jedynie w profilu otworu 112 jest on położony na poziomie około 22 m n.p.m. Prawdopodobnie do osadów zastoiskowych tego wieku należy także zaliczyć 4–8-metrową serię szarobieżowych mułków i ilów, podścielających poziom glin zwałowych w profilach otworów: 40, 41, 42, 44 i 45, zlokalizowanych w kompleksie leśnym na pograniczu Gdańska i Sopotu. Spąg tej serii jest położony na wysokości 39,0–55,5 m n.p.m., a strop – na poziomie 48,5–63,0 m n.p.m. Badania zawartości węglanu wapnia w osadach występujących w profilu otworu 40, wykazały jego niskie koncentracje, rzędu 1,56–1,71% (Pikies i in., 2012). Makroskopowo są to osady homogeniczne, bez widocznej rytmicznej warwowości, charakterystycznej dla utworów akumulacji zastoiskowej.

Gliny zwałowe stanowią pierwszy w miarę regularnie rozwinięty poziom morenowy na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, znajdujący w profilach otworów: 26, 28, 29, 30, 34, 35, 39, 40, 41, 42, 44, 61, 63, 64, 81, 82, 103, 106, 111 i innych. Miąższość tych glin waha się od 2,0–4,0 m (otw. 28 i 30) do 15,0 m (otw. 82), a nawet do 20,0 m (otw. 111). Ich spąg występuje na wysokości: 50–75 m n.p.m. (Gdynia-Mały Kack–Sopot-Leśna Polana), 55–80 m n.p.m. (Gdańsk-Złota Karczma) i 25–40 m n.p.m. (Gdańsk-Jasień–Gdańsk-Zabornia). Słabiej rozpoznany rejonem jest obszar delty Wisły, gdzie poziomy morenowe występują w postaci izolowanych płatów, co utrudnia ich korelację. Dotyczy to szczególnie płycej zalegających utworów.

Gliny tego wieku lepiej rozpoznano w profilu otworu 40, zlokalizowanego w lasach na pograniczu Sopotu i Gdańska. Całkowita ich miąższość wynosi tutaj 10,2 m. W stropie profilu występuje cienki, 0,6-metrowy poziom glin piaszczystych, podścielony 5,6-metrową serią piasków pyłowatych i mułków, poniżej których zalega dolny poziom glin o miąższości 3,9 m (spąg na wysokości 61,0 m n.p.m). Zawartość węglanu wapnia w piaskach pyłowatych zawiera się w przedziale 7,16–10,82% (dwie analizy). Badania petrograficzne frakcji żwirowej (5–10 mm) górnego poziomu glin zwałowych (o miąższości 0,6 m) wskazują na przewagę okruchów wapieni paleozoicznych (43,3%) nad skałami krystalicznymi (36,1%). Znaczącą domieszkę stanowią także ziarna piaskowców paleozoicznych (6,9%) i dolomitów paleozoicznych (4,7%). Średnie wartości współczynników petrograficznych¹ tych glin wynoszą: O/K – 1,4; K/W – 0,8; A/B – 1,1 (Szelewicka, 2012). Skład petrograficzny dolnego poziomu glin zwałowych jest bardziej zróżnicowany, co wynika z jego różnego wykształcenia. Badania uziarnienia tych glin dowodzą, że w ich dolnej partii (na głębokości 36,3–36,8 m) zawierają one 42,3% frakcji ilowej, 29,9% frakcji pyłowej oraz 26,0% frakcji piaskowej i 1,8 % frakcji żwirowej (dane niepublikowane). Swoim składem granulometrycznym odpowiadają one więc ilom pyłowatym.

¹ Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarc, W — skały węglanowe, A — skały nieodporne na wietrzenie, B — skały odporne na wietrzenie.

Uziarnienie następnej próbki (na głębokości 36,2–36,3 m) wskazuje na obecność glin o innym wykształceniu. Zawierają one tylko 4,6% frakcji iłowej, 10,5% frakcji pyłowej, 64,1 % frakcji piaskowej i aż 20,6 % frakcji żwirowej. Kolejne analizy uziarnienia (w kierunku stropu) dowodzą, że głównym komponentem glin jest frakcja piaskowa, występująca w ilości 60,2–70,6 % (cztery analizy). W ich stropie ponownie występuje nieco większa domieszka frakcji żwirowej, wynosząca 11,8% (dane niepublikowane). Górna część dolnego poziomu gliny pod kątem uziarnienia upodabnia się do piasków różnoziarnistych, zaznaczają się umiarkowane domieszki frakcji pyłowej (10–15%) i frakcji iłowej (4–11%). Makroskopowo są to gliny masywne, homogeniczne. Adekwatnie do ich wykształcenia kształtują się zawartości składników frakcji żwirowej i wartości współczynników petrograficznych (tab. 2). W składzie dolnej ilastej części tego poziomu morenowego nieznacznie dominują skały krystaliczne (44,5%) nad wapieniami (41,1%), widoczne są jeszcze kwarc (5,4%) oraz północne piaskowce (5,0%) (Szelewicka, 2012). Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K – 1,0; K/W – 1,2; A/B – 0,8. Wyższa część omawianych glin (bogatsza we frakcję piaskową), położona bezpośrednio powyżej warstwy z 20,6-procentową zawartością frakcji żwirowej, swoim składem petrograficznym jest jeszcze zbliżona do bardziej ilastej dolnej części poziomu. Odznacza się ona już tylko bardzo niewielką przewagą skał krystalicznych (41,6%) nad wapieniami (40,1%); udziały piaskowców i kwarcu są zbliżone do siebie. Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K – 1,0; K/W – 1,1; A/B – 0,8. Dopiero w dwóch próbkach pobranych wyżej udział wapieni północnych jest wyraźnie wyższy niż skał krystalicznych. Uśredniony skład petrograficzny wskazuje na dominację wapieni północnych (44,8%) nad skałami krystalicznymi (38,9%); współczynniki petrograficzne są wyraźnie zbliżone do wartości z górnego (0,6-metrowego) poziomu glin i wynoszą: O/K – 1,2; K/W – 0,9; A/B – 1,0 (tab. 2). Z powyższego opisu wynika, że górna partia dolnego poziomu morenowego podczas formowania inkorporowała początkowo materiał skalny z bardziej ilastej dolnej części, dopiero później jej skład petrograficzny ustabilizował się i ostatecznie wykształcił.

Gliny zlodowacenia Warty znajdują się także na powierzchni terenu w rejonie Gdyni-Orłowa, gdzie budują ścianę klifu Cypla Redłowskiego. Szerokość tej ściany wynosi około 30 m, a wysokość dochodzi do 18 m (Zaleszkiewicz i in., 2000). Omawiane gliny są glacitektonicznie zdeformowane, skompresowane i mają wyraźnie zaznaczoną oddzielność kostkową. Odznaczają się one barwą ciemnoszarą, miejscami również szarobrunatną. Pod względem uziarnienia są to gliny ilaste, z niewielką zawartością frakcji żwirowej (2,1–4,0%). Zawartość węgla wapnia kształtuje się w granicach 11,6–12,4% (Zaleszkiewicz i in., 2000). W składzie petrograficznym frakcji żwirowej zaznacza się przewaga wapieni paleozoicznych (48,6%) nad skałami krystalicznymi (33,1%), a także obecność łupków paleozoicznych (2,8–3,6%). Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K – 1,4; K/W – 0,8; A/B – 1,2 (Zaleszkiewicz i in., 2000; Kaulbarsz, 2005; Jurys i in., 2006). Wystę-

pujące w opisanych osadach silne zaburzenia glaciektoniczne nie pozwalają jednoznacznie określić ich typu genetycznego. Prawdopodobnie stanowią one gliny wytopnieniowe. (Kaulbarsz, 2005). Według Lisickiego (2003) są to najprawdopodobniej gliny typu Szczenurze 1a 18, najbardziej zbliżone do litotypu *W2*. Wyniki dwóch datowań metodą termoluminescencji (TL) tych utworów wskazują na wiek $127 \pm 19,2$ tys. lat BP i $129,1 \pm 19,4$ tys. lat BP, co w połączeniu z danymi uzyskanymi z badań litologiczno-petrograficznych pozwala uznać, że powstały one podczas zlodowacenia Warty.

Skład petrograficzny glin zlodowacenia Warty

Tabela 2

Stanowisko lub numer otworu	Wysokość (m n.p.m.) lub głębokość (m)	Ilość analiz	Kr	Wp	Dp	Łp	Pp	Qp	Skały lokalne	O/K	K/W	A/B
			Wartości średnie (%)									
Cypel Redłowski*	5,0–8,0 m n.p.m.	2	33,1	48,6	0,2	3,2	6,1	5,2	3,6	1,4	0,8	1,2
Cypel Redłowski**	0,0–3,5 m n.p.m.	2	33,4	39,7	3,6	0,0	6,5	2,8	14,0	1,4	0,9	1,0
Otwór nr 40***	26,8–27,4 m	1	36,1	43,3	4,7	0,4	6,9	1,7	6,9	1,4	0,8	1,1
	32,9–36,0 m	3	38,9	44,8	1,3	0,1	4,6	3,1	7,2	1,2	0,9	1,0
	36,0–36,8 m	1	44,5	41,1	2,0	0,0	5,0	5,4	2,0	1,0	1,2	0,8

Kr – skały krystaliczne, Wp – wapienie, Dp – dolomity, Łp – łupki, Pp – piaskowce i kwarcyty, Qp – kwarc,
według: *Zaleskiewicz i innych (2000), Jurysa i innych (2006), **Woźniaka i innych (2018); dane liczbowe przetworzone z diagramu rysunkowego;
według ***Szelewickiej (2012)

Gliny budujące Cypel Redłowski były w ostatnim czasie przedmiotem dalszych szczegółowych badań litologicznych, petrograficznych i sedimentologicznych (Sokołowski, 2014; Woźniak i in., 2018). Badania petrograficzne frakcji żwirowej (5–10 mm) w próbkach pobranych u podstawy klifu dały wynik zbliżony do osiągniętego wcześniej. W dalszym ciągu jest zauważalna, choć nie tak duża, dominacja wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi (tab. 2). Jednak czas formowania się omawianych glin według wymienionych wyżej autorów został określony, jako również prawdopodobny, na stadiał środkowy (Świecia) zlodowacenia Wisły. Nieco odmienny skład petrograficzny, odbiegający od typowych zawartości skał północnych w glinach stadiału środkowego, tłumaczy się inkorporowaniem dużej ilości materiału pochodzącego z niszczenia starszych utworów morenowych (Woźniak i in., 2018).

Gliny zlodowacenia Warty rozpoznano jeszcze w dwóch innych odsłonięciach (Mojski, 1979a). Jednym z nich jest ściana niskiego klifu w Gdyni-Kolibkach, zlokalizowana około 8,2 km na południe od Cypla Redłowskiego (punkt dok. 7). Wyniki badań składu petrograficznego (pięć analiz) pozwoliły na wyliczenie uśrednionych wartości współczynników petrograficznych: O/K – 1,36; K/W – 0,87; A/B – 1,04 (Mojski, 1979a). Drugim stanowiskiem jest od dawna nieczynne i zrehabilitowane wyrobisko w Gdańsku-Brętowie (punkt dok. 16). W stanowisku rozpoznano dwa poziomy glin zwałowych.

Starszy z nich charakteryzuje się następującymi średnimi wartościami współczynników petrograficznych (osiem analiz): O/K – 1,26; K/W – 0,94; A/B – 1,04 (Mojski, 1979a). Gliny z opisanych stanowisk zostały początkowo zaliczone do profilu osadów stadiału dolnego zlodowacenia Wisły, zwanego też stadiałem sandomierskim (Mojski, 1979a). Hipotetycznie do utworów zlodowacenia Warty zaliczono także gliny, których cienki pas wychodni (często pod przykryciem cienkich pokryw deluwialnych) ciągnie się na południe od grodziska w Sopocie, na odcinku około 7 km.

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 (górne), formowane podczas recesji lądolodu zlodowacenia Warty zostały rozpoznane w profilach wielu otworów wiertniczych, na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego (otw.: 4, 10, 29, 34, 35, 61, 82, 103 i in.). Osady wodnolodowcowe tworzą dość powszechny poziom, którego ciągłość w wielu miejscach jest poprzerywana przez późniejsze procesy erozyjne. Miąższość tej serii utworów, obserwowana w profilach wiertniczych, najczęściej zamyka się w przedziale około 3–30 m, a jej spąg zalega na wysokości 30–80 m n.p.m.

Odsłonięcia osadów wodnolodowcowych związanych prawdopodobnie z recesją lądoloądu omawianego zlodowacenia zostały przedstawione już w poprzednim opracowaniu (Mojski, 1979a, b). Jedno z nich znajduje się w niewielkiej odległości na południe od klifu w Gdyni-Kolibkach. Inną odkrywkę zlokalizowano około 6 km na zachód od mola w Sopocie, gdzie w dolnej części rozcięcia dolinnego odsłaniają się lekko zaburzone i przekątnie warstwowane piaski i żwiry o miąższości około 6 m. Warto nadmienić, że utwory w powyższych odsłonięciach w pierwotnym opracowaniu terenu arkusza czasowo zostały odniesione do recesji lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Wisły (Mojski, 1979a, b).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Podział stratygraficzny osadów zlodowacenia Wisły opiera się w dużej mierze na wynikach badań geologicznych na obszarze Dolnego Powiśla. Kluczowym poziomem stratygraficznym utworów młodszego plejstocenu są tutaj szeroko rozumiane osady interglacjału eemskiego, ponad którymi zalega miąższy kompleks osadów zlodowacenia Wisły z trzema dość szeroko rozprzestrzonymi poziomami morenowymi, rozdzielonymi dwiema seriami osadów międzymorenowych. Taki podział utworów w profilu, przyjmujący obecność wyraźnego nasunięcia lądolodu już w dolnej części zlodowacenia Wisły, został zaprezentowany przez Makowską (1977, 1979) oraz Mojskiego (1979e). Trójdzielność poziomów morenowych w tym rejonie dostrzegał również Drozdowski (1986), jednakże występowanie dolnego i środkowego poziomu przypisywał on działalności lądolodu stadiału środkowego. Dokonana ostatnio rewizja wiedzy na temat stosunków paleogeograficznych, a zwłaszcza warunków paleoklimatycznych, wyklucza obecność lądolodu skandynawskiego we wczesnym etapie zlodowacenia Wisły i w konsekwencji egzystowanie stadiału dolnego jako odrębnej jednostki stratygraficznej (Mojski, 1999, 2005; Wysota, 2002). Warunki sprzyjające rozwojowi zlodowacenia prawdopodobnie zaistniały dopiero w okresie poprzedzającym nasunięcie się lądolodu stadiału środkowego.

Z powyższych rozważań wynika, że stratygrafia osadów zlodowacenia Wisły wymaga dalszych i wielotematycznych badań. Istniejące podziały chronostratygraficzne zostały w większości wypracowane na podstawie danych litostratygraficznych i nie mają dostatecznego potwierdzenia w datowaniach bezwzględnych osadów, badaniach warunków środowiskowych sedymentacji przewodnich jednostek litostratygraficznych i innych analizach (Wysota, 2002). W niniejszym opracowaniu zachowano dotychczas obowiązujący podział profilu utworów zlodowacenia Wisły na trzy stadiały (Instrukcja opracowania i wydania SMGP w skali 1:50 000 z 2004 r.).

Na obszarze arkusza Gdańsk jak dotąd nie rozpoznano utworów interglacjału eemskiego. Występują one na terenach sąsiadujących od wschodu arkuszy Sobieszewo i Drewnica, gdzie w podłożu holocenijskich osadów Mierzei Wiślanej znajduje się dość miększa seria piasków z fauną morskich mięczaków tego wieku (Giemza, 2013). Daje to podstawy, aby przypuszczać, że niektóre serie osadów okrucowych z Żuław Wiślanych mogły powstać w tym samym czasie, chociaż brakuje odpowiednio szczegółowych danych do przeprowadzenia takiej korelacji.

