



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

**Małgorzata SCHIEWE, Andrzej PIOTROWSKI,
Urszula RYDZEWSKA i Rafał BENEDYCZAK**

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz SZCZECIN (228)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczecin
R. Dobrackiego (1982)



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**



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

WARSZAWA 2023

Opracowali: Małgorzata SCHIEWE¹, Andrzej PIOTROWSKI¹,
Urszula RYDZEWSKA¹ i Rafał BENEDYCZAK¹ – 2022
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczecin
R. Dobrackiego (1982)

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski
ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu Polski północno-zachodniej: Paweł SYDOR

Redakcja merytoryczna: Agnieszka ŁUKASIK

ISBN 978-67969-32-1

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	10
III. Budowa geologiczna	24
A. Stratygrafia	24
1. Kreda	24
a. Kreda górna	24
Kampan	24
Mastricht	25
2. Paleogen	26
a. Oligocen	26
Oligocen dolny	26
Oligocen górny	27
3. Neogen	28
a. Miocen	28
4. Czwartorzęd	28
a. Plejstocen	28
Zlodowacenia najstarsze	31
Zlodowacenie Narwi	31
Zlodowacenia południowopolskie	32
Zlodowacenie Sanu 1	32
Stadiał dolny	32
Zlodowacenie Sanu 2	32
Stadiał dolny	32
Zlodowacenia środkowopolskie	33
Zlodowacenie Odry	33
Stadiał górny	33
Zlodowacenie Warty	34
Stadiał dolny	34
Stadiał środkowy	36

Złodowacenia północnopolskie	37
Złodowacenie Wisły	37
Stadiał górny	37
b. Czwartorzęd nierozdzielony	42
c. Holocen	44
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	46
C. Rozwój budowy geologicznej	50
IV. Podsumowanie	57
Literatura	61

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica II — Przekrój geologiczny C–D

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

I. WSTĘP

Granice terenu arkusza Szczecin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: 14°30'–14°45' długości geograficznej wschodniej oraz 53°20'–53°30' szerokości geograficznej północnej. Jego powierzchnia wynosi około 308 km².

Obszar arkusza mieści się w granicach czterech mezoregionów geograficznych (Solon i in., 2018). W środkowej części terenu rozciąga się w kierunku NE–SW Dolina Dolnej Odry z jeziorem Dąbie (20% obszaru arkusza). Na zachodzie obszaru badań natomiast leżą Wzniesienia Szczecińskie, w których skład wchodzi dwa mikroregiony – Wzgórza Warszewskie (najwyższy punkt – Wielecka Góra) oraz Wał Stobniański, znajdujący się na zachodnich i południowo-zachodnich obrzeżach Szczecina. W południowej części terenu arkusza są położone Wzgórza Bukowe, a na wschodzie omawianego obszaru rozciąga się Równina Goleniowska.

Pod względem administracyjnym obszar badań należy do województwa zachodniopomorskiego i zajmuje tereny następujących powiatów: Szczecina (z gminą na prawach powiatu Szczecin), polickiego (z gminami Police i Kołbaskowo), goleniowskiego (z gminą Goleniów), stargardzkiego (z gminą Kobylanka) i gryfińskiego (z gminami Stare Czarnowo i Gryfino).

Atrakcyjne położenie przyrodnicze, dostęp do Morza Bałtyckiego przez Odrę i Zalew Szczeciński, a także niewielka odległość do stolic Niemiec, Norwegii i Szwecji sprawiają, że aglomeracja Szczecin spełnia szereg funkcji: gospodarczych, turystycznych, akademickich i kulturalnych. W Szczecinie mieści się port morski, który obsługuje armatorów z całego świata. Miasto jest portem macierzystym dla przedsiębiorstw żeglugowych: Polskiej Żeglugi Morskiej i Euroafrica Linie Żeglugowe. Funkcjonuje tu Szczecińska Stocznia Remontowa Gryfia SA. Na wyspie Ostrów Grabowski działa Spółka Wodna Międzyodrze, która zajmuje się oczyszczaniem ścieków. Funkcjonują tutaj również zakłady produkujące elementy nośne, osłony przeciwsłoneczne oraz osprzęt elektroinstalacyjny.

Szczecin jako miasto z bogatą i długą historią znajduje się na liście stowarzyszenia Europejski Szlak Gotyku Ceglanego. Reprezentacyjną część miasta stanowią m.in.: Wały Chrobrego, Zamek

Książąt Pomorskich, Baszta Siedmiu Płaszczy (Baszta Panieńska) czy bramy (Brama Portowa i Brama Królewska).

Na terenie arkusza Szczecin są położone obszary chronione. Wymienić tu należy 70 obszarów w ramach sieci Natura 2000 oraz teren Szczecińskiego Parku Krajobrazowego o nazwie Puszcza Bukowa z urokliwym Jeziorem Szmaragdowym i rezerwatem przyrody Zdroje. Funkcjonują tutaj również ekosystemy leśne – w obrębie Puszczy Wkrzańskiej i Puszczy Goleniowskiej. W samym mieście występują duże skupiska zieleni miejskiej w postaci lasów, parków oraz cmentarzy. Do popularnych parków należą: Park Jana Kasprowicza z jeziorem Rusałka, Park im. Stefana Żeromskiego, Ogród Dendrologiczny im. Stefana Kownasa czy Cmentarz Centralny (największy cmentarz w Polsce).

Krajowa Sieć Ekologiczna EICONET sytuuje teren arkusza Szczecin w obrębie obszaru węzłowego o znaczeniu międzynarodowym – Ujścia Odry 01M (Liro, red., 1998). Europejska sieć ekologiczna Natura 2000 wyznacza na obszarze arkusza specjalne obszary ochrony siedlisk, do których należą Wzgórza Bukowe (PLH 320020) i Dolna Odra (PLH 320037) oraz obszar specjalnej ochrony ptaków Dolina Dolnej Odry PLB 320003.

Według regionalizacji klimatycznej Koźmińskiego i innych (2007) obszar arkusza Szczecin jest położony w obrębie Krainy Pyrzycko-Goleniowskiej (VI), którą dzieli Kraina Doliny Dolnej Odry (X). Klimat w tym rejonie cechuje średnie występowanie 1525 godzin z udziałem słońca rocznie, co stanowi 33% usłonecznienia rocznego. Średnia roczna suma opadów nie przekracza 550 mm, średnia liczba dni z pokrywą śnieżną wynosi 40. Średnia roczna temperatura powietrza mieści się w granicach 8,0–8,5°C, a izotermy przebiegają południkowo, co świadczy o wpływie Oceanu Atlantyckiego. W styczniu na północny zachód od Odry temperatury wynoszą od –1,0 do –0,6°C, natomiast na wschód od Odry – od –1,0 do –1,2°C. W lipcu temperatury powietrza wznoszą się z północnego wschodu na południowy zachód od 17,4 do 17,8°C. Krainę Doliny Dolnej Odry, pod względem średniej temperatury rocznej (przekraczającej 8,5 °C) oraz średniej temperatury lipca (wahającej się w przedziale 17,6–18,2 °C), można uznać za najcieplejszą w województwie zachodniopomorskim. W styczniu odnotowuje się różnicę średniej temperatury w zakresie od –0,6 do –0,7°C, co sprawia, że jest to druga najcieplejsza kraina województwa (po Krainie Zalewu Szczecińskiego) w miesiącu styczniu. Na tym terenie okres utrzymywania się pokrywy śnieżnej jest najkrótszy. Istotny wpływ na klimat mają powodzie sztormowe, których w latach 2005–2015 było aż osiem. Od wielu lat utrzymuje się również tendencja wzrostowa liczby dni z burzami i silnymi wiatrami, a także zanotowano ogólny wzrost temperatur (Binkiewicz i in., 2017).

Obszar arkusza Szczecin SMGP został opracowany pierwotnie przez Dobrackiego (1982a, b). W trakcie prac wykorzystano stare mapy geologiczne (w tym niemieckie mapy geologiczno-glebowe).

W rejonach o najbardziej złożonej budowie geologicznej powierzchniowej zostało wykonane kartowanie terenowe (76 km²).

W latach 2019–2021 w Oddziale Pomorskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) zrealizowano prace aktualizacyjne w celu opracowania obszaru arkusza Szczecin w ramach zadania Aktualizacja Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (I etap – 160 arkuszy). Prace zostały wykonane na podstawie danych opracowanych przez Dobrackiego (1982a, b) oraz na bazie archiwalnych dokumentacji geologicznych, w szczególności geologiczno-inżynierskich oraz hydrogeologicznych, zatwierdzonych w latach 1982–2021.

W ramach prac aktualizacyjnych przejrano około 500 dokumentacji geologiczno-inżynierskich, a także opisy profili 555 otworów, w tym 189 hydrogeologicznych, 338 geologiczno-inżynierskich oraz 28 badawczych. W trakcie prac terenowych dokonano inwentaryzacji odsłonięć, szczególnie w strefie krawędziowej doliny Odry oraz pobrano w czterech punktach dokumentacyjnych (tab. 1) próbki osadów w celu wykonania datowań metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL), które zlecono laboratorium LumiDatis w Toruniu (Palczewski, 2020). Przy określeniu wieku bezwzględnego utworów zastosowano Central Age Model (CAM). Podział stratygraficzny i litologiczny osadów plejstocenu i holocenu został dostosowany do obowiązującej Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r.

Pierwsze wydanie arkusza Szczecin SMGP (Dobracki, 1982a, b) zawierało oprócz opracowania kartograficznego załączniki z zakresu geologii surowcowej i hydrogeologii. W tej publikacji są także poruszane różnorodne zagadnienia geologiczno-inżynierskie. W późniejszych latach do opracowań obszaru badań dołączył arkusz Szczecin Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (Matkowska, 1997a, b; Jezierski, Hoc, 2006). Zagadnienia surowcowe zostały omówione w dwóch edycjach opracowania terenu arkusza Szczecin w ramach Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000 (Kapera, Kruk, 2009; Kruk in., 2009; Wodyk, 2009; Andrzejewska-Kubrak i in., 2018; Kłós, 2018; Zaleszkiewicz, 2018).

Tabela 1

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu dokumentacyjnego		Rodzaj punktu (według słownika)	Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna [m n.p.m.]	Głębokość [m]	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	OSS-1	wkop	Szczecin-Warszewo	110,6	0,5	Badanie wieku metodą OSL
2	P3_28.10	wkop	Czarna Łąka	1,3	0,5	Badanie wieku metodą OSL
3	P2_28.10	wkop	Szczecin-Dąbie	5,0	0,7	Badanie wieku metodą OSL
4	P1_28.10	wkop	Szczecin-Kijewo	14,5	0,7	Badanie wieku metodą OSL

Pierwsze prace geologiczne na terenie arkusza Szczecin dotyczyły pozyskiwania surowców mineralnych, przede wszystkim wapieni z kopalni Stern w Zdrojach oraz węgla brunatnego w Zdrojach, Śmierdnicy, Płoni i Siadle Dolnym. Zostały one wykonane przez geologów niemieckich (Remelé, 1868; Gagel, 1915). Kolejny etap prac stanowiły opracowania obszarów arkuszy map glebowych 1:25 000 (Wahnshaffe, 1890, 1891; Berendt, 1898a, b), uzupełnione o objaśnienia wydane przez pruską służbę geologiczną na początku XX w. (Linstow, 1921a, b). Geolodzy niemieccy są też autorami pierwszych syntetycznych opisów budowy geologicznej w okolicy Szczecina (Deecke, 1907; Linstow, 1914).