Wyniki analizy przestrzennej dotyczącej ciągłości i sukcesji poziomów morenowych zlodowaceń północnopolskich wskazują, że na obszarze arkusza w wielu miejscach te poziomy nie są ciągłe. W profilu pionowym są one rozdzielone głównie seriami osadów wodnolodowcowych, a także zastoiskowych. Wśród utworów zlodowacenia Wisły wyróżniono osady stadiałów: dolnego, środkowego i górnego, którym towarzyszą w różnej konfiguracji serie utworów wodnolodowcowych i zastoiskowych. Stratygrafia osadów zlodowacenia Wisły została lepiej rozpoznana w przypadku utworów Cypla Orłowskiego (wschodniego skraju Kępy Redłowskiej) na podstawie znacznej ilości badań litopetrograficznych i sedymentologicznych, a także kilkunastu datowań metodą termoluminescencji (TL) (Zaleszkiewicz i in., 2000; Kaulbarsz, 2005; Jurys i in., 2006; Sokołowski, 2013b; Woźniak i in., 2013, 2018). Przyjęty schemat podziału stratygraficznego utworów tego wieku w pozostałych rejonach terenu arkusza ma przeważnie charakter wstępny, wynikający z sukcesji występujących sekwencji osadowych.

Stadiał dolny

Profil osadów stadiału dolnego składa się z utworów zastoiskowych akumulowanych przed czołem nasuwającego się lądolodu, poziomu glin zwałowych oraz serii utworów wodnolodowcowych zdeponowanych podczas jego recesji.

Osady okrucowe o genezie wodnolodowcowej zaliczone wstępnie do utworów stadiału dolnego występują na obszarze tarasu nadmorskiego i delty Wisły (wschodniej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza), od wschodu ograniczonego pasem strefy brzegowej Zatoki Gdańskiej, a od zachodu skłonem wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. Ich obecność jest w tym rejonie hipotetyczna. Profil osadów tego wieku na terenie wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego jest rozbudowany o utwory morenowe i zastoiskowe. Rozprzestrzenienie utworów stadiału dolnego na obszarze wysoczyznym jest ograniczone; występują one tam w postaci izolowanych płatów. Ich stratygrafia jest również

wstępna i podobnie jak we wschodniej części terenu arkusza wymaga dalszych szczegółowych badań. Dalej na zachód podobnie wykształcone osady stadiału dolnego rozpoznano na obszarach arkuszy: Rumia (Pikies, Zaleszkiewicz, 2003, 2004), Żukowo (Pikies, 2003a, b) i Dzierżążno (Petelski, Staszek, 2006, 2007).

Iły, mułki i piaski zastoiskowe rozpoznano w profilach otworów: 4, 10 i 81, gdzie podścielają one gliny stadiału dolnego. Miąższość osadów zastoiskowych waha się w granicach około 5–18 m, jedynie w rejonie Gdyni-Witomina (otw. 4) wynosi ona 25,0 m. Spąg iłów w profilu otworu 4 zalega na wysokości 59,0 m n.p.m. Większa miąższość osadów zastoiskowych w tym otworze jest prawdopodobnie wynikiem deformacji glacitektonicznych.

Gliny zwałowe stadiału dolnego nie tworzą ciągłego i zwartego poziomu morenowego, bowiem w wielu miejscach są porozrywane oraz usunięte przez erozję wód roztopowych. Występują one m.in. w profilach otworów: 29, 34, 35, 81 i 82. Miąższość omawianych utworów nie osiąga zbyt dużej wartości, najczęściej około 5–6 m. Jedynie w rejonie Gdańska-Złotej Karczmy miąższość glin dochodzi do 16 m, co można wiązać z deformacjami glacitektonicznymi. W poprzednim opracowaniu terenu arkusza (Mojski, 1979a, b) glinom tego wieku poświęcono więcej uwagi, co było spowodowane uznaniem za gliny stadiału dolnego utworów zaliczonych obecnie do osadów zlodowacenia Warty. Gliny te w kilku odsłonięciach były poprzednio przedmiotem badań petrograficznych frakcji żwirowej (Mojski, 1979a, b).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe z etapu recesji lądolodu są szerzej rozprzestrzenione na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego, na zachód od Sopotu. W profilach otworów: 4, 26, 34, 35, 81, 82 i innych, występują piaski różnoziarniste ze znaczną domieszką żwirów. Ich miąższość waha się od 10 do około 30 m. Spąg serii tych osadów znajduje się na wysokości 50–90 m n.p.m. Na wysoczyźnie, w okolicy Gdańska-Złotej Karczmy (otw. 81 i 82), utwory wodnolodowcowe leżą nieco wyżej, na poziomie 95–115 m n.p.m. Ich miąższość wynosi tutaj 7–20 m.

Osady wodnolodowcowe stadiału dolnego zostały rozpoznane również w odsłonięciu klifu na południe od Cypla Redłowskiego (Sokołowski, 2014; Woźniak i in., 2018). Ich miąższość waha się od około 4 do 10 m, a spąg znajduje się na wysokości 15–20 m n.p.m (Woźniak i in., 2018). Omawianą serię budują osady piaszczysto-żwirowe, deponowane w środowisku głębokiej żwirowej rzeki roztokowej. Głębokie rynny wypełnione żwirem powstawały podczas koncentracji przepływów, związanych z kulminacjami wezbrań powodziowych, natomiast drobniejsze litofacje były deponowane przy niskich stanach wód. Obserwowane w odsłonięciu litofacje i ich sukcesje odzwierciedlają duże amplitudy przepływów, bardziej pasujące do chłodnych warunków klimatycznych (Woźniak i in., 2018). Wykonane w osadach odsłonięcia dwa datowania metodą termoluminescencji (TL) dały następujące wyniki – $118,3 \pm 22,6$ tys. lat BP i $116,8 \pm 22,2$ tys. lat BP, co pozwala, biorąc pod uwagę błąd pomiaru oraz charakter deponowanych osadów, określić wstępnie wiek ich depozycji na wczesny etap zlodowacenia Wisły.

Przypuszczalnie osady stadiału dolnego odsłaniają się w klifie Kępy Redłowskiej również na północ od Cypla Orłowskiego. Wyniki badań terenowych wskazują, że pod dwoma poziomami glin bazalnych, które budują stropową część klifu, występuje około 25-metrowa seria osadów piaszczystych, podrzędnie pyłowatych. W dolnej części są to piaski z wkładkami mułków o przekątnych warstwowaniach rynnowych i tabularnych w małej i średniej skali. Ta seria utworów jest nadbudowana przez piaski wykazujące laminację riplemarkową, a w górnej części – przez mułki o laminacji falistej i smużystej. Wyniki analizy ziarn kwarcu pokazują silną obróbkę eoliczną materiału piaszczystego. Cechy tekstualne i strukturalne osadów wskazują na ich depozycję w strefie korytowej płytkiej piaskodennej rzeki roztokowej (Sokołowski, 2013b). Przewaga minerałów odpornych na niszczenie (granatów) oraz wyraźna eolizacja powierzchni ziarn kwarcu świadczą o chłodnym klimacie strefy peryglacialnej, towarzyszącym powstawaniu omawianych utworów (Sokołowski 2013b; Woźniak i in., 2018). Całą 25-metrową sekwencję osadów poddano datowaniom metodą termoluminescencji (TL). Próbkę pobrana bezpośrednio pod poziomem glin stadiału środkowego (punkt dok. 2) została wydатовana na $70,8 \pm 11,7$ tys. lat BP (Zaleszkiewicz i in., 2000; Jurys i in., 2006). Uzyskany wynik udowadnia, że zbadane utwory powstały w okresie chłodu, sygnalizującym zbliżanie się lądolodu stadiału środkowego. Najnowsze datowania z tego rejonu (ok. 50 m na północ od punktu dok. 2) wykonano na ośmiu próbkach, pobranych od stropu do spągu wspomnianej wyżej serii osadowej (Woźniak i in., 2018). Analizy czterech próbek pochodzących z górnej części dały mały rozrzut wyników, a wyniki datowań zawarły się w przedziale 122 ± 17 – 127 ± 19 tys. lat BP, co wiekowo odpowiada środkowej części interglacjalnego eemskiego. Jednakże biorąc pod uwagę warunki klimatyczne oraz środowiskowe w trakcie akumulacji tych osadów, za czas ich depozycji przyjęto początkowy okres zlodowacenia Wisły jako bardziej prawdopodobny od interglacjalnego eemskiego (Woźniak i in., 2018). W dolnej partii omawianych utworów uzyskano pięć wyników datowań, wahających się w granicach wartości 137 ± 20 – 187 ± 28 tys. lat BP. Takie wyniki wskazują na okres zlodowacenia Warty jako na bardziej właściwy czas depozycji badanych osadów, jednak biorąc pod uwagę dość jednorodny sposób ich wykształcenia, przyporządkowano je obecnie do profilu osadów jednej jednostki chronostratygraficznej.

Stadiał środkowy

Profil utworów stadiału środkowego jest reprezentowany przez poziom glin zwałowych wraz z utworami zastoiskowymi z etapu transgresji lądolodu oraz osadami wodnolodowcowymi powstałymi podczas jego recesji. Gliny zwałowe bardzo rzadko odsłaniają się na powierzchni terenu. Miejscami obocznie zazębiają się one z piaskami i żwirami lodowcowymi.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe akumulowane przed czołem nasuwającego się lądolodu rozpoznano w profilach kilku wierceń (otw.: 29, 62, 66 i 67). Tworzą one niewielkie lokalne wystąpienia. Ich miąższość nie przekracza 10 m.

Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów występują powszechnie w profilach otworów na obszarze wysoczyzny morenowej (otw.: 4, 20, 26, 33, 81, 82, 107, 109 i in.). Miejscami zawierają one przewarstwienia piasków i żwirów. Miąższość tych glin nie jest duża, jedynie w rejonie Gdańska-Złotej Karczmy i Gdańska-Jasienia może dochodzić do 25,0 m (otw. 82 i 110).

Litologię i petrografię omawianego poziomu morenowego poznano dokładniej w odsłonięciach w klifie Kępy Redłowskiej. W koronie tego klifu, na północ od Cypla Orłowskiego, odsłaniają się dwa poziomy glin zwałowych, z których dolny został zaliczony do utworów stadiału środkowego. Ten poziom występuje na wysokości 25–38 m n.p.m. Jego maksymalna miąższość dochodzi do 10 m. Budują go szare gliny ilaste o udziale frakcji piaskowej wynoszącym średnio 2,9%. Zawartość węgla wapnia jest mało zróżnicowana (12,0–13,7%) i osiąga średnio 12,7%. Wyniki badań petrograficznych wykazały dominację wapieni paleozoicznych (52,4%) nad skałami krystalicznymi (29,2%). Udział dolomitów północnych sięga 3,1%, łupków paleozoicznych – 0,8%, piaskowców i kwarcu północnego – 11,5% (tab. 3). Średnie wartości współczynników petrograficznych tych glin wynoszą: O/K – 2,1; K/W – 0,6; A/B – 1,4 (Zaleszkiewicz i in., 2000; Jurys i in., 2006). Uzyskano także wyniki badań wieku metodą termoluminescencji (TL) – 53,7 ± 8,1 i 58,3 ± 8,7 tys. lat BP, które w połączeniu z przedstawionym składem petrograficznym wskazują na przynależność opisanych utworów do profilu osadów stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Potwierdza to wynik (70,8 ± 11,7 tys. lat BP) datowania metodą termoluminescencyjną (TL) utworów wodnolodowcowych leżących poniżej omawianego poziomu glin (Jurys i in., 2006).

Tabela 3

Skład petrograficzny glin stadiału środkowego zlodowacenia Wisły

Stanowisko	Wysokość (m n.p.m.)	Ilość analiz	Kr	Wp	Dp	Łp	Pp	Qp	Skały lokalne	O/K	K/W	A/B
			Wartości średnie (%)									
Cyfel Redłowski*	26,0–32,0	4	29,2	52,4	3,1	0,8	10,0	1,5	3,0	2,1	0,6	1,4
Cyfel Redłowski**	32,0–37,0	6	31,8	49,0	2,2	0,0	8,6	1,4	7,0	1,8	0,6	1,2

Kr – skały krystaliczne, Wp – wapień, Dp – dolomity, Łp – łupki, Pp – piaskowce i kwarcyty, Qp – kwarc, według: *Zaleszkiewicza i innych (2000), Jurysa i innych (2006), ** Woźniaka i innych (2018); dane liczbowe przetworzone z diagramu rysunkowego

Jak już wspomniano wcześniej, osady plejstocenu odsłaniające się w ścianie Klifu Orłowskiego były ponownie obiektem bardzo szczegółowych badań. Dotyczy to również glin omawianego poziomu morenowego (Sokołowski, 2013b; Sokołowski, 2014; Woźniak i in., 2013, 2018). Ich wyniki wykazały, że te gliny (stanowisko 50 m na północ od punktu. dok. 2) w porównaniu z wcześniejszymi analizami (Jurys i in., 2006) zawierają nieco mniej węgla wapnia (8,0–9,5%), natomiast proporcje zawartości głównych składników są bardzo zbliżone: wapieni – 49,0%, skał krystalicznych – 31,8% oraz piaskowców i kwarcytów – 8,6%. Wartości współczynników petrograficznych także wykazują podobieństwo:

O/K – 1,8; K/W – 0,6; A/B – 1,2 (tab. 3). Różnica zaznacza się natomiast w przypadku zawartości skał lokalnych, których ilość jest szczególnie wysoka (około 9,0%) w bazalnej części poziomu morenowego (Woźniak i in., 2018). Gliny o podobnym składzie petrograficznym występują stosunkowo rzadko. Najbliżej położonym miejscem, gdzie je znaleziono, jest profil otworu 32 (Kolonja Rewerenda), zlokalizowany w północnej części obszaru arkusza Żukowo. Gliny zwałowe występujące w tym profilu zostały jednakże przypisane do osadów stadiału dolnego zlodowacenia Wisły (Pikies, 2003a, b). Wykształcenie i skład petrograficzny glin odsłaniających się w rejonie Cypla Redłowskiego były także porównywane w szerszym, regionalnym kontekście. Utwory te, opisane jako gliny typu Orłowo d 18, są najbardziej zbliżone do glin litotypu B3, ewentualnie B2 (Lisicki, 2003).

P i a s k i i ż w i r y l o d o w c o w e rozpoznano tylko w profilu otworu 111 w Gdańsku-Jasieniu. Miąższość piasków i żwirów, miejscami żwirów gliniastych, wynosi 13,0 m. Zalegają one na glinach zwałowych stadiału środkowego, których strop w omawianym profilu znajduje się na wysokości 61,0 m n.p.m.

P i a s k i i ż w i r y, m i e j s c a m i p i a s k i i m u ł k i, w o d n o l o d o w c o w e akumulowane podczas recesji lądolodu wstępnie wydzielono w licznych profilach otworów na obszarze wysoczyzny morenowej. Budują one także skłon wysoczyzny lub zbocza dolin rozcinających jej strefę krawędziową. W opisach otworów najczęściej wzmiankowano obecność piasków drobnoziarnistych i piasków średnioziarnistych z wkładkami żwirów. W trakcie prac terenowych stwierdzono dominację piasków drobnoziarnistych z dużą domieszką frakcji pyłowej. Zaobserwowano też zmniejszanie się średnicy ziarn utworów ku górze profilu (Mojski, 1979a). Miąższość omawianych osadów najczęściej waha się od około 5 m do kilkunastu metrów, maksymalnie dochodzi do około 25 m.

Stadiał górny

W czasie stadiału górnego (głównego) nastąpił rozwój i zanik ostatniego lądolodu skandynawskiego w Polsce. Obejmuje on okres około 10–25 tys. lat PB (Mojski, 2005). Podział stadiału głównego wynika z przyjęcia kryteriów morfostratygraficznych. Na Niżu Polskim wyróżnia się fazy postojowe lądolodu: leszczyńską, poznańską i pomorską oraz najmłodszą subfazę gardzieńską. Analiza profilu osadów stadiału górnego na obszarach kilku sąsiednich arkuszy SMGP (m.in. na terenie arkusza Żukowo) wskazuje na dwudzielność górnego poziomu morenowego. Brak bardziej szczegółowych badań nie pozwala jednak na dokładną weryfikację stratygraficzną. Wycofujący się lądolód stadiału górnego odsłonił najmłodszą rzeźbę polodowcową o charakterze typowo młodoglacjalnym. Dotyczy to głównie części wysoczyznowej terenu arkusza Gdańsk, gdzie występują różne rodzaje osadów lodowcowych i wodnolodowcowych.

I ł y, m u ł k i i p i a s k i z a s t o i s k o w e z fazy nasuwania się lądolodu rozpoznano zaledwie w trzech miejscach na badanym obszarze. Znajdują się one m.in. w profilu otworu 10, gdzie miąższość

mułków tego wieku wynosi 4,0 m. Piaski pyłowate podścielające najmłodszy poziom glin zwałowych odsłaniają się prawdopodobnie w pobliżu doliny Strzyży, w rejonie Gdańska-Niedźwiednika. 5,5-metrowy poziom ilów leżący pod najmłodszymi glinami zwałowymi występuje natomiast w profilu otworu 117 w Gdańsku-Zaborni, w pobliżu południowej granicy terenu arkusza.

Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów stadiału górnego występują powszechnie na powierzchni wysoczyzny morenowej. Największe wychodnie glin rozciągają się na wysoczyźnie w zachodniej i południowo-zachodniej części terenu arkusza. Budują one również strop wysoczyzny w rejonie Gdyni-Witomina, a także na obszarze Kępy Redłowskiej. Te gliny znaleziono w licznych odsłonięciach, w których zaobserwowano też niekiedy spąg ich poziomu. Maksymalna miąższość opisanych utworów wynosi około 10 m, a w odsłonięciach – średnio 3,6 m (Mojski, 1979a).

Gliny zwałowe odznaczają się różnym typem wykształcenia litologicznego. Tam gdzie ich miąższość jest większa, występują zwarte gliny ilaste, wapniste, o barwie ciemnobrązowej i szarobrązowej. W miejscach, gdzie stwierdzono ich miąższość rzędu 2–3 m, są one wyraźnie piaszczyste. W tych utworach dominuje zabarwienie jasnobrązowe i żółtawobrązowe, zawierają one też żwiry i głązy (Mojski, 1979a). Badania w licznych odsłonięciach pozwoliły na określenie warunków środowiska, w których doszło do depozycji osadów. W większych odsłonięciach, w południowej części obszaru arkusza (punkt dok. 16), w dolnej części poziomu glin jest widoczne wyraźne warstwowanie. To może świadczyć o epizodycznym odspojeniu i dynamicznym uaktywnieniu się lądolodu podczas formowania się dolnej, bazalnej części poziomu morenowego. W starych i niewidocznych już odsłonięciach położonych na północ od Gdańska-Ujeściska zarejestrowano obecność fałdów obalonych i drobnych łusek wzajemnie ponakładanych na siebie. Zostały one zinterpretowane jako struktury glacydynamiczne, powstałe podczas egzaracji podłoża lądolodu (Mojski, 1979a).

Wyniki badań terenowych wykazały także w obrębie omawianych glin obecność kier utworów neogenu, a być może i paleogenu. Zaobserwowano wkładki piasków i żwirów kwarcowych oraz ciemnobrunatnych mułków i ilów. Porwaki te znajdują się na różnej głębokości w najmłodszym poziomie morenowym.

Gliny stadiału górnego odsłaniają się również w górnej części Klifu Orłowskiego. Miąższość tych glin (na północ od Cypla Redłowskiego, w rejonie punktu dok. 2) wynosi około 5 m. Wyniki badań litologicznych (trzy analizy) wskazują na obecność glin piaszczystych, w których bardzo niski udział ma frakcja żwirowa, a średnia zawartości węgla wapnia wynosi 12,8% (Zaleszkiewicz i in., 2000; Jurys i in., 2006). Skład petrograficzny frakcji żwirowej odznacza się przewagą wapieni paleozoicznych (43,5%) nad skałami krystalicznymi (36,8%) i małą ilością dolomitów północnych i łupków paleozoicznych (tab. 4). Wśród skał lokalnych największy udział mają ziarna fosforytów. Barwa glin jest brązowa, miejscami widać ich warstwową strukturę (Jurys i in., 2006). Współczynniki petrograficzne tych glin

mają następujące wartości : O/K – 1,1; K/W – 1,1; A/B – 0,8 (Zaleszkiewicz i in., 2000; Kaulbarsz, 2005; Jurys i in, 2006). Omawiany poziom glin wydatowano metodą termoluminescencji (TL) i uzyskano wynik – 42,0 ±6,3 tys. lat BP. Na podstawie przedstawionej powyżej charakterystyki utworu wstępnie zaliczono do profilu osadów stadiału górnego zlodowacenia Wisły (Zaleszkiewicz i in., 2000).

Gliny najmłodszego poziomu morenowego odsłaniające się zarówno na północ, jak i na południe od Cypla Redłowskiego stały się w późniejszym okresie przedmiotem ponownych badań terenowych i laboratoryjnych (Woźniak i in., 2018). Wyniki analiz wskazują, że miąższość glin na północ od cypla wynosi około 5–6 m, a miejscami osiąga 8 m. Na południe od cypla miąższość jest mniejsza, najczęściej waha się w granicach 0,4–2,0 m. Poziomowi glin z północnego fragmentu Klifu Orłowskiego często w części bazalnej towarzyszą struktury deformacyjne typu fałdowego, widoczne w stropie osadów podścielających omawiane utwory. Na południe od Cypla Redłowskiego w dolnej (około 20-centymetrowej) części glin występuje często struktura warstwowa, charakteryzująca się obecnością cienkich przewarstwień piasków lub żwirów. W górnej części odznacza się bardziej masywna struktura, a w przystropowej partii utwory są zwietrzałe. W porównaniu z wcześniejszymi badaniami gliny te charakteryzują się nieco większą przewagą wapieni północnych (44,6–48,6%) nad skałami krystalicznymi (34,1–37,1% – tab. 4). Zawierają one wyraźnie mniej ziaren kwarcu północnego (1,4–2,7%) i więcej dolomitów paleozoicznych (3,1–3,9%). Średnie wartości współczynników petrograficznych (tab. 4) także wskazują na inne proporcje pomiędzy analizowanymi grupami składników i są bardziej charakterystyczne dla glin stadiału środkowego niż dla glin stadiału górnego. Wyjaśnienie tego problemu wymaga zatem dalszych badań.

Skład petrograficzny glin stadiału górnego zlodowacenia Wisły

Tabela 4

Stanowisko	Wysokość (m n.p.m.)	Ilość analiz	Kr	Wp	Dp	Łp	Pp	Qp	Skąły lokalne	O/K	K/W	A/B
			Wartości średnie (%)									
Cypl Redłowski*	38,0–42,0	3	36,8	43,5	0,7	1,0	7,1	8,8	2,1	1,1	1,1	0,8
Cypl Redłowski (część północna)**	38,0–42,0	5	37,1	44,6	3,9	0,0	5,8	2,7	5,9	1,5	0,9	1,1
Cypl Redłowski (część południowa)**	25,0–28,0	6	34,1	48,6	3,1	0,0	9,1	1,4	3,7	1,7	0,7	1,2

Kr – skały krystaliczne, Wp – wapień, Dp – dolomity, Łp – łupki, Pp – piaskowce i kwarcyty, Qp – kwarc, według: *Zaleszkiewicza i innych (2000), Jurysa i innych (2006), **Woźniaka i innych (2018); dane liczbowe przetworzone z diagramu rysunkowego

Petrografia glin zwałowych budujących powierzchnię wysoczyzny morenowej była przedmiotem badań już w czasie realizacji poprzedniego opracowania terenu arkusza (Mojski, 1979a). Przebadano wówczas wychodnie tych osadów, w znanych już tylko z literatury starych wyrobiskach, w rejonie dzielnic Gdańska – Oliwy, Brętowa i Siedlec (punkty dok.: 12, 16 i 28). Obliczone wówczas wartości współczynników petrograficznych zamykają się w przedziale: O/K – 1,07–1,18; K/W – 1,02–1,05;

A/B – 0,80–0,94 (Mojski, 1979a). Widoczne jest ich duże podobieństwo do wyników uzyskanych w wyniku późniejszych badań glin z północnej części Klifu Orłowskiego (Zaleszkiewicz i in., 2000; Jurys i in., 2006). Jednakże ostatnie analizy petrograficzne glin z rejonu Gdańska-Orłowa (Woźniak i in., 2018), a szczególnie te odnoszące się do ich najmłodszego poziomu, przyniosły nieco odmienny wynik. Oprócz żwirów frakcji 5–10 mm badaniami objęto jeszcze ziarna o średnicy większej niż 20 mm, co pozwoliło na znaczne rozszerzenie spektrum badawczego pod kątem obszaru alimentacji i pochodzenia analizowanego materiału skalnego (wyliczenie tzw. teoretycznego centrum gławowego).

Piaski, miejscami piaski i żwiry, lodowcowe występują w wielu miejscach wysoczyzny morenowej, gdzie najczęściej tworzą dość cienkie (3–6 m) pokrywy, zalegające na glinach zwałowych. Te osady mogą obocznie zazębiać się z glinami morenowymi lub nawet je podścielać. Piaski i żwiry stanowią faćę utworów lodowcowych, które powstały poprzez silniejsze wymywanie materiału frakcji pyłowej i iłowej w trakcie depozycji glin zwałowych (Mojski, 1979a). Często tego typu utwory odkładały się podczas deglacjacji arealnej, w przestrzeni uwolnionej od lądolodu, pomiędzy bryłami martwego lodu. Wydaje się, że południowo-zachodnia część obszaru arkusza Gdańsk była predysponowana do formowania się pokryw takich utworów.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe morenczołowych nadbudowują wysoczyznę morenową tuż przy zachodniej granicy terenu arkusza, na wysokości Sopotu-Kamiennego Potoku i tworzą kilka dobrze wyeksponowanych wzgórz. Występują tutaj pakiety piasków o różnej granulacji, a także cienkie wkładki glin i piasków gliniastych. Te wzniesienia są zlokalizowane po obu stronach inicjalnej części rynny subglacialnej, która jest wyraźnie rozbudowana w kierunku południowo-zachodnim. Stanowią one końcowy północno-wschodni fragment większego układu moren, szerzej rozwiniętego ku zachodowi i południowemu zachodowi, już na obszarze arkusza Żukowo (Pikies, 2003a).

Piaski i żwiry, miejscami gliny zwałowe, moren martwego lodu tworzą nieliczne pagórki w północno-zachodniej części terenu badań, w rejonie Sopotu-Bernardowa. Materiał okruchowy, z którego składają się te formy, jest słabo wysortowany, a w części stropowej pagórków często zalegają cienkie płyty glin zwałowych. Dwa większe wyniesienia o tej genezie, znajdują się także na południe od Gdańska-Złotej Karczmy. Budują je źle wysortowane piaski i piaski gliniaste.

Piaski i żwiry, miejscami gliny zwałowe, akumulacji szczelinowej występują w południowej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w rejonie Gdańska-Zaborni i po południowo-wschodniej stronie jeziora Jasień. Wydłużone i wykazujące słabą orientację NNE–SSW lub WNW–ESE pagórki uznano za formy utworzone w szerokich szczelinach stagnującego lub martwego lodu. Składają się one ze źle wysortowanych piasków i piasków gliniastych, często też spotyka się pakiety glin (w stropowej części). Utwory te mają genezę ablacyjno-splywową.

P i a s k i i m u ł k i k e m ó w tworzą wyraźnie rysujące się w rzeźbie terenu pagórki o spłaszczonych wierzchołkach. Są one szczególnie dobrze widoczne wokół rozległego wytopiska, którego środkową część zajmuje obecnie jezioro Jasień.

M u ł k i i p i a s k i z a s t o i s k o w e występują w rejonie Gdańska-Matarni i Gdańska-Kiełpinka. Ich miąższość jest nieduża, rzędu kilku metrów, maksymalnie może dochodzić do 10 m. W części stropowej są one zwietrzałe. Omawiane utwory tworzą peryferyjną wschodnią część większego obszaru zastoiskowego, którego główny fragment jest położony na terenie arkusza Żukowo (Pikies, 2003a). Osady złożone z drobniejszych frakcji były tam (rejon Gdańska-Bysewa) obiektem wieloletniej i intensywnej eksploatacji.

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 powstałe podczas zaniku ostatniego lądolodu znaleziono w rozległym obniżeniu dolinym, pomiędzy Kępą Redłowską a wysoczyzną Pojezierza Kaszubskiego, oraz na południe od Kępy Redłowskiej, na terenie dzielnic Gdyni – Redłowa i Orłowa. Miąższość tych osadów miejscami nie jest duża, tak jak w profilu otworu 14. 11,0-metrową serię utworów budują tutaj żwiry różnoziarniste z przewarstwieniami piasków, pod którymi bezpośrednio zalegają osady miocenu. Miąższość części utworów wodnolodowcowych położonych przy północnej granicy obszaru arkusza jest już nieco większa (Frankowski, Zachowicz, 2007). W stropie występuje tam 6-metrowa warstwa piasków z domieszką żwirów, poniżej której zalega 10-metrowa seria żwirów. Nieco na południe od Gdyni-Redłowa, w profilu otworu 13, miąższość omawianych osadów wynosi 13,0 m, a profilu otworu 16 – już tylko 9,5 m, lecz w tych przypadkach piaski i żwiry są podścielone przez utwory morenowe.

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h 4,0–5,0 m n . p . r z e k i (K a c z e j) budują powierzchnię tarasu erozyjno-akumulacyjnego w pobliżu osiowej części doliny rzeczki Kaczej, w rejonie Gdyni-Małego Kacka i Gdyni-Orłowa. Kończą one profil utworów plejstocenu na omawianym terenie.

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n o - w o d n o l o d o w c o w e znajdują się jedynie w dolinie Kaczej, na styku z obszarem arkusza Żukowo. Zostały one wprowadzone w tym miejscu ze względu na konieczność uzgodnienia przebiegu wydzieleni na granicy terenów obu arkuszy (Instrukcja...z 2004 r.).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

P i a s k i i g l i n y d e l u w i a l n e występują w dnach różnych dolin, rozcinających strefę krańcową wysoczyzny morenowej. Ich skład jest uzależniony od budowy zboczy, z których dostarczany materiał został zdeponowany w dolinach. Najczęściej utwory te stanowią piaski o różnym uziarnieniu, często w różnym stopniu gliniaste, miejscami z domieszką humusu. Przeważnie ich miąższość jest niewielka, rzadko przekracza 2 m (Mojski, 1979a).

Piaski i żwiry stożków napływowych pokrywają rozległy obszar u podnóża skłonu wysoczyzny morenowej, pomiędzy Gdańskiem-Wrzeszczem a Sopotem. Tworzą one tam płaską powierzchnię, łagodnie nachyloną na wschód, w kierunku morza, i są podcięte przez klif martwy (Mojski, 1979a). Stożki są zbudowane z równolegle warstwowanych piasków różnoziarnistych oraz piasków i żwirów. Zaobserwowano zmniejszanie się średnicy ziarn osadów ku górze omawianych form. Części korzeniowe stożków, położone u wylotu dolin, tworzą natomiast utwory grubszych frakcji. Najczęściej są to żwiry, sporadycznie występują pojedyncze głazy (Mojski, 1979a). Przeciętna miąższość osadów w stożkach napływowych wynosi 5–10 m, maksymalna dochodzi do 12–15 m (informacja ustna; Zaleszkiewicz, 2018). Główny etap formowania się stożków miał miejsce bezpośrednio po uwolnieniu terenu od lądolodu, czego dowodzą struktury kontrakcji termicznej w postaci klinów mrozowych, rozpoznane w utworach tych form (Zaleszkiewicz, 2018). Koniec procesu kształtowania się stożków nastąpił przypuszczalnie na początku holocenu, kiedy znacznie zmniejszyła się ilość wód roztopowych, wynoszących materiał mineralny na zewnątrz strefy krawędziowej wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. Przestrzennie od wschodniej strony powierzchnię akumulacji stożków napływowych ogranicza klif martwy, dokumentujący maksimum transgresji Morza Litorynowego. Maksimum to, jak wskazują dane szacunkowe wyznaczone na podstawie krzywej względnych zmian poziomu wód dla tego rejonu Zatoki Gdańskiej, miało miejsce około 6,0–6,5 tys. lat BP (Jegliński, 2011).

c. Holocen

Piaski, miejscami piaski i żwiry, rzeczne występują w dnach większych dolin, rozcinających strefę krawędziową wysoczyzny morenowej. W górnych odcinkach dolin znajdują się piaski drobnoziarniste z domieszką mułków i żwirów, częściowo o charakterze deluwialnym. W ich dolnych odcinkach dna dolin budują piaski o grubszym uziarnieniu, w tym piaski gruboziarniste z domieszką żwirów. Maksymalną miąższość tych osadów szacuje się na około 3 m (Mojski, 1979a). Opisane utwory występują także w rejonie stożków napływowych, jednak w tych miejscach trudno je zidentyfikować, bowiem osady obu wydzieleni są podobnie wykształcone facjalnie. Dodatkową trudność sprawia silne przekształcenie znacznych powierzchni stożków przez zabudowę miejsko-przemysłową na obszarze aglomeracji Trójmiasta. Z podobnych powodów również wydzielenie granic osadów rzecznych na Żuławach Wiślanych napotyka na trudności, gdyż tutaj te utwory mogą zazębiać się z osadami rzeczno-deltowymi.