Do powojennych edycji map geologicznych omawianego rejonu należy opracowanie terenu arkusza Szczecin Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000 (Rühle, 1948; Różycki, Tyski, 1955) dotyczące znacznego fragmentu Pobrzeży Szczecińskich oraz Pojezierza Zachodniopomorskiego. Syntetyczne opracowanie stanowi Mapa Geologiczna Polski 1:500 000 opracowana przez Rühlego (1986) oraz jej uaktualniona wersja pod redakcją Marksa i innych (red., 2006). Powstał także arkusz Szczecin Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Dobrcki, 1977, 1979; Mojski, 1977b), który został zreambulowany przez Danel i innych (2008a, b, c).

Zagadnienia tektoniczne poruszali Znosko (1998) w Atlasie tektonicznym Polski 1:500 000 oraz Dadlez i inni (1998) w Mapie tektonicznej kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000. Tektonikę i budowę utworów w obrębie piętra permio-mezozoicznego omówili w swoich pracach: Dadlez (1961), Jaskowiak (1961) oraz Leszczyński (2010). Charakterystykę osadów paleogenu i neogenu oraz ich tektonikę przedstawili m.in.: Jaskowiak-Schoeneichowa (red., 1973, 1976, red., 1979), Uberna (1974), a także Piwocki i inni (2004). O nieciągłościach typu sedymentacyjno-tektonicznego zaznaczających się w utworach paleogeńskich i neogeńskich pisali Dadlez i Marek (1997), natomiast o lukach w osadach czwartorzędu – Schoeneich (1962a, b), Piotrowski (1999b) oraz Kurzawa (2004). Piotrowski (1999b) i Kurzawa (2004) omówili w swoich pracach także kwestię zjawiska narastania miąższości torfów w wyniku subsydencji doliny Odry. Zagadnieniu budowy geologicznej utworów neogeńskich i paleogeńskich w rejonie Szczecina są poświęcone publikacje: Szewczyka (1963, 1964), Odrzywolskiej-Bieńkowej (1967), Grabowskiej (1968, 1974) oraz Ciuka (1970, 1972).

Szczegółowe omówienie zagadnień budowy geologicznej niecki szczecińskiej można odnaleźć w monografiach Jaskowiak-Schoeneichowej (red., 1979, 1981), w których omówiono zagadnienia dotyczące strukturalno-stratygraficznego piętra permio-mezozoicznego, ukształtowania powierzchni podkenozoicznej oraz rozwoju paleogeograficznego omawianego obszaru. Dyskusja o kształcie i genezie powierzchni podczwartorzędowej obszaru północno-zachodniej Polski była prowadzona

przez: Krygowskiego (1954), Schoeneicha (1962a, b), Kopczyńską-Żandarską (1970a, b), Piotrowskiego (1999b), Kurzawę (2004) i Mojskiego (2005). Regionalne opracowania syntetyczne zawierające wyniki badań stratygrafii osadów czwartorzędowych publikowali: Dobracki (1974, 1977), Racinowski (1974), Matkowska i Mojski (1975), Mojski (1977a), Racinowski i Sochan (1978), Kierés (1979), Kosmowska-Ceranowicz (1979), Piotrowski A. (1998), Piotrowski M. (1998) oraz Masłowska (1999). Zagadnienia dotyczące morfogenezy i rozpoznania budowy osadów młodoplejstoceńskich omawiali: Stankowski (1961a, b, 1963) i Karczewski (1965, 1968). Uwagi o geomorfologii obszaru badań i jego sąsiedztwa znajduje się w pracach takich autorów, jak: Deecke (1907), Bülow (1922), Marsz (1984), a także Mojski (2005).

Temat Wzgórz Warszawskich był omawiany w wielu publikacjach z uwagi na bogactwo zjawisk i procesów zachodzących na tym obszarze. Badania osadów porwaków i struktur glacictektonicznych w okolicach Szczecina prowadzili: Wahnschaffe (1904), Gagel (1915), Linstow (1915), Wichdorff (1915), Bülow (1922) oraz Richter (1927, 1929). Glacitektoniką i genezą osadów w granicach Wzniesień Szczecińskich zajmowali się: Ciuk (1955), Krygowski (1959) i Szewczyk (1963). Procesy geodynamiczne w obrębie Wzgórz Szczecińskich (ciągu wzniesień, do których zaliczają się: Wzgórze Warszawskie, Wał Stobniański oraz Wzgórze Bukowe), będące następstwem zaburzeń glacictektonicznych, stały się głównym tematem cyklicznie organizowanej co dwa lata od 2007 r. w Międzydrojach konferencji *Awarie budowlane. Rozwój budownictwa mieszkaniowego w obrębie struktur zaburzonych glacictektonicznie na obszarze Wzgórz Warszawskich* spowodował nie tylko problemy w zakresie geologii inżynierskiej, ale i dostarczył materiału do szeroko zakrojonych badań. Sygnalizowano problemy z osiadaniem budynków. Nawilgocenie ilów oligoceńskich powoduje pęcznienie tych utworów i w konsekwencji może doprowadzić do pęknięcia budowli i ich niekontrolowanego osiadania (Paczkowska, Seul, 2009). Do skutków nieprawidłowo prowadzonych prac ziemnych doprowadzających do zawilgocenia (a co za tym idzie, pęcznienia i kurczenia się) ilów septariowych można zaliczyć unoszenie się, deformacje i pęknięcie budowli (Tarnawski, 2013; Bednarek, Seul, 2015; Tarnawski, Godlewski, 2021).

Zagadnienie powstawania osuwisk oraz terenów zagrożonych ruchami masowymi zostało poruszone z kolei w pracach: Bażyńskiego i Malinowskiego (1957), Biela i innych (2017), Grabowskiego i innych (2017), Cybulskiej (2020) oraz Cybulskiej i Ozimkowskiego (2020).

Charakterystyka torfowisk Pomorza Zachodniego została przedstawiona w monografiach autorstwa Jasnowskiego (1960, 1962). Rezultaty analiz sedymentologicznych osadów fluwialnych w Dolinie Dolnej Odry oraz klasyfikację zbiorowisk roślinnych opisał Duda (2013).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza jest usytuowany na styku obszarów czterech jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów), które występują w obrębie Niziny Szczecińskiej (części makroregionu Pobrzeże Szczecińskie). W północno-zachodniej i zachodniej części obszaru badań występuje fragment Wzniesień Szczecińskich (w tym dwa mikroregiony – Wzgórza Warszawskie i fragment Wału Stobniańskiego), oddzielony Doliną Dolnej Odry od zachodniej partii Równiny Goleniowskiej, znajdującej się na wschodzie, i od Wzgórz Bukowych na południowym wschodzie omawianego terenu (Dobrcki, 1982a). Wzgórza Warszawskie są ograniczone od południowej strony rynnowym obniżeniem Jeziora Głębokiego, ciągnącym się w południowo-wschodnim kierunku i tworzącym szeroką kotlinę zwaną Niecką Niebuszewską, która uchodzi do doliny Odry (Dobrcki, 1982a). Na południowy zachód od rynny Jeziora Głębokiego rozpościera się rozległy obszar pokryty tarasami kemowymi o osiach zorientowanych w kierunku północ–południe, rozciętych przez szeroką dolinę wód roztopowych. Na południe od pola z formami kemowymi na wysoczyźnie śródmieścia Szczecina, przy granicy terenu arkusza, występuje mikroregion o nazwie Równina Gumieniecka, na którego terenie odznaczają się wzniesienia w okolicach Kurowa i Siadła Dolnego. Ich kulminacje znajdują się na obszarze arkusza Dołuje (pasmo wzniesień na linii Stobno–Siadło Dolne).

Międzyodrze oraz południowy fragment misy jeziora Dąbie zajmuje środkową część terenu arkusza. Granice południowej części Międzyodrza są zaznaczone stromymi skarpami fragmentu wysoczyzny lodowcowej, ciągnącymi się wzdłuż Odry Zachodniej i Regalicy. Od Zdrojów (osiedla Szczecina) wschodnia granica opisywanego obszaru ulega zatarciu w rzeźbie i łagodnie wchodzi na płaski teren Równiny Goleniowskiej (Dobrcki, 1982a).

Południowo-wschodnią część terenu badań zajmuje północno-zachodni fragment Wzgórz Bukowych. Tak jak w przypadku Wzgórz Warszawskich, stanowią one stare wzniesienia morenowe, które zostały przekształcone podczas zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich. Pasma Wzgórz Bukowych zostało odseparowane od południowo-zachodniego fragmentu Równiny Goleniowskiej przez wąską dolinę Płoni, której powierzchnie tarasowe są wyraźnie powiązane z poziomem równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych, dawniej nazywanej rzeczno-rozlewiskowymi (Karczewski, 1968; Dobrcki, 1982a).

Dobrcki (1982a) pisał o obszarze badań w następujący sposób:

Wyjątkowa różnorodność rzeźby, będąca wynikiem zróżnicowanej budowy geologicznej i wielokrotnych przeobrażeń w okresie czwartorzędowym, pozwala zaliczyć rejon Szczecina do jednego

z ciekawszych morfologicznie i trudnych do morfogenetycznej interpretacji nizinnych obszarów środkowej Europy (Brinken, 1948).

Na terenie arkusza wydzielono następujące formy: lodowcowe, wodnolodowcowe, eoliczne, rzeczne, jeziorne, denudacyjne, utworzone przez roślinność oraz antropogeniczne (tabl. I).

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°) zajmuje północną część Równiny Gumienieckiej. Powierzchnia terenu jest tutaj mało zróżnicowana i wznosi się na wysokość od 18 m n.p.m. w okolicy Ustowa do 31 m n.p.m. w rejonie Kurowa. Jest ona rozcięta dolinkami erozyjnymi kierującymi się ku dolinie Odry. W północnej części wysoczyzna graniczy z tarasami kemowymi.

Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie do około 5°) występuje na niewielkich powierzchniach w obrębie Wzgórz Bukowych. Jedna z nich znajduje się na południe od osiedla Szczecina Klucz przy autostradzie A6. Podobnie jak wysoczyzna morenowa płaska, omawiana forma składa się z glin zwałowych i piasków lodowcowych. Wysokość bezwzględna dochodzi do 41 m n.p.m. w pobliżu Klucza, a deniwelacje osiągają wartość do 5 m. Spadki terenu miejscami przekraczają wartość 12° (Dobrcki, 1982a). Drugi obszar wysoczyzny morenowej falistej występuje przy północnej krawędzi Wzgórz Bukowych, na wysokości Barnucina i Klęskowa (osiedli Szczecina). Ten fragment tworzy łagodny i długi stok opadający ku północy. Od południowego zachodu, na linii autostrady A6, graniczy on ze wzgórzami morenowymi spiętrzonymi. Wysokość bezwzględna omawianej części wysoczyzny osiąga wartości do 60 m n.p.m., natomiast wysokość względna sięga 15 m. Nachylenie terenu tylko miejscami wynosi ponad 5° (Dobrcki, 1982a).

Masyw Wzgórz Bukowych posiada liczne kulminacje o zróżnicowanej wysokości: od około 80 m n.p.m. (Dębowa Góra, Jałowcowa Góra) w jego zachodniej części, około 100–120 m n.p.m. w północnym fragmencie, do około 130–140 m n.p.m. w centralnej części tego obszaru. Pasma z reguły przyjmują ukierunkowanie SW–NE. Na terenie arkusza północny skłon jest bardziej urozmaicony i porozcinany niewielkimi dolinami o kierunku NW–SE. Są to doliny cieków o nazwach: Chojnówka, Rudzianka, Niedźwiedzianka, Trawna, Leszczyniec czy Śmierdnicki Potok, które mają niewielką wydajność i stały przepływ. Profile podłużne koryt rzecznych cechują się występowaniem płaskich odcinków dolin, położonych na różnej wysokości, w formie kaskad oraz wypełnionych osadami aluwialnymi (Piotrowski M., 1998; Kupiec, Pieńkowski, 2006). Te wypłaszczone powierzchnie dokumentują kolejne fazy obniżania bazy erozyjnej, którą tworzyła powierzchnia lądolodu stopniowo odstupującego od wzgórz w procesie deglacjacji arealnej, o czym świadczą ich kolejne stopnie na poziomach około 40, 60, 80 i 100 m n.p.m. (Piotrowski M., 1998).

Powierzchnię fragmentów wysoczyzny falistej urozmaicają młode wcięcia erozyjne i suche dolinki schodzące z obszaru Wzgórz Bukowych oraz zakończone u ich podstaw niewielkimi stożkami napływowymi.

Moreny czołowe przeważnie spiętrzone (o wysokości względnej 5–10 m) zajmują teren Wzgórz Warszawskich, zachodni fragment obszaru badań w okolicach Kurowa (tzw. Wał Bezrzecze–Siadło), a także północną część Wzgórz Bukowych. Na obszarze arkusza Szczecin występuje południowa część Wzgórz Warszawskich, nazywanych również plateau Warszawa (Brinken, 1948). Stary masyw morenowy wyraźnie góruje od północy nad miastem Szczecin i jest zbudowany przede wszystkim z wielkich porwaków skał paleogenu i neogenu, na które nakładają się osady lodowcowe i elementy młodej rzeźby glacialnej. Wysokość bezwzględna sięga 131 m n.p.m. (na północ od Warszawa występuje Wielecka Góra – 130,9 m n.p.m.). Deniwelacje wielokrotnie przekraczają tutaj 50 m. Spadek terenu wynosi powyżej 20°; często dochodzi do wartości kąta granicznego, a nawet go przekracza. Dobracki (1982a) wspominał, że: „Jedynie roślinność utrzymuje względną stabilność prawie pionowych ścian głębokich V-kształtnych dolin erozyjno-denudacyjnych odśrodkowo biegnących ku krawędzi Wzgórz Warszawskich”.

Bogatą rzeźbę omawianego rejonu uzupełniają liczne drobne zagłębienia powstałe po martwym lodzie, które są wypełnione utworami jeziornymi i organicznymi. Występuje tutaj dolina odpływu wód roztopowych (Dolina Siedmiu Młynów), rozcinająca teren plateau na głębokość 45 m. Obrazu dopełniają pojedyncze pagórki wydmowe. Wschodnia wysoka skarpa wzgórz biegnie tuż przy brzegu Odry Zachodniej. Wzdłuż niej rozwinęły się osuwiska (Bażyński, Malinowski, 1957; Grabowski i in., 2017). Południowa krawędź Wzgórz Warszawskich przebiega na wysokości 20–50 m n.p.m. i opada w formie łagodnych długich stoków ku dolinie wód roztopowych w rejonie Niebuszewa (osiedla Szczecina). Od południa omawiany obszar graniczy z tarasami kemowymi.

Niewielki fragment starej moreny czołowej spiętrzonej występuje w okolicach Kurowa (tzw. Wału Bezrzecze–Siadło). Graniczy on z wysoką krawędzią doliny Odry Zachodniej. Morenę spiętrzoną budują osady lodowcowe współzaburzone glacitektonicznie z utworami paleogenu (porwaki iłów septariowych oligocenu dolnego). Wysokość bezwzględna w tym rejonie osiąga 44,3 m n.p.m., natomiast deniwelacja wynosi około 20 m. Spadek skarpy Odry Zachodniej przekracza 12° (Dobracki, 1982a).

Wzgórze Bukowe tworzy masyw spiętrzonej moreny czołowej zlodowceń środkowopolskich, w którego budowie biorą udział obok osadów lodowcowych i wodnolodowcowych liczne porwaki skał paleogenu i neogenu (Dobracki, 1982a; Mojski, 1977a, 1990) oraz kry margli górnokredowych. Stara struktura pochodzenia glacitektonicznego jest pokryta na ogół cienką i nieciągłą powłoką

(głównie lodowcowych utworów piaszczysto-żwirowych) powstała podczas stagnacji lądolodu zlodowaceń północnopolskich. Wysokość bezwzględna w Górach Bukowych, w granicach obszaru arkusza, sięga 148,4 m n.p.m. (najwyższe wzniesienie Bukowiec). Podobną wartość osiąga wysokość względna, pomierzona od dna doliny Odry, leżącego na poziomie niemal 0 m n.p.m. Deniwelacje niejednokrotnie wynoszą do 60 m (Piotrowski M., 1998; Piotrowski, 2021; Kupiec, Pieńkowski, 2006). Spadek terenu jest bardzo zróżnicowany i wynosi od kilku do ponad 20° w strefach głębokich rozcięć dolinek denudacyjnych. Masyw Wzgórz Bukowych separuje od doliny Odry krawędź morfologiczna wyraźnie odznaczająca się w rzeźbie terenu, o wysokości względnej dochodzącej do 30 m, a w pobliżu Zdrojów (osiedla Szczecina) – nawet do 50 m. Północna krawędź Wzgórz Bukowych natomiast znacznie słabiej akcentuje się w morfologii, bo jej wysokość dochodzi do 20 m. W jej obrębie występują kolejne schodowe spłaszczenia, co stwarza wrażenie długiego połego stoku. Północny fragment Wzgórz Bukowych znajduje się na wysokości około 30 m n.p.m. Opada on ku południowej części późnoglacialnych równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych w postaci krawędzi o wysokości względnej dochodzącej do 10 m. Dodatkowo w rzeźbie obszaru Wzgórz Bukowych odznacza się sieć dolinek denudacyjnych, skierowanych na północ i wciętych głęboko w podłoże. Początki ich powstania połączono z odpływem wód z wytapiania pojedynczych brył martwego lodu pozostałych po stagnacji lądolodu zlodowaceń północnopolskich. Do dnia dzisiejszego w strefie wododziałowej Wzgórz Bukowych na południe od Kołowa (teren arkusza Żeliszawiec) są znajduwane liczne jeziora morenowe i powypopiskowe zagłębienia bezodpływowe. Tempo zaniku brył martwego lodu było dość szybkie, co spowodowało wygenerowanie znacznych ilości wód, które wyłobiły głębokie V-kształtne dolinki. Dziś są one przeważnie suche, okresowo w niektórych z nich płyną ciekły zasilane przez mało wydajne źródła.

Formy wodnolodowcowe. Do o z ó w na obszarze arkusza zaliczono pojedynczą formę w postaci pagórka o wysokości 4–6 m, występująca w obrębie rynny Jeziora Głębokiego. Ciągnie się ona blisko 1 km wzdłuż północnego brzegu stawu o nazwie Jezioro Goplany, a następnie i przechodzi na obszar sąsiedniego arkusza Dołuje. Szerokość ozu, zbudowanego z piaszczysto-żwirowego materiału o genezie wodnolodowcowej, sięga około 80 m. Towarzyszą mu obniżenia wypełnione osadami jeziornymi i organicznymi.

K e m y rozpoznano w zachodniej części terenu arkusza. Są one ukierunkowane południkowo (tabl. I). Wysokość stoliw kemowych sięga 45 m n.p.m. Niektóre formy są urozmaicone zagłębieniami bezodpływowymi. Ich powstanie jest związane z procesami deglacjacji arealnej podczas zlodowaceń północnopolskich.

Tarasy kemowe zostały zidentyfikowane wokół kemów jako formy opierające się o nie (taki sposób przedstawienia graficznego na tabl. I umożliwi uwypuklenie rzeźby na tym obszarze). Tarasy rozciągają się na terenie osiedli Szczecina – od Pogodna przez Świerczewo i Śródmieście po Pomorzany (tabl. I). Omawiane formy powstały w wyniku rozpadu lądolodu zlodowaceń północno-polskich. Tarasy kemowe ukierunkowane południkowo wokół kemów występują schodkowo na kilku poziomach: najwyższy (I – 35,0–40,0 m n.p.m.) obejmuje fragmenty osiedla Krzekowo-Świerczewo. Poziomy II (30,0–35,0 m n.p.m.) i III (25,0–30,0 m n.p.m.) są położone na terenie Pogodna, Świerczewa i Pomorzan. Najniższy poziom tarasu (IV – 20,0–25,0 m n.p.m.) tworzy rozległy płat w Śródmieściu i jest ograniczony Niecką Niebuszewską od północy, doliną Odry od wschodu i doliną wód roztopowych od zachodu.

W obrębie Niecki Niebuszewskiej wydzielono także wąski pas tarasu kemowego, który ciągnie się ku północnemu zachodowi, wzdłuż południowych zboczy Wzgórz Warszawskich i rynien Jeziora Goplany, Arkonki i Rusalki. Płaska rynna o łagodnie nachylonych zboczach jest wypełniona utworami piaszczystymi z dodatkiem żwirów i piasków pyłowatych w stropowej części. Oś formy łagodnie obniża się w kierunku doliny Odry. Wysokość bezwzględna wynosi tutaj od 20 m n.p.m. w pobliżu Jeziora Goplany do 5 m n.p.m. w Niebuszewie. Geneza formy wiąże się z końcowym etapem funkcjonowania rynny Jeziora Głębokiego. Została ona wówczas usypana ku południowemu wschodowi jako płaski i rozległy taras. Obecnie rozległą część dystalną tarasu pokrywa miększa warstwa nasypów budowlanych. Szerokość listw tarasu kemowego dochodzi do 150 m. Ich wysokość sięga 25–30 m n.p.m. i są one łagodnie pochylone ku osi rynny na południowy wschód.