Piaski i mułki rzeczne delt znajdują się tylko na Żuławach Wiślanych. Ich wychodnie zaznaczono jedynie w rejonie Martwej Wisły (południowo-wschodniej granicy terenu arkusza). Często te osady są przykryte przez mady, sporadycznie przez piaski mierzejowe, z którymi miejscami się zazębiają i przewarstwiają. Powierzchnia stropowa omawianych utworów znajduje się obecnie na

wysokości od około 2 m n.p.m. do około 10 m p.p.m. Ich miąższość najczęściej waha się w przedziale około 5–10 m. Litologię i chronostratygrafię osadów poznano dokładniej w okolicy Gdańska-Nowego Portu oraz w Gdańsku-Stogach, w rejonie ujściowym Martwej Wisły. W dolnej części profilu często występują torfy i namuły organiczne (punkt dok. 24), których wydatowanie metodą radiowęglową (^{14}C) pozwoliło określić wiek ich powstania – 6200 ± 50 – 7910 ± 150 lat BP (Jegliński, 2011). Stwierdzono w nich obecność słodkowodnych małży: *Candona neglecta*, *Bithynia tentaculata*, *Bithynia leachi* i *Valvata piscinalis* (Jegliński, 2011). Wyższą część utworów rzecznych deltowych budują nieco bardziej zróżnicowane osady o przewadze frakcji piaskowej.

Gytie, miejscami kreda jeziorna rzadko występują na obszarze arkusza. Wypełniają one niewielkie zagłębienia w obrębie utworów stożków napływowych w rejonie Gdańska-Oliwy i Gdańska-Wrzeszcza, a także w wylotowej części doliny Potoku Oliwskiego, gdzie kreda jeziorna znajduje się pod cienkim przykryciem torfów. Niewielkie wystąpienia tych osadów zaobserwowano także w dnie dolin Kaczej i Potoku Siedleckiego (potoku na terenie Gdańska). Ze względu na małe wymiary tych wystąpień nie pokazano ich na mapie geologicznej. Gytie jeziorne wieku holoceniowego budują też górną część serii utworów biogenicznych, wypełniających dno rynny subglacjalnej w rejonie stacji kolejowej Gdynia-Wielki Kack (punkt dok. 3).

Iły i mułki, miejscami piaski, (mady) rzeczne są osadami mineralno-organicznymi, utworzonymi głównie z warstw ilów i mułków, osadzonymi podczas zalewów powodziowych pozakorytowych obszarów delty. W ich obrębie napotyka się też przewarstwienia piasków drobnoziarnistych i wkładki torfów. Te utwory często zawierają domieszki szczątków organicznych i pokruszone skorupki słodkowodnych mięczaków. Według klasyfikacji gleboznawczej należą one do mad lekkich, płytkich i średnio głębokich. Ich miąższość wynosi 3–6 m (Mojski, 1979a). Opisane osady często zalegają na piaskach i mułkach rzecznych delt, wówczas ich miąższość rzadko przekracza 1 m.

Piaski mierzei występują na obszarze rozciągającym się od rejonu Gdańska-Stogów aż do północnych krańców Sopotu. Szerokość pasa osadów mierzei systematycznie wzrasta – od około 50–100 m w rejonie Sopotu, około 300 m w rejonie Gdańska-Jelitkowa, aż do około 800 m w okolicy Gdańska-Brzeźna i ponad 1000 m (1500 m?) w pobliżu Gdańska-Stogów. Ciągłość wychodni tych utworów jest przerywana przez ujście Martwej Wisły w Gdańsku-Nowym Porcie. Znaczna część pasa utworów mierzejowych jest nadbudowana osadami wydmyowymi. Tworzenie się tych osadów jest wynikiem odkładania się transportowanego przez wzdłużbrzegowe prądy morskie materiału, który pochodzi głównie z abradowanych klifowych odcinków strefy brzegowej, takich jak klif Kępy Redłowskiej, a dla południowego i wschodniego segmentu Mierzei Wiślanej – również z klifowych wybrzeży Półwyspu Sambijskiego. Część osadów zasilającego potok rumowiska, transportowanego prądami wzdłużbrzegowymi, może pochodzić także z materiału dostarczanego przez rzeki (Wisłę

i Pregołę). Szacunkowa miąższość utworów mierzejowych waha się w granicach 5–10 m, maksymalnie dochodzi do około 15 m.

Litologię omawianych utworów dobrze rozpoznano w Gdańsku-Brzeźnie. Ich miąższość w tym rejonie wynosi od 2–3 m (część podmorska) do 10–15 m (część lądowa). Występujące tutaj osady budują głównie piaski drobno- i średnioziarniste, rzadziej piaski pyłowate lub gruboziarniste. Piaski na ogół odznaczają się dobrym stopniem wysortowania. Często jest w nich obecna fauna morskich małży, sporadycznie napotkano ziarna bursztynu. Stwierdzono powszechne występowanie takich gatunków małży, jak *Cerastoderma* sp. i *Macoma balthica*, rzadziej znajdowano przedstawicieli *Scrobicularia plana*. Datowanie metodą radiowęglową (^{14}C) przy użyciu techniki akceleratorowej (AMS) skorupki małży wskazuje, że depozycja tych osadów miała miejsce w okresie 2342–4467 lat BP (punkty dok.: 18, 20 i 29), co odpowiada okresowi subborealnemu (Jegliński, 2011, 2013).

P i a s k i e o l i c z n e ciągną się wzdłuż brzegu morskiego i nadbudowują Mierzeję Wiślaną. Tworzą one klin zwężający się ku północy. W rejonie Sopotu jego szerokość wynosi około 200 m, a w południowo-wschodniej części terenu arkusza – dochodzi do 2 km. Występują tutaj najczęściej dobrze wysortowane piaski drobnoziarniste. Ich ziarna wykazują dobry stopień obtoczenia. W przeważającej mierze te piaski są mniej lub bardziej zwydmione.

P i a s k i e o l i c z n e w w y d m a c h tworzą dobrze widoczne formy, szczególnie w południowo-wschodniej części terenu arkusza, w rejonie Gdańska-Stogów, na południowy wschód od ujścia Martwej Wisły. Na obszarze położonym na północny zachód od ujścia rzeki wydmy zostały w znacznym stopniu przeobrażone podczas urbanizacji Gdańska. Przedmiotem szczegółowych analiz były więc przede wszystkim formy wydymowe i budujące je osady na terenie Gdańska-Stogów, w mniejszym zakresie takie badania przeprowadzono na zachód od ujścia rzecznoego, na połaci słabiej zurbanizowanego obszaru między Gdańskiem-Brzeźnem a Gdańskiem-Przymorzem (Jegliński, 2011, 2013). Występowanie wydym nadmorskich jest przestrzennie związane z obecnością mierzei, wskazującej na okres ich stabilizacji. Dalsza ich rozbudowa w postaci kolejnych generacji wałów następuje sukcesywnie wraz rozwojem mierzei poprzez jej przyrost w stronę morza.

Najstarsze zachowane ciągi wydymowe są zlokalizowane na południowy wschód od Pustego Jeziora (Pustego Stawu). Wiek ich stabilizacji został określony metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) na 3150–3950 lat BP (punkt dok. 30 – 3950 lat BP i punkt dok. 31 – 3480 lat BP). Grzbiety tych wydym są zorientowane w kierunku WSW–ENE. Od współczesnego brzegu morskiego znajdują się one w odległości 1,2–1,8 km. Długość wałów wydymowych dochodzi do 800 m, a wysokość względna – do 5 m.

Drugą generację wydym stanowią odizolowane od siebie fragmenty tych form. Czas ich stabilizacji określony metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) zamyka się w przedziale

2380–2760 lat BP (punkty dok. 19 i 23). Tę generację wydym tworzą płaskie kopuły, wznoszące się na wysokość 2–3 m. Ich dłuższe osie są zorientowane w kierunku zbliżonym do linii zachód–wschód czyli WSW–ENE (Jegliński, 2011, 2013).

Kolejną młodszą i znacznie silniej rozbudowaną jest następny ciąg wydym. Wyniki datowań metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) wskazują na to, że stabilizacja omawianych form przebiegała w czasie 1721–2220 lat BP (punkt dok. 17 – 1721 lat BP i 2038 lat BP). Ciąg tych wydym jest rozwinięty po zachodniej (WNW) i po południowo-wschodniej stronie ujścia Martwej Wisły. Szerokość pasa wydymowego wynosi 350 m, a jego wysokość waha się w granicach 3–6 m.

Kolejną młodszą generację tworzą wydmy, których czas stabilizacji wynosi 1099–1689 lat BP. Formy tego wieku tworzą rozległy wał o wysokości często przekraczającej 10 m n.p.m. (maksymalnie 12 m n.p.m.), dobrze widoczny na wschód od ujścia Martwej Wisły do morza (punkt dok. 21 – 1161 lat BP i punkt dok. 25 – 1685 lat BP). Wydmy tej generacji sporadycznie występują też na zachód (WNW) od ujścia, lecz ich wysokość jest tutaj niższa (punkt dok. 10 – 1099 lat BP).

Najmłodszą generację stanowią wydmy zlokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie plaży (punkt dok. 22 – 341 lat BP). Ich rozwój przypada na ostatnie 1000 lat (Jegliński, 2011). Sporadycznie w obrębie starszych ciągów wydymowych, nieco oddalonych od najmłodszego pasa wydym nadbrzeżnych, zaobserwowano znacznie młodszą reaktywację procesów eolicznych (punkt dok. 13 – 287 lat BP) (Jegliński, 2013).

Jak wcześniej wspomniano, znaczna część ciągów wydymowych położonych po zachodniej stronie ujścia Wisły została pokryta zabudową miejską. Podobny proces, chociaż na mniejszą skalę, miał miejsce również na obszarze na południowy wschód od ujścia. Tutaj na obecny kształt form wydymowych niekorzystnie oddziaływała również eksploatacja bursztynu.

Piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezodpływowych znajdują się tylko na styku z terenem arkusza Żukowo (Pikies, 2003a, b).

Namuły oraz piaski humusowe den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych są spotykane w licznych miejscach na obszarze arkusza, gdzie zajmują obniżenia o różnorodnej genezie. W zagłębieniach bezodpływowych występują zazwyczaj piaski humusowe o zróżnicowanym uziarnieniu, a w dolinkach – także namuły. Osady wypełniające dna dolin tworzą w pewnym stopniu utwory deluwialne, które mogą częściowo zalegać z namułami. Miąższość omawianych utworów jest niewielka i wynosi 1–3 m.

Torfy i namuły torfiaste występują w wielu miejscach obszaru badań, jednak największe powierzchnie zajmują na równinie nadmorskiej, pomiędzy strefami wydym i stożków napływowych. Ich miąższość tutaj jest niewielka, dochodzi maksymalnie do 1,8 m (Mojski, 1979a). Utwory o większej miąższości znajdują się w zagłębieniach wytopiskowych na stropowej powierzchni glin zwałowych,

które budują wysoczyznę morenową w zachodniej i południowo-zachodniej części terenu badań. Torfy wypełniają też dna większych dolin, czego przykładem jest dolina Kaczej, gdzie zalegają one na piaskach, miejscami piaskach i żwirach, rzecznych.

Torfy częściowo budują również akumulacyjne dno rynny subglacjalnej (rynni kackiej), której początkowy fragment znajduje się w pobliżu stacji kolejowej Gdynia-Wielki Kack. W tym rejonie, w punkcie dokumentacyjnym 3, pobrano głównie ze spągowej części rdzenia 18 próbek osadów biogenicznych i mineralnych, które zostały przebadane palinologicznie (Miotk-Szpiganowicz, 2012). Od stropu do spagu profilu występują kolejno na głębokości: 0,0–1,13 m – brązowe gytie detrytusowe; 1,13–2,09 m – brązowo-oliwkowe gytie detrytusowo-glonowe; 2,09–2,59 m – beżowo-szare piaski różnoziarniste; 2,59–3,03 m – ciemno-brązowe torfy zielno-drzewne i 3,03–3,50 m – szare piaski różnoziarniste.

Skład spektrów pyłkowych przeanalizowanych próbek odzwierciedla historię powstania zbiornika wodnego w rynnii kackiej (Miotk-Szpiganowicz, 2012). W tworzeniu zalegających na piaskach torfów brały udział różne zbiorowiska roślinne, zarówno typu olesów z przewodnią olchą (*Alnus*), jak i zielne, zdominowane przez trawy (*Poaceae*). O dużej roli wilgotnych siedlisk świadczy obecność w osadach niewielkich ilości cenobiów zielenicy *Pediastrum*, glonu występującego w stagnujących płytkich zbiornikach. Rozwój olesów poprzedzało występowanie pionierskich zbiorowisk z brzozą (*Betula*). Zmiany hydrologiczne prowadzące do utworzenia się torfowiska prawdopodobnie zostały wywołane działalnością gospodarczą człowieka. Dowodzi tego duża ilość odłamków węgla drzewnego w spągowych próbkach torfów oraz ziarna pyłku babki długolistnej (*Plantago lanceolata*) – gatunku związanego z wypasami bydła.

Określenie czasu, w którym dochodziło do osadzania się torfów, nie jest jednoznaczne. Występowanie mieszanych lasów liściastych z dębem (*Quercus*), wiazem (*Ulmus*) i lipą (*Tilia*) stanowi cechę charakterystyczną dla okresu atlantyckiego. Te rodzaje jednak, podobnie jak leszczyna (*Corylus*), mogły tworzyć zbiorowiska lokalne, których rozwój był uwarunkowany charakterem siedlisk, a nie ogólnymi warunkami klimatycznymi. Taką interpretację potwierdza obecność w osadach pojedynczych ziarn pyłku grabu (*Carpinus*) i buka (*Fagus*), pojawiających się w szacie roślinnej dopiero w okresie subborealnym. Na tej podstawie stwierdzono, że torfy powstały u schyłku okresu atlantyckiego i na początku okresu subborealnego, z naciskiem na okres subborealny (Miotk-Szpiganowicz, 2012).

Torfy w rynnii kackiej są przykryte utworami piaszczystymi, na których zalegają gytie detrytusowo-glonowe. Zarówno charakter tych osadów, jak i obecność dużych ilości *Pediastrum boryanum* i *Pediastrum duplex* oraz grążela (*Nuphar*) wskazują, że badane utwory tworzyły się w płytkim zbiorniku jeziornym o rozwiniętym pasie szuwarów, o czym świadczą ziarna pyłku roślin szuwarowych (*Sparganium* i *Typha latifolia*). W zbiorowiskach roślinnych występujących w pobliżu jeziora obserwuje się wzrost roli dębu (*Quercus*) i wyraźny spadek znaczenia lipy (*Tilia*), wiazu (*Ulmus*) oraz jesionu (*Fra-*

xinus), a to jest charakterystyczne dla okresu subborealnego. Potwierdza to również zwiększenie się roli grabu (*Carpinus*) i buka (*Fagus*). Stropowa część omawianych osadów mogła powstać już w okresie subatlantyckim, co sugeruje znaczne obniżenie się udziału drzew dominujących do tej pory w szacie roślinnej oraz wzrost znaczenia grabu (*Carpinus*) i brzozy (*Betula*). Zwiększyła się także ilość roślin wskazujących na gospodarczą aktywność człowieka, takich jak: bylica (*Artemisia*), babka lancetowata (*Plantago lanceolata*) i szczaw (*Rumex*), co może jednocześnie sugerować, że przyczyną wzrostu trofii wody i wypłyenia się zbiornika była działalność antropogeniczna. Równie dobrze jednak mógł to być wynik naturalnego procesu starzenia się jeziora. Przeprowadzenie pewnej granicy między osadami okresów subborealnego i subatlantyckiego jest jednakże niemożliwe (Miotk-Szpi-ganowicz, 2012).

P i a s k i p l a ż o w e występują wzdłuż całej linii brzegowej i oddzielają akwen Zatoki Gdańskiej od lądowego obszaru arkusza. Utwory te budują plażę wzdłuż brzegu Zatoki Gdańskiej. Podlegają one okresowemu oddziaływaniu dwóch procesów – falowania morskiego i działalności eolicznej, które wpływają na siebie wzajemnie na powierzchni plaży. ródłem osadów tworzących plażę jest transport wzdłużbrzegowy, za którego pomocą są dostarczane większa część utworów mierzei oraz materiał okruchowy pochodzący z niszczenia klifów. Szerokość plaż na odcinkach mierzejowych jest dużo większa niż na odcinkach klifowych i może zbliżać się do 100 m. Na odcinkach klifowych obok piasków często znajdują się znaczne domieszki żwirów, a miejscami również głązy.

B. TEKTONIKA I RZE BA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar badań jest położony w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (jednostce I rzędu), a w jej obrębie – we wschodniobałtyckim systemie rowów (jednostce II rzędu) oraz w depresji gdańskiej (jednostce III rzędu). Wymienione jednostki strukturalne wchodzi w skład podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej.

Geologiczne mapy ścięcia poziomego omawianego regionu wskazują na występowanie na głębokości: 1; 2; 3; 4 i 5 km zaangażowania tektonicznego utworów różnowiekowych kompleksów strukturalnych platformy wschodnioeuropejskiej (Kotański, red., 1997). W profilu dominują tutaj serie skał staropaleozoicznych, obejmujące utwory od wendu i kambru dolnego aż do dewonu dolnego (Witkowski, 1990). Tektonikę skał tego kompleksu przedstawiają mapy ścięcia poziomego na głębokości 2 i 3 km, które pokazują główny kierunek tektoniczny o orientacji NW–SE, przecinający południowo-zachodnią część terenu arkusza. Na mapie ścięcia poziomego, na głębokości 2 km, uwi-dacznia się natomiast podrzędniejszy kierunek, zorientowany na SW–NE. Na tej mapie widać również, że na południe od obszaru arkusza Gdańsk na osady dolnopaleozoiczne wkraczają niezgodnie

utwory kompleksu permo-mezozoicznego. Widoczne w osadach syluru strefy tektoniczne nie mają kontynuacji w skałach permo-mezozoicznych.

Wyniki najnowszych badań geofizycznych i geologicznych oraz analizy fotolineamentów, wykonanych na terenie badań i przyległych do niego obszarach, uszczegóławiają znany już obraz tektoniczny i sugerują istnienie aktywnych stref dyslokacji. Takie strefy mogą otaczać zarówno obecny obszar depresji gdańskiej, który wykazuje tendencję do obniżania się, jak i tereny podnoszące się. Schemat prawdopodobnego przebiegu głównych stref tektonicznych określają systemy lineamentów teledetekcyjnych (Graniczny i in., 1995; Piątkowska i in., 2001). Największe lineamenty są prawdopodobnie odbiciem regionalnych stref nieciągłości tektonicznej. Rozpoznane na tej podstawie systemy tektoniczne o charakterze regionalnym mają kierunek zbliżony do południkowego (NNW–SSE) i równoleżnikowego. Wyróżniono dwie główne strefy rozłamów. Pierwsza z nich ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego (WSW–ENE) i rozciąga się pomiędzy Gdynią i Gdańskiem, na linii potoku Kaczej. Druga strefa biegnie w kierunku niemal zbieżnym do południkowego – na zachód od Gdyni i Gdańska, na linii Gdynia-Gołębiewo (lasy sopockie)–Gdańsk-Jasień–Gdańsk-Zabornia.

Na omawianym obszarze znajduje się ponad 100 otworów dokumentujących występowanie podłoża osadów czwartorzędu. Większość z nich jest zlokalizowana w pasie nizin nadmorskich i równiny delty Wisły oraz w dnach dolin rozcinających wysoczyznę. Podłoże stanowią osady kredy, eocenu + oligocenu i miocenu. Jego deniwelacja sięga 150–160 m. Wyraźna krawędź utworów neogenu zarysowuje się na granicy wysoczyzny morenowej i pasa nizin nadmorskich, na odcinku Sopot-Wyścigi–Gdańsk-Oliwa–Gdańsk-Wrzeszcz. Wysokość względna skłonu podłoża w części południowej Gdańska-Oliwy przekracza 85 m. Na południe od Gdańska-Wrzeszcza, w kierunku na Gdańsk-Suchanino, skłon rozcina głębokie obniżenie dolinne o orientacji NNE–SSW. Głębokość tego rozcięcia pomiędzy otworami: 90, 91 i 92 wynosi około 115–120 m. Podłoże utworów czwartorzędu bardzo nisko zalega w południowo-wschodniej części terenu arkusza, gdzie jego strop znajduje się średnio na wysokości 90 m p.p.m (tabl. III). Najniżej powierzchnia podczwartorzędowa występuje w otworze 123, na wysokości 103,0 m p.p.m. Tak niskie położenie podłoża w południowo-wschodnim fragmencie obszaru jest związane z egzaracją lodowcową, która usunęła w tym rejonie znaczną część osadów neogenu i paleogenu, odsłaniając wychodnie utworów kredy górnej.

W południowej części terenu badań, w rejonie Gdańska-Śródmieścia, skłon podłoża utworów czwartorzędu gwałtownie skręca ku południowemu zachodowi i wkracza pomiędzy dzielnicami Gdańska – Chełmem i Ujeściskiem na obszar arkusza Pruszcz Gdański. Deniwelacja powierzchni podczwartorzędowej w rejonie Gdańska-Śródmieścia (Głównego Miasta), pomiędzy otworami 120 i 121, przekracza 113 m (tabl. III).

W północnej części omawianego obszaru, w strefie krawędziowej, również jest widoczne jedno duże obniżenie dolinne podłoża o orientacji równoleżnikowej. Głębokość przegłębień podłoża osadów czwartorzędu osiąga tutaj 60–70 m. W terenie to obniżenie pokrywa się z doliną rzeczki Kaczej. Denudacja w jego osi odsłoniła w niektórych miejscach utwory eocenu + oligocenu. Geneza tej formy jest prawdopodobnie związana z erozją wód roztopowych w tunelu rynny subglacjalnej. Przestrzennie rynna pokrywa się z przebiegiem dużego subrównoleżnikowego fotolineamentu (WSW–ENE), ciągnącego się daleko ku zachodowi już poza terenem arkusza (Graniczny i in., 1995; Piątkowska i in., 2001). Uważa się, że wiele fotolineamentów odzwierciedla obecność stref dyslokacyjnych podłoża podczwartorzędowego, które ulegały propagacji w obrębie utworów czwartorzędu, sprzyjając tworzeniu się określonych form geomorfologicznych (Graniczny, Mizerski, 2003).

W południowej części Gdyni-Wielkiego Kacka rozpoczyna się duża rynna subglacjalna, ciągnąca się dalej w kierunku południowo-zachodnim już na terenie arkusza Żukowo (Pikies, 2003a). Jej początek stanowi wydłużone obniżenie tuż przy zachodniej granicy obszaru arkusza Gdańsk, które wypełniają osady akumulacji biogenicznej.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozwój budowy geologicznej krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej i jej pokrywy osadowej jest ujmowany w szerszym regionalnym kontekście i dotyczy zachodniego skrzydła syneklizy perybałtyckiej. W literaturze nie ma pełnej zgodności co do wieku powstania tej formy. Według Witkowskiego (1990) synekliza tworzy strukturę heterochroniczną, a tektonika nieciągła staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego omawianej formy jest częściowo uwarunkowana starszymi założeniami w krystalicznym podłożu. Kotański (1977) wyróżnił trzy etapy rozwoju syneklizy w starszym paleozoiku (kambry, ordowik i sylur). W pierwszym etapie (wałdajsko-środkowokambryjskim) zachodziła szybka i silnie zróżnicowana subsydencja; drugie stadium (późnokambryjsko-ordowicko-landowerskie) charakteryzuje minimalna subsydencja, przerywana okresami denudacji. Trzeci etap (późnosylurski) zaznaczył się bardzo silną subsydencją, w efekcie której miąższość osadów syluru górnego osiągnęła duże wartości, co zanotowano w profilach głębokich otworów badawczych, zlokalizowanych w pobliżu terenu arkusza Gdańsk (otw. Hel IG 1 i Gdańsk IG 1).

W cyklu waryscyjskim subsydencja utworów staropaleozoicznych trwała krótko. Następnie ruchy wypiętrzające spowodowały, że na obszarze badań nie występują osady dewonu i karbonu. Depozycja utworów permu miała miejsce w zmiennych warunkach – w czasie czerwonego spągowca w środowisku kontynentalnym, pustynnym, w cechszynie natomiast – w płytkim morzu epikontynentalnym, którego zasięg podlegał zmianom. Osady mezozoiczne mają także charakter epikontynentalny, a ich akumulacja zachodziła w zmiennych warunkach – od lądowych aż po morskie.

Utwory górnokredowe, ukazujące się miejscami bezpośrednio na powierzchni podczwartorzędowej, ulegały denudacji od końca mastrychtu aż do wczesnego eocenu (tab. 5).

Brak badań biostratygraficznych osadów paleogenu (poza nielicznymi wyjątkami) nie pozwala szczegółowo prześledzić, jak wyglądała transgresja morza górnoeoceńsko-dolnooligocześnego na omawianym terenie. Analizy tego typu wykonano w utworach z rejonu Władysławowa (Chłapowa i Starzyna), gdzie w profilach trzech otworów (otw.: CH I, CH II i CH III) rozpoznano ich litologię i paleogeografię (Grabowska, 1987; Jaworowski, 1987; Kosmowska-Ceranowicz, 1987; Odrzywolska-Bieńkowska, 1987; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). Transgresja morska rozpoczęła się pod koniec środkowego eocenu, a w późnym eocenie zasięg morza osiągnął maksimum. Na przełomie eocenu i oligocenu, przy ujściach rzek w rejonie Półwyspu Sambijskiego, powstawały delty bursztynonośne. Transgresja morza trwała przez cały wczesny oligocen, a następnie u jego schyłku nastąpiła wyraźna regresja (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). Wyniki badań z rejonu Władysławowa porównano z efektami analiz osadów położonych na obszarze arkusza Gdańsk (około 40 km dalej na południe). Pozwoliło to nieco dokładniej scharakteryzować występujące tam utwory paleogenu, jednak z powodu braku szczegółowych badań biostratygraficznych nie znaleziono podstaw do wyznaczenia osobno wydzieleni osadów eocenu i oligocenu. Wykształcenie litologiczne utworów paleogeńskich oraz wyniki wyrywkowych badań mineralogicznych i biostratygraficznych wskazują na przypuszczalnie znacznie większą miąższość osadów oligocenu niż dotąd uważano. Wzrost miąższości utworów oligocześskich na omawianym obszarze jest przypuszczalnie rekompensowany znacznie mniejszą miąższością osadów miocenu, co nie zgadza się z ustaleniami poczynionymi w poprzednim opracowaniu (Mojski, 1979a, b).

Neogen na terenie badań reprezentują osady miocenu, najprawdopodobniej środkowego. Były one deponowane w warunkach lądowych – w środowisku rzeczonym, jeziornym i bagienny-torfowiskowym. Ich miąższość może dochodzić do kilkudziesięciu metrów, jednak trudno ją oszacować ze względu na procesy glacytektoniczne, którym często podlegały utwory miocześskie.

Na obszarze arkusza nie występują osady pliocenu. W późnym pliocenie i we wczesnym plejstocenie (preglacja) trwały procesy, które ukształtowały ostatnie rysy rzeźby preglacjalnej.

W czwartorzędzie kolejne cztery zlodowacenia pozostawiły osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe. Utwory zlodowaceń najstarszych występują bardzo fragmentarycznie, w południowej części terenu arkusza, w rejonie Gdańska-Ujeściska. Osady tego wieku są lepiej wykształcone na obszarze arkusza Pruszcz Gdański. Już wtedy prawdopodobnie dochodziło do silnej egzaracji, m.in. na terenie Żuław Wiślanych.

Zlodowacenia południowopolskie zostawiły po sobie utwory czterech poziomów morenowych. Najstarszy z nich należy do profilu zlodowacenia Nidy, dwa kolejne – do zlodowacenia Sanu 1 (stadiałów dolnego i górnego) oraz najmłodszy – do zlodowacenia Sanu 2. Wymienionym poziomom glin

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 5

System		Stratygrafia			Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C	P	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	<p>Piaski plażowe — $^{mpl}_p Q_h$</p> <p>Torfy i namuły torfiaste — $_t Q_h$</p> <p>Namuły oraz piaski humusowe den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_n Q_h$</p> <p>Piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — $_{ph} Q_h$</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — $^e_p Q_h^{(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — $^e_p Q_h$</p> <p>Piaski mierzei — $^{mm}_p Q_h$</p> <p>Iły i mułki, miejscami piaski, (mady) rzeczne — $^f_{ma} Q_h$</p> <p>Gytie, miejscami kreda jeziorna — $_{gy} Q_h$</p> <p>Piaski i mułki rzeczne delt — $^{fd}_{pm} Q_h$</p> <p>Piaski, miejscami piaski i żwiry, rzeczne — $^f_p Q_h$</p>	<p>Akumulacja morska (falowanie morskie, prądy litoralne)</p> <p>Akumulacja bagienneo-organiczna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin i obniżeniach terenu</p> <p>Przewiewanie piasków mierzei, formowanie wydm</p> <p>Akumulacja eoliczna</p> <p>Akumulacja morska litoralna</p> <p>Akumulacja rzeczna utworów facji powodziowej w dolinach rzek</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja rzeczna utworów facji korytowej i deltowej</p> <p>Akumulacja rzeczna w dolinach rzek</p>
					<p>Piaski i żwiry stożków napływowych — $^{\textcircled{S}}_{pż} Q$</p> <p>Piaski i gliny deluwialne — $^d_{pg} Q$</p>	<p>Akumulacja utworów u wylotu dolin rzecznych na przedpolu wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego</p> <p>Splukiwanie i akumulacja u podnóży zboczy</p>
C	Z	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	<p>Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe — $^{f-fg}_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–5,0 n.p. rzeki (Kaczej) — $^f_{pż} Q_{p^4}^{B3(L)}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Mułki i piaski zastoiskowe — $^b_{mp} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i mułki kemów — $^k_{pm} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry, miejscami gliny zwałowe, akumulacji szczelinowej — $^{es}_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, żwiry, miejscami gliny zwałowe, moren martwego lodu — $^{gm}_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren czołowych — $^{gc}_{pż} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, miejscami piaski i żwiry, lodowcowe — $^g_p Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów — $^g_{gzw} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $^b_{ipm} Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Erozja i akumulacja wodnolodowcowa, a następnie rzeczna, w dolinach rzek</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna w dolinach rzek</p> <p>Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa</p> <p>Akumulacja przez wody roztopowe w szczelinach lodowcowych i przetainach między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja przez wody roztopowe, częściowo akumulacja grawitacyjna w szczelinach lodowcowych</p> <p>Akumulacja grawitacyjna, przemywanie utworów wodami roztopowymi i akumulacja między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa przed czołem stagnującego lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa, częściowo przez wody roztopowe</p> <p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa, procesy glacictektoniczne</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach terenu przed czołem nasuwającego się lądolodu</p>
					<p>Piaski i żwiry, miejscami piaski i mułki, wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż} Q_{p^4}^{B2}$</p> <p>Piaski i żwiry lodowcowe — $^g_{pż} Q_{p^4}^{B2}$</p> <p>Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów — $^g_{gzw} Q_{p^4}^{B2}$</p> <p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $^b_{imp} Q_{p^4}^{B2}$</p>	<p>Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Egzaracja i akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu</p>

C	z	w	a	e	r	j	s	t	o	r	c	z	e	n	d	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_{p^4}^{B1}$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^4}^{B1}$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $b_{imp} Q_{p^4}^{B1}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego łądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu		
																Interglacjał eemski			Denudacja Erozja i akumulacja rzeczna w dolinach rzek Prawdopodobnie akumulacja morska na obszarze Żuław			
																Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $fg_{pZ2} Q_{p^3}^W$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^3}^W$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $b_{imp} Q_{p^3}^W$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{pZ1} Q_{p^3}^W$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego łądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa, spiętrzanie starszych utworów, procesy glacictektoniczne Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu		
																		Zlodowacenie Odry		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pZ} Q_{p^3}^O$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne) — $b_{imp2} Q_{p^3}^O$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^3}^O$ Piaski i żwiry lodowcowe — $g_{pZ} Q_{p^3}^O$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne) — $b_{imp1} Q_{p^3}^O$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego łądolodu Akumulacja zastoiskowa przed czołem topniejącego łądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa, procesy glacictektoniczne Akumulacja lodowcowa, częściowo przez wody roztopowe Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
																			Interglacjał wielki			Denudacja
																			Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pZ} Q_{p^2}^G$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^2}^G$
																Zlodowacenie Sanu 1	Stadiał górny				Piaski i żwiry, miejscami piaski i mułki, wodnolodowcowe — $fg_{pZ} Q_{p^2}^{S3}$ Iły zastoiskowe — $b_i Q_{p^2}^{S3}$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^2}^{S3}$ Mułki zastoiskowe — $b_m Q_{p^2}^{S3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego łądolodu Akumulacja zastoiskowa przed czołem topniejącego łądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa, procesy glacictektoniczne Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu
																		Zlodowacenie Nidy		Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pZ} Q_{p^2}^{S1}$ Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków — $gzw Q_{p^2}^{S1}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego łądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa, spiętrzanie starszych utworów
																					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pZ} Q_{p^2}^N$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^2}^N$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_{p^2}^N$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego łądolodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa, procesy glacictektoniczne Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach terenu przed czołem nasuwającego się łądolodu
																Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi		Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^1}^A$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pZ} Q_{p^1}^A$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa, spiętrzanie starszych utworów Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem topniejącego łądolodu		
																				Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny paleogeńskie i neogeńskie jako kry w utworach plejstocenijskich — $P_{g+Ng} Q_p$	Egzaracja, detrakcja i procesy glacictektoniczne	

K r e d a	Neogen			Mułki, ły, piaski kwarcowe i węgiel brunatny — $mipQ^M$	Akumulacja rzeczna i jeziorno-bagienna
	Miocen				
	Paleogen				
	Eocen + oligocen			Piaski kwarcowe i piaski glaukonitowe, ły i mułki, miejscami węgiel brunatny oraz żwiry — $pQpGki^{E+OI}$	Akumulacja morska w płytkim morzu
	Kreda górną	Kampan		Margle, wapień z krzemieniami i glaukonitem, kreda pizząca, opoki oraz piaski glaukonitowe — $mew^{Cr_{cp}}$	Denudacja Akumulacja morska

zwałowych towarzyszą w różnym stopniu rozwinięte kompleksy osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych. Przepuszczalnie każdy z poziomów został poddany działaniu silnej egzaracji podczas nasuwania się lądolodu i procesom erozyjno-akumulacyjnym związanymi z jego recesją. Dokładne odczytanie tych procesów jest utrudnione z powodu wielokrotnie występującego denudacyjnego zniszczenia sekwencji osadowych, którego efekty często nakładają się na siebie.