Doliny wód roztopowych występują w zachodniej części terenu arkusza. Powstały one w wyniku odpływu wód roztopowych z martwego lodu zalegającego na powierzchni rozległego pola kemowego. Na terenie arkusza sieć dolin wód roztopowych rozpoczyna rynna Jeziora Głębokiego, która kontynuuje się na północny zachód, na obszar arkusza Dołuje SMGP. Odprowadza ona wody w południowo-wschodnim kierunku. Średnia szerokość koryta wynosi 500 m. Dolinę charakteryzuje występowanie płaskiego dna wyścielonego osadami piaszczystymi i krawędzi o niedużej wysokości. Na jej zboczach zaznacza się wąska listwa tarasu kemowego. Na wysokości centrum Szczecina omawiana forma rozdziela się, a jej węższa część ciągnie się na linii zachód–wschód do Niecki Niebuszewskiej. Dolina wód roztopowych biegnąca od Łękna do Pomorzan (osiedli Szczecina) łączy się natomiast z licznymi rynnami subglacialnymi wykorzystanymi przez rzeki i częściowo przez nie przekształconymi (tabl. I).

Równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych występują we wschodniej i południowo-wschodniej części terenu arkusza. Rozciągają się one od podnóża Wzgórz

Bukowych i stopniowo (bez wyraźnych załamania) opadają ku Równinie Goleniowskiej. Powierzchnia południowej części równin wznosi się na wysokość 25–30 m n.p.m., a środkowego fragmentu (okolice Kijewa – osiedla Szczecina) – do 15 m n.p.m. Pojedyncze, silnie rozczłonkowane fragmenty równin są zlokalizowane w obrębie równin torfowych wokół jeziora Dąbie, gdzie występują one na wysokości 1–3 m n.p.m. Opisana powyżej forma została utworzona podczas ustępowania lądolodu, który opierał swą krawędź na wzgórzach Wolina. W tym czasie następował odpływ wód roztopowych od lądolodu oraz napływ wód z całego dorzecza Odry. Powierzchnia równin, na której wyróżniono poziomy tarasowe (Karczewski, 1968) skorelowane z powierzchnią tarasów dolnego odcinka Odry, jest rozcięta doliną Płoni. Na tym fragmencie równin odznaczają się wydmy, szczególnie liczne na wschód od jeziora Dąbie oraz w Dąbiu i Zdrojach (wschodnich osiedlach Szczecina), niecki deflacyjne, a także niewielkie zagłębienia powstałe z wytopienia brył martwego lodu.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie występują głównie w obrębie Wzgórz Warszawskich (w obrębie form kemowych), na obszarze Równiny Gumienieckiej – sporadycznie w dolinach wód roztopowych, oraz w partiach szczytowych masywu Wzgórz Bukowych. Są one znajdowane także w południowej części równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych, gdzie ich powstanie jest wynikiem postglacialnego wytopienia pogrzebanych brył martwego lodu. Rozmiary zagłębień są bardzo zróżnicowane, od niewielkich do wyróżniających się kilkusetmetrowymi średnicami (okolice Warszawy, osiedla Szczecina). Formy te charakteryzują się łagodnymi zboczami i płaskimi dnami, które z reguły są nie głębsze niż 2–3 m. Zagłębienia najczęściej są wypełnione osadami organicznymi lub torfami.

Formy eoliczne. Wydmy występują na obszarze równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych. Największe nagromadzenie tych form wyróżniono na wschód od Dąbia, przy dolinie Płoni. Pojedyncze pagórki wydmore zaznaczają się w obrębie Wzgórz Warszawskich, gdzie tworzą drobne owalne wyniesienia o wysokości 2–3 m i dłuższych osiach ukierunkowanych równoleżnikowo. W rejonie Dąbia wydmy przyjmują kształty owalne, a także formę poprzecznych i podłużnych wałów. Występują tutaj również wydmy paraboliczne i miejscami barchany. Długość wałów wydmore dochodzi do 2000 m, a ich wysokość sięga 7 m. Ich północne i wschodnie stoki są bardziej strome. Z kolei wysokość wydmy parabolicznych osiąga 9 m, natomiast nachylenie stoków w części dystalnej sięga 20°. Po zachodniej lub północno-zachodniej stronie wzniesień wydmore są znajdowane często podmokłe zagłębienia deflacyjne, których głębokość wynosi do 2 m (Dobrcki, 1982a). Według Stankowskiego (1961b, 1963) cechą charakterystyczną wydmy na obszarze badań jest drobnienie frakcji osadów je budujących w kierunku wschodnim, co wiąże się z przenoszeniem przez wiatr coraz drobniejszych ziaren piasku w tym kierunku. Stankowski (1963) uznaje

więc, że usypanie form wydmowych nastąpiło w wyniku aktywności zachodnich i północno-zachodnich wiatrów. Jednorodna struktura wewnętrzna wydm świadczy o tworzeniu się tych form w jednym cyklu wydmotwórczym (Dobracki, 1982a).

Równiny piasków przewianych tworzą nieduże pokrywy na piaskach rzecznych i wodnolodowcowych, przede wszystkim na północ od doliny Płoni.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych na obszarze arkusza tworzą obniżenia powierzchni zbudowanej z osadów rzecznych i wodnolodowcowych, z których największe stanowią doliny rzeki Płoni i jej dopływów spływających z wysoczyzny na obszarze Wzgórz Bukowych. Dno doliny tej rzeki wcina się w poziom równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych na głębokość 2–3 m. Znacznie płytsze są erozyjne obniżenia jej dopływów. Dna dolin łagodnie opadają ku północnemu zachodowi, a miejscami tworzą rozległe powierzchnie, tak jak w okolicy Kijewa (Dobracki, 1982a).

W obrębie misy Jeziora Głębokiego dna dolin rzecznych przebiegają południkowo. Podobnego typu dolina towarzyszy Jezioru Słonecznemu w dzielnicy Świerczewo.

Krawędzie i stoki wysoczyzny bardzo wyraźnie zaznaczają się wzdłuż zachodniego brzegu Odry Zachodniej i wschodniego brzegu Regalicy (tabl. I), gdzie jednocześnie występują niewielkie krawędzie tarasów Odry. Wyraźnie zaznaczona krawędź wysoczyzny ciągnie się także wzdłuż północnego brzegu Wzgórz Bukowych. Krawędziom towarzyszą odcinki łagodnie nachylonych długich stoków, szczególnie charakterystycznych dla południowego skłonu Wzgórz Warszawskich. Miejscami zaznaczają się także krawędzie równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych oraz krawędzie poziomów akumulacyjnych w kemach.

Stoki występują na obrzeżach moren spiętrzonych, gdzie ich wysokość względna osiąga 100 m. Są one wydzielone również na granicy wysoczyzny morenowej falistej z równinami torfowymi w obrębie doliny Odry, a ich wysokość względna dochodzi w tym miejscu do 30 m. Krawędzie zaznaczają się lokalnie na powierzchni równin erozyjno-akumulacyjnych.

Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne tną głównie strefę krawędziową wysoczyzny morenowej na głębokość kilku, a nawet kilkunastu metrów. Głębokość dolinek spływających ze wschodnich zboczy Wzgórz Warszawskich sięga 30 m (potok Bystrzyk). Dolinki te zostały uformowane przez wody spływające z wysoczyzny, często z lokalnych zagłębień zajmowanych przez martwy lód, a następnie pogłębione w wyniku silnie działającej obecnie erozji wgłębnej młodych cieków. Dna dolinek charakteryzują się znacznym spadkiem wynoszącym miejscami do 100 m (na odcinku o długości 5 km). Młode dolinki erozyjne na zboczach wysoczyzny przy dolinie Odry są

dolinkami zawieszonymi i ponownie rozciętymi. Ich powstanie wiąże się z procesami etapowego wytapiania się martwego lodu w dolinie Odry (Dobrcki, 1982a).

Formy denudacyjne. Na stromych zboczach V-kształtnych dolinek często występują procesy osuwiskowe; dochodzi do obrywów gruntu, tworzą się wówczas wyraźnie zaznaczone w profilu stoku nisze osuwiskowe.

Osuwiska znajdują się w północnej części terenu badań, na wschodniej skarpie Wzgórz Warszawskich i ciągną się dalej ku północy wzdłuż Skarpy Skolwińskiej, już na obszar arkusza Police. Dobrcki (1982a) opisuje je w następujący sposób:

Nisze osuwiskowe osiągają rozmiary rzędu kilkuset metrów i sięgają do 40 metrów w górę stoku. Przemieszczeniu ulega głównie ilasty materiał trzeciorzędowy [oligoceni – dop. aut.] wzdłuż powierzchni zaburzeń glacitektonicznych oraz na kontakcie z osadami wodnolodowcowymi. Powstaniu osuwisk sprzyjają wycieki i wsięki wód gruntowych (u podstawy osuwisk tworzą się okresowe podmokłości). Istniejące stare zabezpieczenia terenów osuwiskowych (mury opaskowe, drenaż sączkowy) są najczęściej zdewastowane, co potęguje zagrożenie budowli znajdujących się w strefie ruchów masowych. W zasadzie cała wysoka skarpa Odry Zachodniej jest terenem potencjalnych ruchów masowych związanych z występowaniem trzeciorzędowych [paleoceni – dop. aut.] gruntów spoistych o osłabionej na skutek zaburzeń glacitektonicznych strukturze. Zwarta zabudowa i odpowiednie odprowadzenia wód gruntowych minimalizują zagrożenie ruchami masowymi, niemniej ich symptomy pojawiają się również w rejonie Wałów Chrobrego i Podzamcza.

Nadmierne obciążanie skarp przez gęstą zabudowę przyczynia się również do uruchomienia procesów spływu ze stoków, a w konsekwencji do powstania rys i pęknięć ścian budynków (Tarnawski, 2013; Bednarek, Seul, 2015).

Ostanice denudacyjne występują na obszarze arkusza w obrębie obu moren spiętrzonych. Niewielka forma o tej genezie, zbudowana z ilów oligoceni, występuje u podnóża Wzgórz Bukowych, niedaleko stacji kolejowej w Zdrojach. Znajduje się on w krawędziowej partii wysoczyzny. Ostaniec erozyjny został również rozpoznany w szerokiej dolinie wód roztopowych o kierunku NNW–SSE w Turzynie (osiedlu Szczecina).

Suche doliny występują w dużej liczbie w granicach Wzgórz Bukowych. Na [tablicy I](#) ze względu na ich liczne występowanie oznaczono tylko największe formy. Są one wynikiem denudacji w warunkach strefy peryglacjalnej. Formy te stanowią głównie krótkie dolinki o stromych zboczach, które współwystępują z siecią większych dolinek denudacyjnych, w stosunku do których są często dolinkami wiszącymi.