Utwory interglacjału wielkiego nie zostały zidentyfikowane. W tym czasie dominowały procesy denudacji. Usunęły one znaczną część pokrywy osadów plejstocenijskich z obszaru wysoczyzny morenowej (Mojski, 1979a).

Nasuwanie się lądolodu zlodowaceń środkowopolskich było poprzedzone akumulacją osadów zastoiskowych na jego przedpolu. Po okresie tych zlodowaceń pozostały utwory dwóch poziomów morenowych, które przypisano do profili osadów zlodowacenia Odry i zlodowacenia Warty. Na obszarze wysoczyznowym lepiej zachowały się gliny zwałowe zlodowacenia Warty, natomiast na obszarze Żuław Wiślanych – poziom glin zlodowacenia Odry. Przypuszcza się, że pod koniec zlodowacenia Warty rzeźba wschodniej części Pomorza Gdańskiego miała już wykształcone swoje główne zarysy. Obszar wysoczyznowy był ukształtowany, a w rejonie południowego Bałtyku zaznaczało się duże obniżenie egzaracyjne, obejmujące Zatokę Gdańską i Głębię Gdańską oraz obniżenie Żuław Wiślanych.

Interglacjał eemski na obszarze wysoczyznowym był okresem erozji i akumulacji rzecznej oraz denudacji wyżej wyniesionych terenów. Osady tego wieku nie zostały wystarczająco dobrze udokumentowane, chociaż istnieją przesłanki przemawiające za ich występowaniem na terenie arkusza. Na Żuławach Wiślanych, w południowo-wschodniej części obszaru badań, prawdopodobnie znajdują się morskie utwory okruchowe, związane z transgresją morza eemskiego. Zostały one rozpoznane nieco bardziej na wschód, w środkowym fragmencie Żuław Wiślanych, już na terenie sąsiedniego arkusza (Giemza, 2013).

Okres zlodowaceń północnopolskich odznaczył się na omawianym obszarze obecnością osadów trzech poziomów morenowych, zaliczonych zgodnie z obowiązującą Instrukcją... z 2004 r. do utworów zlodowacenia Wisły (stadiów: dolnego, środkowego i górnego).

Pierwszy poziom morenowy występuje jedynie fragmentarycznie na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego i został hipotetycznie przypisany do profilu osadów stadiału dolnego. Jego przynależność do tej części profilu zlodowacenia Wisły jest obecnie przedmiotem dyskusji. Z większą pewnością wyznaczono natomiast w obrębie profilu osady wodnolodowcowe. Na ich wiek wskazuje wykształcenie litofacjalne utworów odsłaniających się zarówno na północ, jak i na południe od Cypla Redłowskiego (Woźniak i in., 2018).

Drugi poziom glin zwałowych wraz z towarzyszącymi mu osadami zastoiskowymi powstał w czasie stadiału środkowego. Profil stratygraficzny utworów tego stadiału zamykają osady wodnolodowcowe, utworzone podczas recesji lądolodu. Powszechnie odsłaniają się one w strefie skłonu wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. Badania terenowe przeprowadzone w tym miejscu wskazują, że skłon często budują piaski drobnoziarniste i pyłowate o malejącej ku górze średnicy ziarna (Mojski, 1979a). Jednak wykonane metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) badania wieku tych osadów w punktach dokumentacyjnych 9 i 11 nie potwierdziły ich pozycji stratygraficznej. W punkcie dokumentacyjnym 9 dwa datowania dały wynik 149 i 151 tys. lat BP, natomiast w punkcie dokumentacyjnym 11–111 tys. lat BP. W obu stanowiskach analizom poddano piaski pyłowate. Nie można wykluczyć, że omawiane utwory reprezentują dwie odrębne jednostki chronostratygraficzne plejstocenu, co wskazuje na konieczność dalszych wielokierunkowych badań opisanej serii osadów wodnolodowcowych. Po recesji lądolodu stadiału środkowego na obszarze arkusza Gdańsk pozostała dość urozmaicona rzeźba o dużych deniwelacjach.

Profil utworów stadiału górnego składa się z różnorodnych litologicznie i genetycznie osadów znajdujących się na obszarze wysoczyzny morenowej. Odzwierciedlają one warunki deglacji terenu arkusza, które panowały podczas recesji lądolodu na linii maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej (LLGM – local last glacial maximum). Ostatnie dane, określające czas wytopienia i ekspozycji eratyków na światło dzienne, pozwoliły skalkulować wiek recesji lądolodu fazy pomorskiej z tej pozycji na $16,4 \pm 0,3$ tys. lat BP. Korelacja tych wyników z datowaniami osadów biogenicznych metodą radiowęglową (^{14}C) i utworów piaszczystych metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL), w nawiązaniu do glin zwałowych ostatniego nasunięcia, pozwoliła natomiast oszacować ten czas na 16,5 tys. lat BP (Tylmann i in., 2019). Linia maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej na Pomorzu Gdańskim (LLGM) jest usytuowana na południe od obszaru arkusza Gdańsk, na linii Kościerzyna–Gniewu, tak więc omawiany teren jest położony na zapleczu tego przebiegu.

Nagromadzenie w południowo-zachodniej części obszaru badań takich form jak: kemy, moreny martwego lodu i formy akumulacji szczelinowej w otoczeniu licznych zagłębień bezodpływowych,

wskazuje, że deglacjacja miała charakter arealny. Nieprzypadkowo też wspomniany rejon stanowi lokalną kulminację, która stymuluje taki przebieg deglacjacji. W środkowej części terenu arkusza powierzchnia wysoczyzny jest mniej urozmaicona, występują na niej głównie gliny i piaski akumulacji lodowcowej. Miejscami jej powierzchnia jest usiana eratykami, z których niektóre mają charakter pomników przyrody. Datowanie tych obiektów metodą kosmogenicznych nuklidów (TCN – terrestrial cosmogenic nuclides) pozwoliło na dokładniejsze określenie czasu i charakteru deglacjacji. Jednym z takich pomnikowych głazów jest Diabelski Kamień (środkowy w grupie trzech głazów, o współrzędnych geograficznych 54°23'35,6" i 18°30'36,0"), zlokalizowany w pobliżu zachodniej granicy obszaru arkusza (Tylmann i in., 2017). W północnej części terenu badań powierzchnię wysoczyzny w rejonie Gdyni-Wielkiego Kacka (stacji PKP) nadbudowuje kilka pagórków moren czołowych. Są one usytuowane w pobliżu inicjalnego odcinka dużej rynny subglacialnej, która kontynuuje się ku południowemu zachodowi i przechodzi na obszar arkusza Żukowo (Pikies, 2003a). Wspomniane moreny stanowią fragment większego łańcucha tych form, ciągnących się ku zachodowi i północnemu zachodowi, na terenie wspomnianego już arkusza. Powstały one podczas recesji lądolodu fazy pomorskiej, a więc należy umieścić czas ich formowania pomiędzy fazami pomorską i gardzieńską (Pikies, 2003a). Kończącym etapem kształtowania się rzeźby u schyłku plejstocenu było utworzenie pokrywy równin sandrowych, wypełniającej obniżenie pomiędzy wysoczyzną morenową w rejonie Gdyni-Witomina i Gdyni-Małego Kacka a Kępą Redłowską oraz niewielkiego tarasu rzeczno nadzalewowego towarzyszącego rzeczce Kaczej (w Gdyni-Małym Kacku).

U schyłku glacjału (schyłku zlodowacenia) i na początku holocenu nastąpił okres z wyraźną przewagą procesów erozji wgłębnej. Doliny rozcinające strefę krawędziową wysoczyzny uległy pogłębieniu, a w ich dnach osadziła się pokrywa utworów rzecznych (Mojski, 1979a). Na przedpolu tych licznych dolin zostały zdeponowane rozległe pokrywy stożków napływowych, które od strony morza są podcięte linią klifu kopalnego, utworzonego podczas transgresji Morza Litorynowego w Zatoce Gdańskiej. Na podstawie położenia stropu osadów deltowych z okresu atlantyckiego oraz krzywej względnych zmian poziomu wód Zatoki Gdańskiej można stwierdzić, że maksymalna ingresja morska w głąb dzisiejszego lądu nastąpiła około 6–6,5 tys. lat BP, tworząc w rejonie Gdańska-Stogów zatokę. Prawdopodobnie około 4 tys. lat BP zasięg morza osiągnął maksimum w rejonie stożków aluwialnych i utworzył się klif kopalny, widoczny do dziś w rzeźbie terenu. Od dzisiejszej linii brzegowej jest on oddalony od około 500 m w rejonie Sopotu do 850 m w Gdańsku-Przymorzu (Jegliński, 2011).

Z przebiegiem transgresji litorynowej Bałtyku wiąże się powstanie Mierzei Wiślanej, której końcowy odcinek znajduje się na obszarze arkusza Gdańsk. Mierzeja zaczęła się stabilizować około 6 tys. lat BP (maksimum transgresji Morza Litorynowego). Odkładany materiał piaszczysty przestał się przemieszczać, a nastąpiło jego dobudowywanie. Jednocześnie od strony Cypla Orłowskiego zaczęła ku południowi narastać niewielka bariera piaszczysta, która z czasem rozbudowała się w kierunku południowo-wschodnim. Maksimum rozwoju mierzeja i powstała dzięki niej laguna osiągnęły w okresie

subborealnym czyli mniej niż 3,5 tys. lat BP (Jegliński, 2013). W miarę rozwoju głównej formy Mierzei Wiślanej, która rozszerzała się od strony wschodniej, mniejsza mierzeja została przez nią przechwycona, co miało miejsce w okresie subatlantyckim, około 2 tys. lat BP (Jegliński, 2011). Wyniki datowań muszli małży morskich, obecnych w piaskach mierzejowych w rejonie Gdańska-Stogów, wskazują na czas depozycji tych osadów w okresie subborealnym. Dalsze osadzanie się utworów w tym rejonie zostało przerwane przez akumulację stożka Martwej Wisły. Jednakże na innych odcinkach mierzei jej dalszy rozwój był kontynuowany na skutek przyrostu kolejnych segmentów i ich odkładania się w kierunku morza.

Z rozbudową mierzei morskich integralnie łączy się rozwój procesów eolicznych i powstawanie pokryw utworów eolicznych i wydym. Za pomocą datowań metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) udało się rozpoznać pięć generacji wydym, wśród których coraz młodsze formy sukcesywnie narastały w kierunku morza, dobrze współgrając z rozszerzaniem się mierzei (Jegliński, 2011, 2013).

Obszary wysoczyznowe po uwolnieniu ich powierzchni od lądolodu podlegały także procesom denudacji. Liczne zagłębienia powierzchni stropowej glin były miejscem depozycji osadów mineralno-organicznych. Rozpoznana miąższość tych utworów nie jest duża, a największą stwierdzono w dnie rynny subglacjalnej, w rejonie dworca PKP w Gdyni-Wielkim Kacku. Wyniki badań palinologicznych wykazały, że akumulacja biogeniczna w dnie tej rynny rozpoczęła się u schyłku okresu atlantyckiego i na początku okresu subborealnego (Miotk-Szpiganowicz, 2012). Badania osadów dalszej części profilu wskazują, że zbiornik jeziorny z rozwiniętym pasem szuwarów istniał tutaj w okresie subborealnym. Wiek stropowej części utworów jest jednak trudny do określenia i nie można wykluczyć, że należy go odnieść do okresu subatlantyckiego (Miotk-Szpiganowicz, 2012).

Ostatni etap rozwoju budowy geologicznej wiąże się z działalnością człowieka. Pierwsze ślady działalności gospodarczej zostały zapisane w profilach pyłkowych, które wskazują na postępy w gospodarce hodowlanej czy rolnej już w okresie subatlantyckim. Wyrażna ingerencja człowieka w środowisko przyrodnicze rozpoczęła się już we wczesnym średniowieczu. Dowodem na to jest grodzisko w Sopocie (Starczewska, 2012).

Intensywny rozwój gospodarki industrialnej w Gdańsku rozpoczął się natomiast w XIX i XX w. Towarzyszył jej przestrzenny rozrost zabudowy miejskiej pochłaniający coraz większe połacie terenu. Ubocznym efektem tego procesu było powstanie nasypów i hałd o miąższości wynoszącej miejscami parę metrów. W rejonie ujścia Wisły został zbudowany port morski. Intensywna industrializacja trwa do chwili obecnej, powstają nowe dzielnice mieszkaniowe, a wskutek rozbudowy starego i budowy nowego Portu Północnego zmianie uległa linia brzegowa.

Równoległe z przekształcaniem w epoce industrialnej naturalnego środowiska przez człowieka trwają cały czas naturalne procesy przyrodnicze. Na obszarach o dużym nachyleniu terenu, takich jak niektóre fragmenty skłonu wysoczyzny morenowej, występują osuwiska. Takim rejonem jest niewielka

dzielnica Gdańska – Biskupia Górka. Osuwiska są tutaj niewielkie, co nie pozwala przedstawić ich na mapie geologicznej. Późną jesienią i wczesną wiosną szczególnie aktywne stają się procesy abrazji morskiej, intensywnie niszczące klifowy odcinek wybrzeża Kępy Redłowskiej. Szczególnie silnemu niszczeniu ulega najbardziej wysunięty w morze Cypel Redłowski. Badania prowadzone przez Oddział Geologii Morza PIG-PIB pozwoliły na określenie tempa cofania górnej krawędzi Cypla Redłowskiego, które w latach 2010–2015 wynosiło średnio 0,23 m/rok (Małka i in., 2017).

Do spektakularnego osunięcia około 40-metrowego odcinka Klifu Orłowskiego, zlokalizowanego na północ od Cypla Redłowskiego, doszło w dniu 14.02.2018 r. Jęzor osuwiskowy przegradził plażę i wsunął się na kilka metrów w głąb morza. Jego część dystalna uległa zniszczeniu w wyniku abrazji morskiej. Widoczny jest brak plaży na wysokości jęzora osuwiskowego, a pozostałość po zabradowanej części osuwiska tworzy bruk głazowy (fot. 1). Co zaskakujące, wskutek rozwoju procesów osuwiskowych nie uległo zmianie położenie korony klifu. Osuwisko powstało w wyniku odkłucia pakietu utworów plejstoceńskich usytuowanych poniżej górnej krawędzi klifu i spowodowało w efekcie zestromienie zbocza. Obliczenia wykonane metodą lidarową wskazują na przemieszczenie łącznie 2690 m³ osadów plejstocenu, co jest równoważne z ubytkiem 1790 m³ materiału z górnej partii klifu (Frydel, 2018).