Dolinki denudacyjne występują głównie na północnym zboczu Wzgórz Bukowych. Dobracki (1982a) napisał o nich, co następuje:

Tworzyły się początkowo wyniku odpływu wód z wytapiania brył martwego lodu zalegającego na powierzchni szczytowej tych wzgórz. Powstały wtedy głębokie rozcięcia o stromo nachylonych zboczach i dużych spadkach dna. Po wytopieniu martwych lodów i śniegu (najpóźniej w bøllingu), tylko niektóre z nich zajęte są przez ciekі kontynuujące proces erozji wgłębnej. Większość z nich utworzyła dolinki suche, których zbocza na skutek spłukiwania i spalania materiału łagodnieją. Dolinki rozpoczynają się palczastymi nieckami [...].

Długie stoki występują przy krawędzi wysoczyzny Wzgórz Warszawskich i na niektórych odcinkach krawędzi północnej części Wzgórz Bukowych. Ich geneza jest powiązana z intensywnym oddziaływaniem stokowych procesów denudacyjnych w warunkach strefy peryglacjalnej. Na wysokości 40–50 m n.p.m. zaznacza się wyraźne załamanie w profilu stoków południowej części Wzgórz Warszawskich. Jest to zapewne konsekwencją okresowego zalegania martwego lodu w rynnach w rejonie Niebuszewa (Dobracki, 1982a).

Stożki napływowe występują u wylotu młodych dolinek erozyjnych i denudacyjnych. Powstają one na skutek przemieszczania się osadów piaszczystych w czasie intensywnego spływu wód opadowych. Stożki napływowe o niewielkich rozmiarach występują przy północnej krawędzi Wzgórz Bukowych oraz u podnóża wysokiej skarpy Odry Zachodniej, na obszarze równin torfowych (Dobracki, 1982a).

Strefa degradacji i agradacji stoku ciągnie się wzdłuż krawędzi wschodniej części Wzgórz Warszawskich. Jest ona silnie rozwinięta. Jej szerokość miejscami wynosi ponad 200 m. Przyrost na stoku materiału degradowanego (deluwiów i koluwiów) i ubytek osadów w górze stoku stanowi poważne zagrożenie, gdyż w strefie agradacji, w okolicach osiedli Szczecina Gołęcina i Gocławia przebiegają ważne szlaki komunikacyjne. Wyraźna strefa degradacji zaznacza się również na południowym odcinku koryta Odry Zachodniej oraz w obrębie wysokich krawędzi Wzgórz Bukowych (Dobracki, 1982a).

Formy jeziorne. Równiny jeziorne na obszarze arkusza występują na wschodnim brzegu jeziora Dąbie, a także w obniżeniu dna doliny wód roztopowych, łączącej się z Niecką Niebuszewską. Równiny jeziorne charakteryzują się płaskimi, monotonnymi powierzchniami, o wysokości bezwzględnej około 0–1 m n.p.m. w obrębie jeziora Dąbie oraz 5–20 m n.p.m. w rejonie Niecki Niebuszewskiej, gdzie wypełniają dno doliny wód roztopowych.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe występują na obszarze Międzyodrza, wysp oddzielających Odrę Zachodnią od jeziora Dąbie oraz na rozległych powierzchniach wokół południowo-wschodnich brzegów wspomnianego wyżej akwenu. W bezpośrednim sąsiedztwie koryta Odry i jej licznych kanałów równiny są przykryte cienką warstwą mąd rzecznych. Na terenie Międzyodrza ich powierzchnia występuje na wysokości 0,1–0,5 m n.p.m. W jej obrębie odznaczają się niewielkie powierzchnie depresyjne na wysokości około 0,1 m n.p.m. (Dobrcki, 1982a).

Równiny torfowe w rejonie Dąbia łagodnie opadają ku jezioru Dąbie na wysokości od 1,5 m n.p.m. do 0,4 m n.p.m. Na ich powierzchni występują izolowane powierzchnie osadów piaszczystych, które stanowią fragmenty najniższej części równin erozyjno-akumulacyjnych „zatonionej w torfach w okresie ich polityrynowej ekspansji” (Dobrcki, 1982a).

Szczególnie cenne pod względem retencjonowania wody są tereny bagienne występujące pomiędzy Odrą a jeziorem Dąbie, w okolicach Skolwina, między Stołczynem a Skolwinem (osiedlami Szczecina), na terenach łąk położonych nad jeziorem Dąbie oraz w rejonie wysp Międzyodrza. Równiny torfowe odgrywają istotną rolę, gdyż zmniejszają zagrożenie powodziowe powodowane gwałtownymi wezbraniem wód w ciekach (Binkiewicz i in., 2017).

Formy antropogeniczne. Wały przeciwpowodziowe i groble na obszarze Międzyodrza pochodzą jeszcze z początków XX w., w związku z czym są obecnie silnie zniszczone. Wały te są niskie i nie stanowią skutecznego zabezpieczenia przed wysokimi stanami wód Odry. Wały i groble nasypane wokół wschodniego brzegu jeziora Dąbie znajdują się w lepszym stanie. Na wyspie Dębina (największej wyspie Międzyodrza) także znajdują się niewysokie i silnie zdegradowane wały powodziowe (Dobrcki, 1982a).

Na terenie miasta Szczecin pod opieką Zachodniopomorskiego Zarządu Melioracji i Urzędzeń Wodnych są wały powodziowe o łącznej długości 16,5 km: od stacji pomp Mścięcino do Skolwina (1,9 km), na Wyspie Puckiej (8,8 km), przy Kanale Kluckim na osiedlu Żydowce (2,9 km), wzdłuż kanału Cegielinka przy ujściu do Regalicy – 1,27 km, na terenie osiedla Sławocieszce przy rzece Płoni (0,4 km), przy rzece Chelszczącej (1,26 km) (Binkiewicz i in., 2017).

Kamieniołomy stanowią wyraźnie zaznaczające się elementy morfologii terenu (tabl. I). W rejonie Wzgórz Bukowych jest znane stare wyrobisko margli kredowych wypełnione obecnie przez wody Jeziora Szmaragdowego. Wzdłuż urwistych brzegów jeziora można obserwować fragmenty margli kredowych i łuski iłów oligoceńskich, tkwiące w utworach czwartorzędowych (Dobrcki, 1982a). Miąższość eksploatowanego w odkrywcę porwaka węglanowych utworów kredy górnej wynosiła 45 m (Linstow, 1914). Przez kilkadziesiąt lat wydobywane utwory kry stanowiły podstawę produkcji cementowni Stern w Zdrojach. Również w Zdrojach na stromej skarpie przy

ulicy Granitowej 33 znajdują się wyloty starych sztolni kopalni Gwiazda Północy, drażonych w celu eksploatacji pokładów mioceńskiego węgla brunatnego. Dwie sztolnie w masywie Wzgórz Bukowych schodziły na głębokość blisko 200 m i składały się z 14 chodników eksploatacyjnych. Miąższość pokładu węgla brunatnego wydobywanego w tym miejscu wynosiła 1,6–8,1 m (Linstow, 1921a). Wyrobiska po eksploatacji węgla brunatnego występują również w Jezierzycach i Podjuchach (osiedlach Szczecina).

Piaskownie-żwirownie stanowią małe wyrobiska eksploatowane do niedawna na potrzeby lokalnej ludności. Jedynie odkrywka w Podjuchach wyróżnia się rozmiarami (Dobrcki, 1982a).

Glinianki licznie występujące na stokach Wzgórz Warszawskich były związane z pozyskiwaniem iłóv septariowycv (podobnie w pobliżu Siadła Dolnego). W większości są to wyrobiska nieczynne. W odkrywce w Niebuszewie zakończono eksploatację iłóv septariowycv w 1993 r. Wyrobisko to obecnie wypełnia woda. Tereny wcześniejszej eksploatacji zostały zrekultywowane, a plan zagospodarowania przestrzennego przewiduje je na rekreację (Kruk i in., 2009). Odkrywki założone na złożach na obszarze Wzgórz Bukowych (Bukowo-Wschód i Bukowo-Płonia) zakończyły swą działalność w latach 90. XX w.; tutaj również wyrobiska zostały przeznaczone na cele turystyczne (Kruk i in., 2009).

Obszar arkusza Szczecin obfituje w nasypy. Do tej kategorii należą nasypy budowlane (kontrolowane), związane z aktualną zabudową osiedla Dąbie, czy też występujące w strefach dużych zakładów przemysłowych nad Odrą Zachodnią i Regalicą. Nasypy kulturowe powiązane z historyczną zabudową Szczecina niwelują dawne fosy, głębokie do 20 m i położone wokół murów średniowiecznego miasta Szczecina oraz fortyfikacji zbudowanych w XVIII w. Charakterystyczne dla terenu Międzyodrza są wysokie (niekiedy do 15 m) nasypy komunikacyjne pod drogami i liniami kolejowymi. Są one posadowione na gruntach nienośnych, dzięki czemu było możliwe zbudowanie portu. Nasypy tego typu występują także na głównych ciągach komunikacyjnych przebiegających przez obszar Wzgórz Warszawskich. Nasypy niekontrolowane są najbardziej rozpowszechnione na obszarze arkusza i przeważnie występują w obrębie śródmieścia Szczecina i na obszarze Wzgórz Warszawskich. Na wyspach przy terenie portowym i wzdłuż torów wodnych znajdują się refulatory (grunty refulowane) – nasypy utworzone z materiału piaszczysto-mułowego pozyskiwanego w trakcie prac bagrowniczych (pogłębiarskich) u wejścia do portu Szczecin.

Grodzisko wczesnośredniowieczne z IX–XII w. zostało znalezione w dolinie Chojnówki, bezpośrednio na wschód od koryta tego ciekv, w obrębie Wzgórz Bukowych. Rozmiary obiektu są dość duże. Jego powierzchnia wynosi około 0,8 ha, a obwód wałów – 300 m. Obecnie grodzisko

jest znane pod nazwą Chojna, natomiast w literaturze naukowej używano nazw Klęskowo lub Grodzisko Śmiłowskie.

* *
*
*

Obszar arkusza Szczecin leży w granicach regionu wodnego Dolnej Odry i Przymorza Zachodniego. Teren arkusza jest pokryty akwenami i wodami płynącymi (Międzyodrze, jezioro Dąbie), które łącznie zajmują powierzchnię 58,9 km².

Główny element hydrograficzny terenu badań stanowi delta dolnej Odry, czyli obszar między dwoma odnogami rzeki – Odrą Zachodnią i Odrą Wschodnią. Odra Zachodnia uchodzi do Roztoki Odrzańskiej (zatoki Zalewu Szczecińskiego). Naturalnym ujściem kanału Odry Wschodniej (nazywanej Regalicą na odcinku od osiedla Klucz do jeziora Dąbie, oraz Mienią przy ujściu do jeziora) jest jezioro Dąbie (Kruk i in., 2009). Właściwym korytem omawianej rzeki jest Odra Zachodnia, której głębokość wynosi 5–10 m, a szerokość – 200 m (Binkiewicz i in., 2017). Regalica (śr. głęb. 7 m i szer. 160 m) jest dawnym starorzeczem. Dobracki (1982a) opisuje to następująco:

Regalica jest kanałem przekopanym na przełomie XIX i XX w. dla celów żeglugowych i zabezpieczeń powodziowych (kanał ulgi). Obydwie odnogi Odry łączą się ze sobą poprzez system kanałów i starorzeczy, z których najważniejsze to Przecznica, Regaliczka, Odyniec, Duńczyca, Parnica i Święta [...].