Fot. 1. Klif Orłowski, na północ od Cypla Redłowskiego. Widok na jęzor osuwiskowy (fotografia wykonana w dniu 21.08.2018 r.) osuwiska powstałego w dniu 14.02.2018 r.

Innym obszarem zazębiana się naturalnych procesów przyrodniczych z działalnością gospodarczą człowieka są stosunki hydrologiczne na terenie arkusza. Zdarzające się szczególnie w okresie

wiosennym nawalne opady deszczu przyczyniły się do wybudowania kilku zbiorników retencyjnych, gromadzących nadmiar wód opadowych i zabezpieczających niżej położone tereny Gdańska przed powodzią. Intensywna eksploatacja ujęć wód podziemnych, szczególnie na obszarze tarasu nadmorskiego i Żuław Wiślanych, spowodowała natomiast wyraźne obniżenie zwierciadła wód powierzchniowych. Stało się to przyczyną zaniku małych cieków i zbiorników wód powierzchniowych, a także murszenia torfowisk.

IV. PODSUMOWANIE

Reambulacja arkusza Gdańsk przyniosła nowe informacje o budowie geologicznej osadów czwartorzędowych i ich podłoża. Wykonanie znacznej ilości nowych otworów, które przebiły pokrywę osadów czwartorzędowych, pozwoliło uzyskać nowy obraz rzeźby powierzchni podczwartorzędowej. W ramach rozpoznania stratygrafii osadów podłoża nie przybyło wiele nowych danych. Cały czas brakuje badań biostratygraficznych osadów kredy górnej, paleogenu i neogenu. Porównanie wyników z pojedynczych ekspertyz biostratygraficznych i mineralogicznych osadów paleogenu na obszarze arkusza Gdańsk z dobrze zbadanymi utworami tego wieku z rejonu Władysławowa pozwoliło zweryfikować (wstępnie) ich wykształcenie na omawianym terenie. Korelacja ta sugeruje znacznie bardziej kompletny profil osadów oligocenu niż do tej pory przyjmowano. Pełniejsze wykształcenie tych utworów, ich większa miąższość i różnorodność litologiczna występują kosztem osadów miocenu, których miąższość jest przypuszczalnie znacznie mniejsza niż dotąd uważano. Wiadome jest natomiast, że profil osadów neogenu najprawdopodobniej reprezentują utwory miocenu środkowego.

Szczegółowiej rozpoznano profil osadów plejstoceniowych. Istnieją przesłanki, że składa się on z utworów czterech zlodowaceń, a nie z trzech, jak jeszcze niedawno przyjmowano. Prawdopodobnie osady zlodowacenia Narwi występują lokalnie w głębokim obniżeniu podłoża utworów czwartorzędu, które kontynuują się ku południowi, już na obszarze arkusza Pruszcz Gdański. Możliwe jest, iż osady rzeczne interglacjału eemskiego znajdują się na terenie wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, a także utwory morskie tego wieku – w rejonie Żuław Wiślanych.

Na terenie badań nie wykonano dotychczas rdzeniowych otworów kartograficznych, dlatego też rozpoznanie stratygrafii osadów plejstocenu powinno być poszerzane w miarę napływu nowych danych. Wykonanie czterech rdzeniowych otworów geologiczno-inżynierskich w Lasach Oliwskich niewątpliwie pozwoliło na pogłębienie wiedzy. Wśród nich nieco dokładniej został zbadany profil otworu 40 (Pikies i in., 2012). Przeprowadzone wówczas analizy biostratygraficzne osadów podłoża podczwartorzędowego wskazują, że powstały one w środkowym miocenie (Słodkowska, 2012), natomiast badania petrograficzne frakcji żwirowej w glinach zwałowych pozwoliły zaliczyć je do utworów zlodowacenia Warty (Szelewicka, 2012). Warto pamiętać, że obszar arkusza jest położony w peryfe-

ryjnej strefie wysoczyzny, która jest porozcinana licznymi dolinami. Powoduje to silne rozczłonowanie omawianego terenu, które utrudnia śledzenie geometrii i ciągłości poziomów morenowych.

Badania terenowe w rejonie klifu Cypla Redłowskiego wniosły nowe dane do stratygrafii utworów zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich (Zaleszkiewicz i in., 2000; Kaulbarsz, 2005; Jurys i in., 2006; Sokołowski, 2013b, 2014; Woźniak i in., 2018). Badania w pobliżu Klifu Orłowskiego umożliwiły pełniejsze rozpoznanie profilu osadów plejstocenu Kępy Redłowskiej. Ostatnie dane wskazują na obecność utworów zlodowaceń Odry i Warty, a także stadiałów środkowego i górnego zlodowacenia Wisły. Dokładnej analizie sedymentologicznej poddano osady międzymorenowe odsłaniające się w ścianie Klifu Orłowskiego, wykonano również ich datowanie metodą temoluminescencyjną (TL) (Sokołowski, 2014; Woźniak i in., 2018). W nawiązaniu do kartograficznych badań zdjęciowych oraz wykonanych datowań próbek metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL), należy liczyć się z tym, że miąższa seria osadowa przypisana wstępnie do profilu utworów stadiału środkowego (Świecia) zlodowacenia Wisły, w miarę postępu badań geologicznych, zostanie w przyszłości dokładnie rozdzielona na więcej jednostek lito- i chronostratygraficznych, co pozwoli lepiej rozpoznać paleogeografię obszaru arkusza.

Bardzo ciekawe wyniki przyniosły badania osadów wydmowych, które wyróżniają się w rzeźbie terenu w Gdańsku-Stogach (Jegliński, 2011, 2013). Do chwili obecnej w pasie wydm nadmorskich były wyróżniane trzy różnowiekowe generacje wydm: brunatne, żółte i białe (Tomczak i in., 1989). Szczegółowe prace terenowe, podparte licznymi datowaniami metodami optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) i radiowęglową (^{14}C), pozwoliły na wyróżnienie na tym obszarze pięć różnowiekowych generacji tych form. Czas ich formowania rozpoczął się w okresie subborealnym i trwa do dziś (Jegliński, 2011, 2013).

Teren arkusza Gdańsk jest położony w obrębie kontrastowo różnych jednostek fizjograficznych. Dodatkowo leży on nad Zatoką Gdańską, co wymusza konieczność powiązania budowy geologicznej części obszaru sąsiadującego z morzem z rozwojem i paleogeografią Morza Bałtyckiego w holocenie.

Gdańsk, 2013 r.

LITERATURA

- Albrycht A., Marszałek S., 2009 — Projekt prac geologicznych dla reambulacji wybranych sześciu arkuszy pełnych i czterech arkuszy niepełnych SMGP z rejonu gdańsko-mazurskiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Areń B., Tomczyk H., 1976 — Strukturalne kompleksy pokrywowe w starszym paleozoiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.

- Dadlez R., Dayczak-Calikowska J., Dembowska J., Jaskowiak-Schoeneichowa M., Marek S., Szyperko-Śliwczyńska A., Wagner R., 1976 — Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Domagała M., Matl K., 1973 — Utwory trzeciorzędowe w dolinie Granicznego Potoku (Sopot) nad Zatoką Gdańską. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 361, 17.
- Drozdowski E., 1986 — Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia Wistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. IG PAN*, 146.
- Dubrawski R., Zawadzka-Kahlau E., (red.), 2006 — Przyszłość ochrony brzegów morskich. Inst. Morski w Gdańsku, Gdańsk.
- Dziedziszko Z., Jednorąb T., 1996 — Flood dangers caused by storm surge on the shore of the Baltic Sea and Vistula Lagoon. *Wiad. IMGW*, 19, 3.
- Frankowski Z., Zachowicz J., 2007 — Baza danych geologiczno-inżynierskich wraz z opracowaniem atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji trójmiejskiej Gdańsk-Sopot-Gdynia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Frydel J., 2018 — Jakim zmianom podlegają klifowe wybrzeża Południowego Bałtyku. Strona główna PIG-PIB, Oddział Geologii Morza, s. 3. [dostęp: 1 kwietnia 2019 r.], <<https://www.pgi.gov.pl/aktualnosci/display/10786-jakim-zmianom-podlegaja-klifowe-wybrzeza-poludniowego-baltyku.html>>
- Frydel J., Kaulbarsz D., 2013 — Geodynamika klifu orłowskiego. Mat. Konf. Nauk. Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza, dedykowanej pamięci Pani Profesor Haliny Piekarek-Jankowskiej. Inst. Oceanografii UG, Gdynia, 5–6 czerwca.
- Giemza A., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sobieszewo (28) i Drewnica (56) (wraz z Objasneniami) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grabowska I., 1987 — Charakterystyka palinoflorystyczna i mikroplanktonowa osadów trzeciorzędowych północnej Polski na tle profili otworów Chłapowo I i Chłapowo III. *Biul. Inst. Geol.*, 356.
- Grabowska I., Ważyńska H., 1997 — Badania palinologiczne i fitoplanktonowe osadów trzeciorzędowych z Pobrzeża Gdańskiego i z Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 375.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Graniczny M., Mizerski W., 2003 — Lineamenty na zdjęciach satelitarnych Polski – próba podsumowania. *Prz. Geol.*, 51, 6.
- Jaworowski K., 1987 — Geneza bursztynonośnych osadów paleogenu w okolicach Chłapowa. *Biul. Inst. Geol.*, 356.
- Jegliński W., 2011 — Rozwój wybrzeża Zatoki Gdańskiej w rejonie ujścia Martwej Wisły (praca doktorska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Jegliński W., 2013 — Rozwój wybrzeża Zatoki Gdańskiej w rejonie ujścia Martwej Wisły. *Prz. Geol.*, 61, 10.
- Jurys L., Frydel J., Kaulbarsz D., Małka A., Pączek U., Szarafin T., Woźniak T., Załeszkiewicz L., 2011 — Rejestr osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi ziemi dla terenu miasta Gdańska. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.

- Jurys L., Kaulbarsz D., Frydel J., Jegliński W., Kramarska R., 2012 — Opracowanie i wdrożenie założeń monitoringu wybrzeża morskiego w aspekcie uwarunkowań geologicznych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Jurys L., Kaulbarsz D., Masłowska M., Michałowska M., Zaleszkiewicz L., 2006 — Budowa geologiczna klifów wybrzeża polskiego na odcinku od Orłowa do Ustki. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Kaulbarsz D., 2005 — Budowa geologiczna i glacictektonika Klifu Orłowskiego w Gdyni. *Prz. Geol.*, **53**, 7.
- Kondracki J., 2009 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kordalski Z., Jegliński W., Kaulbarsz D., 2007 — Skutki zmian klimatu w rejonie Gdańska (mapa). ASTRA, projekt współfinansowany ze środków UE. Developing Policies and Adaptation Strategies to Climate Change in the Baltic Sea Region. Państw. Inst. Geol., Gdańsk.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1987 — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna bursztynonośnych osadów eocenu w okolicach Chłapowa oraz osadów paleogenu północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 356.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Hanczke T., Kociszewska-Musiał G., 1974 — Osady trzeciorzędowe z wierceń rejonu Gdańska. *Pr. Muz. Ziemi*, **22**.
- Kotański Z., 1977 — Rozwój paleotektoniczny wyniesionej części starej platformy w Polsce w wałdaju i w kambrze. *Biul. Inst. Geol.*, 303.
- Kotański Z., (red.), 1997 — Mapy geologiczne ścięcia poziomego: 1:750 000. Atlas Geologiczny Polski. Wyd. Kart. Pol. Agenc. Ekol., Warszawa.
- Kramarska R., Kasiński J.R., Czapowski G., Piowocki M., Słodkowska B., 2015 — Referencyjny profil osadów neogenu Pomorza Wschodniego w Łęczycach koło Lęborka (Północna Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 461.
- Kurlenda Z., 1968 — Nowe dane do stratygrafii kredy, trzeciorzędu i czwartorzędu nad dolną Wisłą (Fordon i Gdańsk). *Kwart. Geol.*, **12**, 2.
- Lendzion K., 1976 — Stratygrafia kambru zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Łęczyński L., Kubowicz-Grajewska A., 2013 — Rola ekstremalnych wezbrań sztormowych w abrazji brzegu klifowego na przykładzie Gdyni i Orłowa. *W: (Kostrzewski A., Zwoliński Z., Winowski M., red.) Geosystem Wybrzeży Morskich. 2. Uwarunkowania i funkcjonowanie geosystemów wybrzeży morskich. IGiG UAM, Poznań-Biała Góra.*
- Makowska A., 1977 — Rewizja sytuacji stratygraficznej osadów tzw. interglacjału chełmińskiego w Bągarciu koło Unisławia. *Kwart. Geol.*, **21**, 1.
- Makowska A., 1979 — Interglacjał eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *Stud. Geol. Pol.*, 63.
- Małka A., Frydel J., Jurys L., 2017 — Naturalne i antropogeniczne przyczyny powstawania i reaktywacji ruchów masowych na obszarze miejskim Gdyni oraz związane z nimi zagrożenia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 470.
- Marek S., Pajchłowa M., (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Miotk-Szpiganiowicz G., 2012 — Sprawozdanie z wykonania ekspertyzowej analizy pyłkowej osadów dla stanowisk położonych w obrębie arkuszy Gdynia, Gdańsk i Pruszcz Gdański SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Modliński Z., 1976 — Niektóre zagadnienia strukturalne zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.

- Modliński Z., (red.), 1982 — Kościerzyna IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, 54.
- Modliński Z., (red.), 1989 — Gdańsk IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 67.
- Mojski J.E., 1979a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1979b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1979c — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gdynia (16). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1979d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdynia (16). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1979e — Zarys stratygrafii plejstocenu i budowa jego podłoża w rejonie gdańskim. *Biul. Inst. Geol.*, 317.
- Mojski J.E., 1981a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Pruszcz Gdański (55). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Pruszcz Gdański (55). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tczew (92). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1987a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kąty Rybackie (29) i Nowy Dwór Gdański (57). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1987b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sobieszewo (28) i Drewnica (56). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1988 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tczew (92). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1990a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kąty Rybackie (29) i Nowy Dwór Gdański (57). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1990b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sobieszewo (28) i Drewnica (56). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1999 — Drobne jednostki stratygraficzne piętra Wisły w obszarze perybałtyckim. *Prz. Geol.*, **47**, 3.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Odrzywolska-Bieńkowa E., 1987 — Biostratygrafia paleogenu w okolicach Chłapowa na podstawie mikrofauny. *Biul. Inst. Geol.*, 356.
- Peryt T., Piwocki M. (red), 2004 — Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Petelski K., Staszek W., 2006 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dzierżąno (54). Państw. Inst. Geol. Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Petelski K., Staszek W., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dzierżąno (54). Państw. Inst. Geol. Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piątkowska A., Doktor S., Kowalski Z., 2001 — Przystosowanie bazy danych liniowych elementów strukturalnych Polski dla potrzeb SMGP oraz innych opracowań geologiczno-strukturalnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pikies R., 2003a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żukowo (26). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Pikies R., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żukowo (26). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pikies R., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Pruszcz Gdański (55) (wraz z Objasnieniami) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2003 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Rumia (15). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2004 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Rumia (15). Państw. Inst. Geol., Warszawa [dokument elektroniczny]
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdynia (16) (wraz z Objasnieniami) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., Woźniak M., 2012 — Litostratygrafia osadów plejstocenijskich i neogejskich rejonu wzgórza Pacholek (Gdańsk-Oliwa) na podstawie wyników badań czterech rdzeniowanych wierceń geologiczno-inżynierskich. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 356.
- Płochniewski Z., 1974 — Wody mineralne w Sopocie. *Prz. Geol.*, **22**, 7.
- Prac zbiorowa, 1999 — Mapa Nadleśnictwa Gdańsk 1: 40 000. Eko-Kapio, Sopot.
- Prac zbiorowa, 2008 — Trójmiejski Park Krajobrazowy – część północna. Mapa przyrodniczo-turystyczna 1: 25 000. CartoMedia, Gdańsk.
- Słodkowska B., 2007 — Palynological study of Neogene deposits from Orłowo-cliff (Southern Baltic, Poland). Abstr. 6th Polish Micropaleontological Workshop MIKRO – 2007. Gdańsk, 18–20 czerwca.
- Słodkowska B., 2012 — Badania palinologiczne osadów neogenu ze wzgórza Pacholek (Gdańsk-Oliwa). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Sokołowski R., 2013a — Budowa geologiczna osadów miocenu – środowiska sedymentacyjne, wykształcenie facjalne. Mat. Konf. Nauk. Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza, dedykowanej pamięci Pani Profesor Haliny Piekarek-Jankowskiej. Inst. Oceanografii UG, Gdynia, 5–6 czerwca.
- Sokołowski R., 2013b — Budowa geologiczna osadów plejstocenu w północnej i południowej części klifu orłowskiego. Mat. Konf. Nauk. Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza, dedykowanej pamięci Pani Profesor Haliny Piekarek-Jankowskiej. Inst. Oceanografii UG, Gdynia, 5–6 czerwca.
- Sokołowski R., 2014 — Budowa geologiczna i analiza sedymentologiczna osadów Klifu Orłowskiego. *W: 16 Tere nowe Warsztaty Sedymentologiczne Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Gdańskiego. Władysławowo*, 9–13 czerwca.
- Starczewska E., 2012 — Grodzisko w Sopocie – przyczynek do rozważań nad problematyką rekonstrukcji dziedzictwa archeologicznego. *Acta Archaeolog. Lodz.*, **58**.
- Staszek W., 2005 — Komentarz do Mapy Hydrograficznej 1:50000, ark. Gdańsk. GUGiK, Warszawa.
- Staudt M., Kordalski Z., 2005 — Future sea level change: a transboundary problem in the Baltic Sea Region? – SEAREG case study area Gdańsk. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers.*, **18**.
- Subotowicz W., 1982 — Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Ossolineum, Wrocław.
- Szelewicka A., 2010 — Baza danych GIS Mapy Hydrogeologicznej Polski 1: 50000, pierwszy poziom wodonośny, wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód, arkusz Gdańsk. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