Ruch wody w kanałach między Odrą Zachodnią i Regalicą praktycznie nie istnieje, dlatego główny przepływ odbywa się Odrą Zachodnią (Matkowska, 1997b).

Spadek Odry jest niewielki i wynosi około 0,0002%. Średni roczny przepływ Regalicy wynosi orientacyjnie 291 m³/s, przy czym średni przepływ osiąga 350 m³/s w półroczu zimowym i 232 m³/s w półroczu letnim. Wartość średniego rocznego przepływu pomierzonego dla Odry Zachodniej sięga 79 m³/s. Średni roczny przepływ przed wlotem do Zalewu Szczecińskiego wynosi 464 m³/s (Matkowska, 1997b). Poniżej Mostu Długiego na Odrze Zachodniej głębokość rzeki jest regulowana w celu zapewnienia drożności toru wodnego Świnoujście–Szczecin. Jest to niezbędne dla utrzymania możliwości żeglugi statków morskich na obszarze tzw. morskich wód wewnętrznych (Binkiewicz i in., 2017).

Dolina dolnego odcinka Odry znajduje się w zasięgu piętrzenia wód, które jest powodowane silnym wiatrem wiejącym w kierunku przeciwnym do kierunku spływu wód z Zalewu Szczecińskiego. Zjawisko to nazywane jest cofką (Dobracki, 1982a; Matkowska, 1997b; Binkiewicz i in., 2017).

Wahania zwierciadła wód w Odrze są uzależnione głównie od stanu morza (w okresach sztormów nasilone zjawiska cofki) i Zalewu Szczecińskiego. Średnia amplituda wahań w skali rocznej wynosi około 1 m (Matkowska, 1997b).

Z powodu zjawiska cofki na omawianym odcinku rzeki dochodzi do zmian zasolenia. Stopień zasolenia wód jest wyższy w warstwie przydennej. Przy powierzchni wynosi on około 500 mg/dm^3 , a przy dnie w Roztoce Odrzańskiej – 3250 mg/dm^3 . Najwyższe zasolenie zanotowano w Wąskim Nurcie (obecnie Kanał Policki), gdzie wynosiło ono $13\,000 \text{ mg/dm}^3$ (Matkowska, 1997b).

Jakość wód Odry Zachodniej na wysokości Kurowa oraz Gocławia jest zaklasyfikowana do klasy IV, co oznacza, że jest ona niezadowolająca (Zaleszkiewicz, 2018); podobna sytuacja występuje w Regalicy rejonie Podjuch. Przy ujściu rzeki Płoni do jeziora Dąbie występują wody o jakości zadowolającej (klasa III).

Na obszarze arkusza Szczecin warunki hydrogeologiczne są ściśle uzależnione od warunków panujących w dolinie Odry. Na tych terenach są możliwe podtopienia wynikające z ulokowania zwierciadła wody podziemnej blisko powierzchni terenu, co skutkuje występowaniem podmokłości (Nowicki i in., 2007).

Jezioro Dąbie jest bardzo płytkim zbiornikiem o maksymalnej głębokości dochodzącej do 10,0 m (śr. głęb. 2,6 m). Powierzchnia jeziora wynosi $54,1 \text{ km}^2$, a na obszarze arkusza znajduje się jej większa część, ponieważ około $41,0 \text{ km}^2$. Jest to czwarte co do wielkości jezioro w Polsce. Dno zbiornika jest mulisto-torfowe, a jego brzegi – torfiaste od zachodniej strony i torfiasto-piaszczyste od wschodu. Wahania lustra wody są uzależnione są od stanów Zalewu Szczecińskiego (z którym łączy się poprzez Domiążę na przyległym od północy obszarze arkusza Police SMGP). Podobnie jak w Odrze, amplituda wahań sięga 1,0 m w skali roku (Dobrcki, 1982a). Dąbie jest jeziorem eutroficznym (Matkowska, 1997b). W jeziorze przeprowadzono w 2015 r. badania, na podstawie których wykazano utrzymującą się eutrofię zbiornika, a szczególnie przekroczenie wskaźnika stężenia chlorofilu A i obniżenie przezroczystości wód (Binkiewicz i in., 2017).

Poza jeziorem Dąbie na terenie arkusza występują również akweny, zarówno naturalne, jak i sztuczne: Głuszec, Jezioro Portowe, Rusałka, Jezioro Słoneczne, Jezioro Goplany, Jezioro Szmaragdowe, Staw Cysterski, Stawy Bliźniaki, Staw Kijewski, Staw Kupały, Staw Klasztorny, Staw Kiełpiński, Syrenie Stawy, Staw Brodowski, Uroczysko, stawy po wyrobiskach torfowych i Wysoki Staw.

Do jeziora Dąbie uchodzi rzeka Płonia płynąca z południowego wschodu, od strony Niziny Pyrzyckiej (już poza terenem badań). Obszar jej zlewni wynosi $1173,1 \text{ km}^2$. Spadek całkowity tej rzeki osiąga 22,6‰ (Duda, 1972). Średni przepływ roczny wynosi $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$. W granicach terenu

arkusza przebiegają dolny odcinek Płoni oraz kilka jej lewobrzeżnych dopływów spływających z północnego stoku Wzgórz Bukowych. Niektóre z tych cieków są okresowe, a ich przepływy wynoszą 100–150 l/min (Dobracki, 1982a). Do jeziora Dąbie uchodzą również niewielkie cieki Chęszcza i Łąka, które odwadniają zachodnie partie Równiny Goleniowskiej. Ich spadek jest minimalny, a przepływy są poniżej 0,1 m³/s (Dobracki, 1982a).

W obrębie Wzgórz Bukowych występuje szereg drobnych cieków, których źródła znajdują się na wysokości do 100 m n.p.m. Cieki wypływają na zewnątrz wzgórz i uchodzą do Regalicy, Płoni lub do jeziora Dąbie. Zaliczyć do nich można: Chojnowkę, Rudziankę, Niedźwiedziankę, Trawnę, Leszczyniec, Śmierdnicki Potok, Czerwonak i Kłobucki Potok. Cieki te mimo niewielkiej wydajności mają charakter stały. Są zasilane licznymi źródłami odprowadzającymi wodę z wysoko położonych (na wysokości nawet 100 m n.p.m.) warstw wodonośnych podścielonych glinami.

W obrębie Wzgórz Bukowych dużą atrakcją turystyczno-krajobrazową stanowi Jezioro Szmaragdowe. Powstało ono w miejscu eksploatacji wapieni i margli kredowych w 1925 r, kiedy w wyniku eksploatacji nastąpiło przerwanie warstwy wodonośnej i zalanie wyrobiska. Jezioro zawdzięcza swoją nazwę charakterystycznej szmaragdowej barwie wody (Dobracki, 1982a).

Z moreny spiętrzonej Wzgórz Warszawskich spływają dość liczne głęboko wcięte w podłoże cieki, które charakteryzują się dużymi spadkami den (Bystrzyk, Bukowa, Osówka, Gręziniec, Glinianka, Skolwinka, Grzybica oraz Przęsocińska Struga). Dobracki (1982a) podał ich następujący opis:

Stany i przepływy wód na tych ciekach pozostają w wyraźnej zależności ze stanami atmosferycznymi. Pomiar polowe przepływu określają jego wielkości na 150–250 l/min. (okres letni). W południowej części miasta, [przez – dop. aut.] dzielnice Świerczewo–Pomorzano przepływa rzeczka Bukowa [...].

W obrębie rynny Jeziora Głębokiego, na obszarze arkusza, znajdują się drobne jeziora pochodzenia rynnowego. Są to adaptowane na stawy parkowe lub kąpieliska jeziora: Goplany, Arkonka i Rusałka. [...] Ich zasilanie odbywa się z systemu wodnego Jeziora Głębokiego i cieków spływających ze Wzgórz Warszawskich w okolicy Osowa [...].

Pojedyncze drobne zagłębienia wypełnione wodą występują na wierzchołkach Wzgórz Warszawskich (wodozbiór). Zajmują one wytopiska brył martwego lodu bądź są też zagłębieniem po dawnych gliniankach.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Budowa geologiczna utworów czwartorzędowych na obszarze arkusza jest rozpoznana w średnim stopniu. Wyraźniej lepsze rozpoznanie wykazują utwory późnego plejstocenu i holocenu. Osady starszego czwartorzędu oraz jego podłoża są dość słabo poznane, co wiąże się ze stosunkowo małą ilością głębszych otworów (Dobrcki, 1982a).

Obszar arkusza znajduje się w północno-zachodniej części niecki szczecińskiej i leży niemalże w jej strefie osiowej. Świadczą o tym obecność utworów kredowych o maksymalnej miąższości i stosunkowo nisko położony spąg skał kredy, który rozpoznano na głębokości 700–1400 m p.p.m. (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979). Wyraźniej wyniesionym terenem jest lokalna forma – antyklina Szczecina – przylegająca do strefy dyslokacyjnej dolnej Odry. W strefie antykliny Szczecina maleje również wyraźniej miąższość utworów kredy górnej, których akumulacja odbywała się synchronicznie z etapami formowania się niecki szczecińskiej (Dobrcki, 1982a).

Na terenie arkusza Szczecin na powierzchni podczwartorzędowej odsłaniają się głównie osady oligocenu dolnego oraz kredy górnej (przede wszystkim mastrychtu, a miejscami kampanu), a rzadziej neogenu (miocenu) oraz oligocenu górnego. Jest to związane z ekspansją lądolodów, która spowodowała zdzieranie osadów kredowych, paleogeńskich i neogeńskich i włączanie ich w postaci kier do utworów lodowcowych. Spąg osadów czwartorzędowych został rozpoznany m.in. w otworach: 11, 19, 21, 43, 61, 63, 64, 70, 72, 76, 83, 86, 95, 96, 99, 104, 105, 106, 109, 111, 117, 124, 128 i 158.

1. Kreda

a. Kreda górna

Największą miąższość osadów kredy przekraczającą 215,0 m zmierzono w profilu otworu 86, w którym osady kredowe (łącznie kampanu i mastrychtu) nie zostały przewiercone.

Kampan

Margle ilaste i margle piaszczyste, wapienie, opoki margliste oraz kreda piaszczysta. W obrębie doliny Odry, na skutek działalności lądolodu, następowało zdzieranie pokrywy osadów mastrychtu i prawdopodobnie utworzenie tak zwanych okien erozyjnych, dzięki którym utwory kampanu występują na powierzchni podczwartorzędowej. To wypreparowanie omawianych osadów nastąpiło nie tylko z przyczyn erozyjno-egzaracyjnych, lecz było wywołane

również ruchami podnoszącymi, zaznaczonymi najsilniej w strefach występowania lokalnych struktur solnych, takich jak poduszki solne: Gryfina, Szczecina i Nowego Warpna (Dobracki, 1979). Na obszarze omawianego arkusza utwory kampanu nie zostały rozpoznane *in situ*. Jednak bazowano na informacjach z opracowań obszarów sąsiednich arkuszy SMGP Dołuje i Tanowo i ustalono, że osady kampanu są wykształcone w postaci margli ilastych i margli piaszczystych, wapieni, opok marglistych oraz kredy piszącej (Chmał, Karbowniczak, 2014, 2015; Piotrowski i in., 2015a, b). W otworze Szczecin IG-1 (na terenie arkusza Tanowo) miąższość osadów kampanu wynosi 404,4 m (Chmał, Karbowniczak, 2014).

Mastrycht

Margle, kreda pisząca, wapienie, zlepieńce i opoki z czertami występują w bezpośrednim podłożu osadów czwartorzędu, w centralnej części antykliny Szczecina. Linstow (1914) sugerował, że w tym miejscu występuje zrąb tektoniczny ograniczony dyslokacjami.

Osady tego piętra zostały rozpoznane za pomocą dość licznych otworów: 61, 63, 64, 70, 72, 83, 86, 104, 105, 106, 109 i 111, najczęściej pod osadami iłów oligoceńskich, zalegających *in situ* bądź zaburzonych. Bezpośrednio pod osadami czwartorzędowymi występują one jedynie w otworach: 63, 83, 105, 106 i 111.

Utwory mastrychtu są reprezentowane m.in. przez margle ilaste o barwie szarej, z wkładkami wapieni kredopodobnych i kredy piszącej (otw. 86) oraz margle ilaste z cienkimi wkładkami piaszczystymi (otw. 64). Przez warstwy osadów piaszczystych płyną wody o podwyższonej mineralizacji przenikające w głąb występujących powyżej osadów oligocenu i plejstocenu. W utworach mastrychtu w rejonie Szczecina stwierdzono występowanie belemnitów *Belemnitella lanceolata* Slotheim, a także małży *Pecten nilssoni* Goldfuss oraz *Lima* sp. (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1973).

Strop osadów mastrychtu jest bardzo zróżnicowany. Najwyżej jest on położony w rejonie Gołęcina na wysokości 69,7 m p.p.m. (otw. 83) i 65,8 m p.p.m. (otw. 86). Nieco głębiej utwory mastrychtu występują w rejonie Śródmieścia, gdzie zalegają one bezpośrednio pod osadami glin zlodowacenia Sanu 2, na wysokości 71,2 m p.p.m. (otw. 105). Na zbliżonej wysokości (80,6 m p.p.m.) osady mastrychtu występują w profilu otworu 70. Najczęściej jednak strop serii omawianych utworów znajduje się na wysokości od około 90 m p.p.m. (miejscami wznosi się on nawet do około 70 m p.p.m.) do około 100 m p.p.m. (otw.: 11, 61, 63, 64, 72, 105, 109 i 111).

2. Paleogen

Osady paleogenu dominują na powierzchni podczwartorzędowej. Są to głównie osady oligocenu dolnego oraz miejscami oligocenu górnego. Zalegają one na silnie zerodowanym podłożu zbudowanym z osadów kredowych. Linstow (1921a) sugerował, że w porwakach na obszarze Wzgórz Warszawskich występują utwory eoceńskie, wykształcone jako brązowo-fioletowe ily laminowane pyłowatymi piaskami łyszczkowymi z drobnymi kryształkami gipsu. Jednakże w trakcie prac kartograficznych nie stwierdzono obecności osadów eocenu na obszarze arkusza (Dobrcki, 1982a). Autor pierwszego opracowania podał także, że w starym kamieniołomie kredy w Zdrojach, w stropowej części utworów węglanowych kredy górnej, znajdowała się warstwa otoczków i silnie strzaskanych bloków kwarcytowych o ciemnoszarej barwie. W obrębie silnie porowatych kwarcytów występowały skrzemieniałe fragmenty korzeni drzew. Miąższość warstwy sięgała 1 m. Dobrcki (1982a), podobnie jak wcześniej Linstow (1921a), przypuszczał, że opisane osady mogą być eoceńskie.

a. Oligocen

Oligocen dolny

Osady oligocenu dolnego (rupelu) zalegają na utworach węglanowych mastrychtu i kampanu. Częściowo kontakt między nimi ma charakter erozyjny. Na obszarze arkusza zostały one udokumentowane w profilach wielu otworów wiertniczych, wśród których tylko w nielicznych osady oligocenu dolnego zostały przewiercone. Seria omawianych utworów występuje powszechnie na powierzchni podczwartorzędowej.

Iły septariowe, iłowce i piaski glaukonitowe. Miąższość osadów jest bardzo zróżnicowana – zmniejsza się ona na obszarze antykliny Szczecina, a zwiększa poza tym obszarem. Trudność w określeniu miąższości jest spowodowana małą ilością profili otworów przewiercających omawiane utwory, a także występowaniem w ich obrębie (w niektórych przypadkach) zaburzeń glaciotektonicznych, co powoduje, że położenie spągu utworów oligocenu jest niepewne.

Omawiane osady są wykształcone jako ily i iłowce o stalowoszaro-zielonkawej do ciemnoszarej barwie, słabo margliste, z licznymi drobnymi gruzełkami markazytu i pirytu. Miejscami występują ily pyłowate, słabo wapniste. Iły oligocenu dolnego zawierają kryształki gipsu, których rozmiary sięgają kilku centymetrów. Należą one do utworów o zmiennej konsystencji, od zwartej do plastycznej. W ich obrębie znajdują się niekiedy przewarstwienia kwarcowo-glaukonitowych piasków pyłowatych i drobnoziarnistych, zailonych (Dobrcki, 1982a). Iły zawierają minerały z grupy smektytu i illitu, co powoduje ich pęcznienie, osiadanie i odkształcenia, a w konsekwencji pękanie ścian budynków posadowionych na tego rodzaju podłożu (Paczkowska, Seul, 2009).

Iły septariowe w zasadzie nie zawierają fauny kopalnej. Natomiast w obrębie wkładek mułków marglistych o zielonkawo-szarobrunatnej barwie występuje liczna mikrofauna bentoniczna, do której należą: otwornice aglutynujące i wapienne, małżoraczki i pteropody, a nawet pojedyncze okazy ślimaków z rodzaju *Fusus*, małży z rodzaju *Nucula* i łódkonogów z rodzaju *Dentalium* (Dobrcki, 1982a).

Strop osadów oligocenu dolnego jest położony najniżej w obrębie głębokiego obniżenia w południowo-zachodniej części terenu arkusza. Dokumentują to profile otworów: 95 (129,4 m p.p.m.), 96 (124,3 m p.p.m.), 99 (150,7 m p.p.m.) oraz 117 (160,7 m p.p.m.). Tak ukształtowana dolina erozyjna kontynuuje się na obszar arkusza Dołuje SMGP w kierunku NW–SE. Szczególnie płytko strop utworów dolnooligocenijskich występuje w obrębie antykliny Szczecina (otw.: 19, 21 i 70), na wysokości od 42,8 m p.p.m. (otw. 19) do 62,6 m p.p.m. (otw. 70). W rejonie Wzgórz Warszawskich wysokość zalegania stropu tych osadów wynosi 74,0 p.p.m. (otw. 11) oraz 77,9 m p.p.m. (otw. 43).

Miąższość iłóv oligocenijskich jest zróżnicowana, z reguły nie przekracza 26,5 m (otw. 11), a często wynosi około 15 m. W obrębie struktur przeobrażonych glacitektonicznie (Wzgórz Warszawskie i Wzgórz Bukowe) określenie ich miąższości nie jest możliwe. Osady o największej miąższości (70,0 m) udokumentowano w południowo-zachodniej części terenu arkusza, w dolinie Odry (otw. 124).

Oligocen górny

Piaski kwarcowe (piaski szczecińskie) występują w formie cienkiej i silnie zerodowanej pokrywy na zachodnim zboczu antykliny Szczecina. Są to piaski drobnoziarniste, ilaste, o dużej zawartości ływczyków. Ich barwa zmienia się od jasnoszarej do jasnordzawo-szarej (Dobrcki, 1982a).

Kwarcowe piaski morskie oligocenu górnego, określane jako piaski szczecińskie, są znane z wielu wystąpień powierzchniowych na Wzgórzach Warszawskich, gdzie występują w formie wkładek (współzaburzonych) w iłach dolnooligocenijskich. Są to kwarcowo-skaleniowe piaski drobnoziarniste, w których wyraźnie (do 90%) dominuje frakcja 0,06–0,10 mm. Występuje w nich także detrytus ływczykowy w znacznej ilości. Rdzawopomarańczowe zabarwienie jest spowodowane dużą zawartością żelaza. Omawiane utwory zawierają liczne konkretje żelaziaków ilastych, zwanych kulami szczecińskimi, w których często występują szczątki organiczne. Niektóre z tych konkretji są silnie spojone lepiszczem krzemionkowo-żelazistym, co powoduje ich znaczną twardość. Jednakże często są one również kruche i rozsypujące się przy nacisku. Zarówno konkretje, jak i cały kompleks osadów powstawały w strefie litoralnej płytkiej zatoki morskiej w silnie spływającym się zbiorniku.

W piaskach szczecińskich jest spotykana liczna fauna małży z charakterystycznymi gatunkami: *Pecten stettinensis* van Koenen, *Mytilus* sp., *Cardium cingalatum* Goldfuss, *Nucula chastelli* Nyst, *Nucula peregrina* Deshayes, *Cyprina rotundata* Braun, *Corbula gibba* Olivi, ślimaków (*Fusus*, *Pleurotoma*, *Turitella turria* Basterot, *Tornatella*), a także łódkonogów z rodzaju *Dentalium*. Występują również szczątki jeżowców, skorupiaków, otolity i zęby rekinów (Dobrcki, 1982a).

Na obszarze omawianego arkusza osady te rozpoznano jedynie w profilu otworu 128, w okolicach Wzgórz Bukowych. Miąższość piasków wynosi tutaj 20,0 m, a ich strop występuje na wysokości 85,0 m p.p.m.

3. Neogen

a. Miocen

Piaski, piaskowce, mułki i węgiel brunatny rozpoznano jedynie w południowo-wschodniej części terenu arkusza, na powstałym w wyniku denudacji wyniesieniu powierzchni podczwartorzędowej. Ich strop występuje na wysokości od 30 m p.p.m. do 20 m n.p.m. W otworze 158 strop omawianych osadów jest położony na wysokości 5,0 m p.p.m.