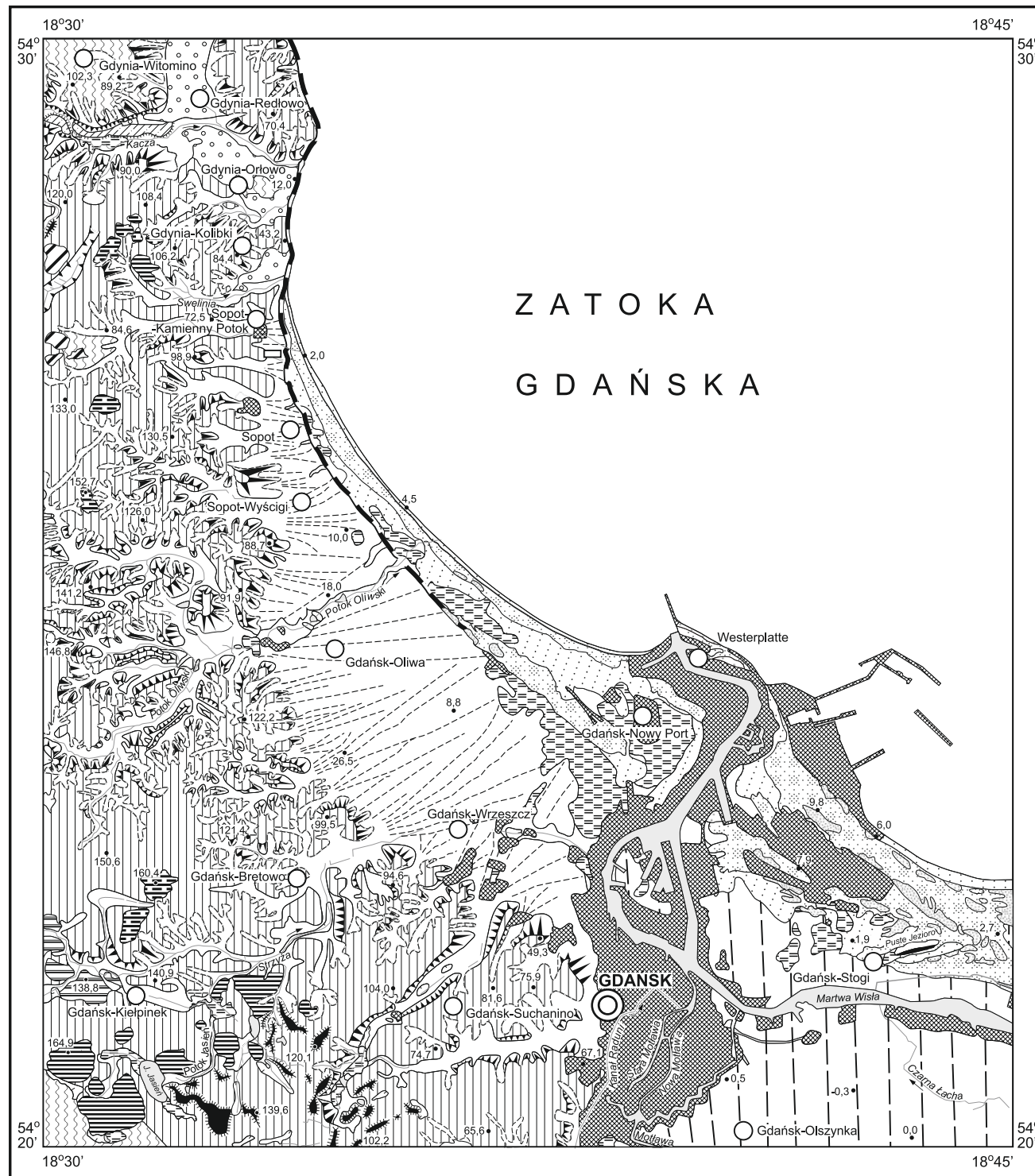
- Szelewicka A., 2012 — Wyniki badań petrograficznych 9 próbek z profili otworów OL 3 i OL 5 z rejonu wzgórza Pachołek (Gdańsk Oliwa). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Szelewicka A., Lidzbarski M., 2006 — Baza danych GIS Mapy Hydrogeologicznej Polski 1: 50000, pierwszy poziom wodonośny. Występowanie i hydrodynamika. Objąsnienia i Mapa. *Ark. Gdańsk (27)*. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Tomczak A., 2000 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Jastarnia (7). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa [dokument elektroniczny]
- Tomczak A., 2001 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Jastarnia (7) i Hel (17). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa [dokument elektroniczny]
- Tomczak A., Mojski J., Krzymińska J., Michałowska M., Pikies R., Zachowicz J., 1989 — Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wiślanej. *Kwart. Geol.*, **33**, 2.
- Tylmann K., Rinterknecht V. R., Woźniak P. P., Bourlés D., Schimmelpfennig I., Guilou V., Aumaître G., Keddadouche K., 2019 — Retreat of the southern front of the last Scandinavian Ice Sheet: dates and rates. *Book of abstracts. 20th International Union for Quaternary Research (INQUA)*.
- Tylmann K., Woźniak P. P., Rinterknecht V. R., 2017 — Analiza przydatności eratyków Pomorza w badaniach chronologii recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego metodą izotopów kosmogenicznych. *Acta Geogr. Lodz.*, **106**.
- Uściniowicz S., 1998a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Uściniowicz S., 1998b — Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Ważyńska H., 1995 — Wyniki analizy spowo-pyłkowej z osadów trzeciorzędowych z dna Bałtyku i z wierceń z ark. Wejherowo, Gdynia, Gdańsk. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Wilga M. S., 2005 — Szlak królewski w Lasach Oliwskich. Przewodnik turystyczny wydany z okazji Jubileuszu 100-lecia Politechniki w Gdańsku (1904–2004) i 60-lecia Wydziału Mechanicznego Politechniki Gdańskiej (1945–2004). *Wyd. Gdańskie*, Gdańsk.
- Wilga M. S., Zieliński S., 2011 — Wędrówki przyrodnicze po okolicach Gdańska. *Fund. Karrenwall*, Gdańsk.
- Witkowski A., (red.), 1986 — Hel IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, 63.
- Witkowski A., 1990 — Ewolucja i tektonika staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego południowego Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **34**, 1.
- Woźniak P. P., Czubla P., Kudełka M., 2013 — Gliny morenowe w klifie orłowskim – skład petrograficzny i cechy kierunkowe. *Mat. Konf. Nauk. Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza, dedykowanej pamięci Pani Profesor Haliny Piekarek-Jankowskiej. Inst. Oceanografii UG*, Gdynia, 5–6 czerwca.
- Woźniak P. P., Sokołowski R. J., Czubla P., Fedorowicz S., 2018 — Stratigraphic position of tills in the Orłowo Cliff section (Northern Poland): a new approach. *Stud. Quatern.*, **35**, 1.
- Wysota W., 2002 — Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części Dolnego Powiśla. *Wyd. Nauk. UMK*, Toruń.
- Zaleszkiewicz L., 2018 — Stożki napływowe na obszarze Gdańska i Sopotu – budowa i geneza. Abstrakt. *W: (Ludwikowska-Kędzia M., Witak M., red.) Plejstocen Gór Świętokrzyskich. Mat. 25. Konf. Nauk. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Huta Szklana*, 3–7 września.

- Zaleszkiewicz L., Masłowska M., Olszak I.J., Koszka-Maroń D., Michałowska M., 2000 — Klif w Gdyni Orłowie. *W:* (Uścińowicz S., Zachowicz J., red.) Stratygrafia czwartorzędu i zanik łądolu na Pojezierzu Kaszubskim. Mat. 7. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Łączyńo, 4–8 września.
- Zeisse O., 1903a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Oliva. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Zeisse O., 1903b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Danzig. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Zeisse O., 1903c — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Weichselmüńde und Neufahrwasser. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Gdańsk (27)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe akumulacyjne

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Równiny zastoiiskowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Rynny subglacialne
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Równiny deltowe
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne
- Starorzecze świeże (zawodnione)

Formy denudacyjne

- Suche doliny
- Dolinki erozyjno-denudacyjne
- Stożki napływowe
- Długie stoki (wysoczyzny)

Formy jeziorne i morskie

- Mierzeje
- Klify
- Plaże

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

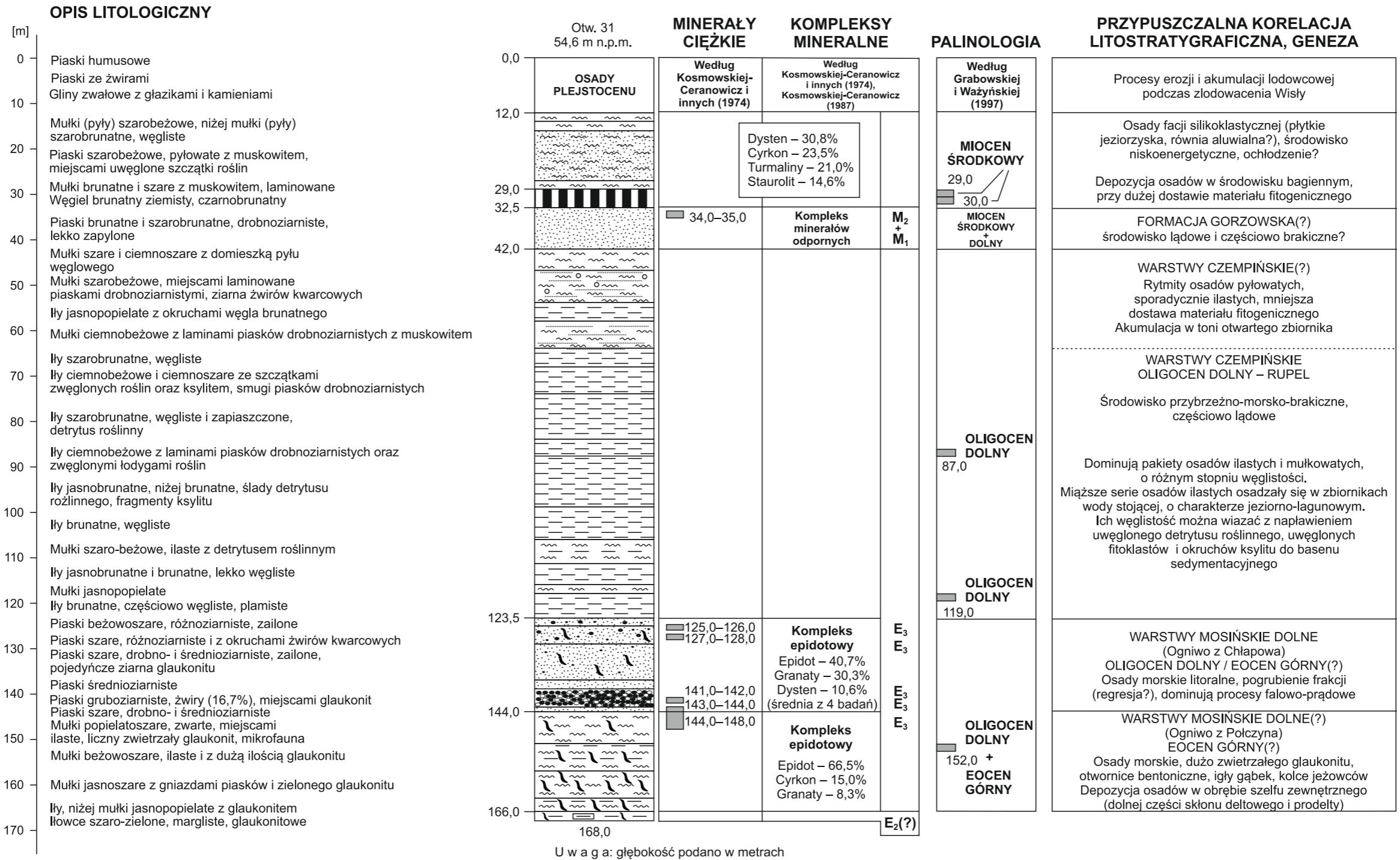
- Grodziska
- Nasypy

Opracował: J. E. MOJSKI, 1979 r.

Zreambulował: L. ZALESZKIEWICZ, 2013 r.

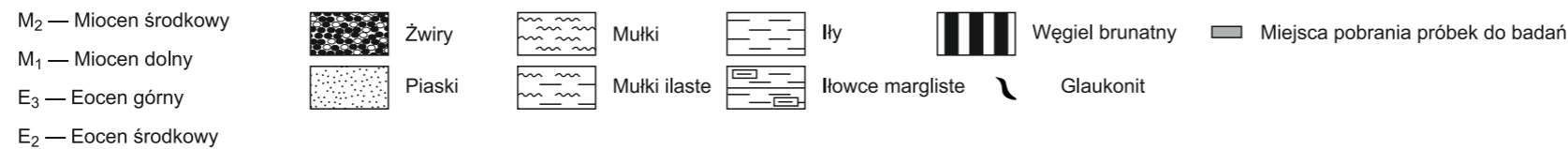
Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Gdańsk (27)

**PROFIL GEOLOGICZNY UTWORÓW STARSZYCH OD CZWARTORZĘDU
NA PODSTAWIE PROFILU OTWORU SOPOT-BRODWINO (OTW. 31)**



U w a g a: głębokość podano w metrach

OBJAŚNIENIA:



Opracował: R. PIKIES



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Gdańsk (27)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

NEOGEN	MIOCEN	M	Mułki, iły, piaski kwarcowe i węgiel brunatny	
PALEOGEN	EOCEN + OLIGOCEN	E+OI	Piaski kwarcowe i piaski glaukonitowe, iły i mułki, miejscami węgiel brunatny oraz żwiry	
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr_{cp}	Margle, wapienie z krzemieniami i glaukonitem, kreda pisząca, opoki oraz piaski glaukonitowe	KAMPAN

--- Granice geologiczne

—20— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych, w m n.p.m.

2
M 43,8
Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M – miocen, Ol – oligocen, E – eocen, Cr₃ – kreda górna; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

H155
M -36,6
Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy dokumentacyjnej (symbol oznacza wiek: M – miocen, Ol – oligocen, E – eocen; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
U w a g a : mapa dokumentacyjna znajduje się w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB, w Warszawie

A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

■ Wychodnie utworów miocenu na powierzchni terenu

○ Obszary występowania kier skał starszych od czwartorzędu (wychodnie na powierzchni terenu)

Opracowali: L. ZALESZKIEWICZ, R. PIKIES