Osady miocenu na obszarze arkusza Szczecin uległy akumulacji w płytkim zbiorniku, który dość szybko wycofywał się z omawianego terenu. Miocenne osady z synkliny Tanowa (zwanej także synkliną Tanowa–Iny), która kontynuuje się na obszar arkusza Tanowo SMGP, w opracowaniu Ciuka (1975) zostały włączone do profilu warstw rawickich miocenu dolnego. Autorzy opracowania arkusza Tanowo (Chmal, Karbowniczak, 2014) zaliczyli te osady do profilu nierozdzielonych utworów miocenu. W przypadku osadów miocennych na terenie arkusza Szczecin brakuje szczegółowych danych umożliwiających ich rozdzielenie (Dobrcki, 1979, 1982a).

Osady miocenu zostały rozpoznane i opisane w kilkunastu otworach wiertniczych (z których tylko dwa, dokumentujące te osady w podłożu, umieszczono na mapie geologicznej) oraz w odsłonięciach powierzchniowych, gdzie występują w formie porwaków tkwiących w utworach czwartorzędowych. W wielu przypadkach opisy (z dokumentacji otworów) utworów porwaków są bardziej szczegółowe niż charakterystyka osadów miocenu *in situ* i dostarczają danych odnośnie do wykształcenia litologicznego opisywanych skał oraz ich wieku (Dobrcki, 1982a).

4. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Największy wpływ na budowę geologiczną osadów czwartorzędu na obszarze arkusza Szczecin wywarła działalność lądolodów zlodowaceń środkowopolskich, które pozostawiły po sobie

mięszsze osady lodowcowe, a także wyrównały starszą rzeźbę i stworzyły własną. W czasie zlodowaceń Odry i Warty powstały rozległe makrostruktury zbudowane z glin zwałowych z udziałem porwaków osadów kredy górnej, paleogenu i neogenu, które zostały przeładowane i wyniesione. Tworzą one obecnie wzniesienia Wzgórz Szczecińskich (Mojski, 1990).

Utwory czwartorzędu zalegają na osadach kredy górnej, paleogenu i neogenu. Ich miąższość (łącznie z porwakami skał starszych) w rejonie antykliny Szczecina mieści się w granicach od 90,0 m (otw. 86) do 110,0 m (otw. 63). W obrębie Wzgórz Warszawskich miąższość wzrasta do 190 m, w okolicach Pomorzana, a także Ustowa i Kurowa, wynosi około 160 m; natomiast w rejonie Wzgórz Bukowych zmniejsza się ona nawet do około 30–40 m. Osady o największej miąższości zostały udokumentowane w otworze 99, w którym grubość ich serii wynosi 175,3 m. Różnica między najwyższym punktem na powierzchni terenu zlokalizowanym na obszarze Wzgórz Bukowych (Bukowiec – 148,4 m n.p.m.), a najniższym położonym punktem na spągu osadów czwartorzędowych (160,7 m p.p.m. w otw. 117) wynosi 309,1 m. Nad antyklina Szczecina rzeźba powierzchni utworów czwartorzędu jest prawie wyrównana. Występują tutaj głównie osady zastoiskowe i wodnolodowcowe, a rzadziej gliny.

Kry utworów starszych od czwartorzędu (kredowych, paleogeńskich i neogeńskich) zostały udokumentowane na terenie całego arkusza, jednak największe ich nagromadzenie występuje w obrębie struktur glacitektonicznych Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych.

Margle, kreda pisząca i wapienie górnokredowe jako kry w utworach plejstocenijskich zostały rozpoznane w strefie krawędziowej antykliny Szczecina w otworach: 40, 41, 83 i 84. Utwory porwaków są położone na różnej wysokości – od około 50 m p.p.m. (46,7 m p.p.m. w otw. 83) do około 20 m p.p.m. (28,9 m p.p.m. w otw. 41 i 29,6 m p.p.m. w otw. 40). Z reguły ich miąższość sięga kilku metrów. Tkwią one w osadach lodowcowych zlodowacenia Warty i Odry jako odrębne wyizolowane porwaki, lub występują jako rumosz margli wymieszany z glinami lodowcowymi (otw. 83). Często margle w krach towarzyszą ilom dolnooligocenijskim (otw. 40). W otworze 84 margle są przewarstwione wkładkami wapieni kredopodobnych i kredy piszącej.

W obrębie Wzgórz Bukowych olbrzymi porwak wapieni marglistych i jasnoszarych margli ilastych z przewarstwieniami kredy piszącej kampanu górnego był przedmiotem eksploatacji w odkrywce na terenie osiedla Zdroje. Porwak tkwił w osadach zlodowacenia Warty w otoczeniu ilów septariowych oligocenu dolnego. Eksploatacja wapieni była prowadzona od 1862 r. (1955 r. – Dobracki, 1982a), a miąższość opisywanych osadów podana przez Remelého (1868) wynosiła 45 m. Po eksploatacji powstało olbrzymie wyrobisko, a na skutek przerwania warstwy wodonośnej i zalania odkrywki wodą powstało Jezioro Szmaragdowe (Dobracki, 1982a). Obecnie jego brzegi są położone

na wysokości 60–70 m n.p.m. Kreda pisząca występująca w Zdrojach, w przeciwieństwie do znanych wystąpień tych skał na Rugii (Niemcy), cechuje się brakiem poziomych czarnych krzemieni oraz jest bardziej ilasta. Według wyników analiz podawanych przez Linstowa (1921a) zawartość CaCO_3 w kredzie piszącej ze Zdrojów wynosi ponad 78,5%, natomiast części ilastych – 21,5%. Są to więc osady bardzo zbliżone do margli nawierconych w okolicach Gryfina, które zawierają 42,0–46,0% CaO (Dobracki, 1980a, b).

Iły septariowe dolnooligocenyjskie jako kry w utworach plejstocenyjskich. Największe na terenie arkusza Szczecin porwaki, a także fragmenty łusek glacitektonicznych zawierające ropy oligocenu dolnego, występują w obrębie osadów budujących Wzgórze Warszawskie, szczególnie w ich wschodniej części. Nieco mniejsze rozmiary osiągają one w obrębie Wzgórz Bukowych (Dobracki, 1982a). Iły i ropy dolnooligocenyjskie budują również zbocze doliny Odry Zachodniej, gdzie ich obecność stwarza silne zagrożenia osuwiskowe, wynikające z ich cech litologicznych (Dobracki, 1982a). Ponadto porwaki ropy oligocenu dolnego zostały rozpoznane na terenie badań w wielu otworach (otw.: 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 13, 16, 18, 22, 23, 25, 26, 28, 32, 36, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 76, 86, 108, 132, 139, 144, 147, 149, 150, 152, 154 i 158).

Iły septariowe, które występują na powierzchni terenu, a ich obecność została odnotowana w opisach profili wielu otworów na różnej głębokości, mają najczęściej barwę szarozielonkawą, niekiedy ciemnoszaro-niebieskawą lub prawie czarną o zielonym odcieniu. Są one najczęściej plastyczne, tłuste i wapniste. Zawartość CaCO_3 wynosi 5–25% i maleje ku stropowi, aż skały stają się bezwęglanowe. W obrębie ropy tkwią niekiedy konkretne septariowe o średnicy do około 1 m, na których wzdłuż powierzchni spękań są obserwowane nacieki, naskorupienia kalcytu i markazytu. Licznie występują dobrze wykształcone słupkowe kryształki lub gruzełki gipsu (Dobracki, 1982a).

Istniejące dane pozwalają wyróżnić trzy generacje porwaków, a co za tym idzie, trzy etapy zaburzeń glacitektonicznych w strefie Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych. Dobracki (1982a) tak o nich pisał:

Pierwszy, najstarszy, wiąże się z glinami zlodowacenia południowopolskiego i notowany jest głównie na obszarach najniższej położonej powierzchni podczwartorzędowej, [...] okolice Lubczyny. Drugi o największym rozprzestrzenieniu, związany jest z zlodowaceniem środkowopolskim. Porwaki tej generacji osiągają miąższość do 60–70 m [miąższość ponad 90 m – w otw. 18 jest to 86 m, w otw. 5 – 95 m; dop. aut.], powierzchnia ich niejednokrotnie przekracza kilkanaście ha. Występowanie ich przed wszystkim obejmuje obszarze Wzgórz Warszawskich (przedpole antykliny Szczecina, która stanowiła masyw oporowy).

W przeszłości kry osadów oligoceńskich były obiektem eksploatacji na potrzeby produkcji ceramiki. Wymienić tutaj należy złoża: Niebuszewo, Bukowo-Śmierdnica oraz Siadło Dolne. Surowce w tych złożach zostały udokumentowane pod kątem przydatności do ceramiki budowlanej jako kopaliny, które zawierają siarczany oraz domieszki margli i pirytu (Wagner, Jesionkowski, 1961; Kruk i in., 2009).

Piaski kwarcowe górnooligocieńskie jako kry w utworach plejstocieńskich. Piaski kwarcowe oligocenu górnego, nazywane w rejonie Pomorza Zachodniego piaskami szczecińskimi, są znane na obszarze omawianego arkusza z wielu wystąpień na Wzgórzach Warszawskich, gdzie występują w formie współzaburzonych wkładek w ilach dolnooligocieńskich (Dobrcki, 1982a). Omawiane osady znajdują się na zachodnim zboczu antykliny Szczecina w formie cienkiej i silnie zerodowanej pokrywy. Zostały one rozpoznane i opisane w profilach otworów 4 i 156. Są to kwarcowo-skalenkowe piaski drobnoziarniste, o wyraźnej dominacji frakcji 0,06–0,10 mm. Zawierają one znaczne ilości detrytusu łyszczkowego i są silnie żelaziste, stąd się bierze ich rdzawopomarańczowe zabarwienie. W piaskach znajdują się także liczne konkracje żelaziaków ilastych, zwanych kulami szczecińskimi. W ich środku często występują szczątki organiczne (Dobrcki, 1982a).

Piaski i mułki, miejscami z węglem brunatnym, mioceńskie jako kry w utworach plejstocieńskich występują przede wszystkim na obszarze Wzgórz Bukowych. Na terenie Wzgórz Warszawskich są znajdowane sporadycznie, co wynika z lokalnego ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej powstałego po okresie silnej denudacji we wczesnym plejstocenie. W pliocenie obszar arkusza był lądem, na którym działały intensywne procesy odnawiające wczesnopaleogeńską sieć rzeczną (Dobrcki, 1982a).

Omawiane osady zostały odnotowane w profilach niewielu otworów. W otworze 72 strop kry osadów miocenu jest położony na wysokości 79,0 m p.p.m. i tkwi prawdopodobnie w utworach zlodowacenia Sanu 2. W otworze 150 występują one pod warstwą zaburzonych glaciektonicznie ilów dolnooligocieńskich na wysokości 0,6 m p.p.m.

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Gliny lodowcowe zlodowacenia Narwi rozpoznano na wysokości 125,4 m p.p.m. w otworze 99, gdzie ich miąższość wynosi ponad 25,0 m. Na terenie sąsiedniego arkusza Police SMGP zostały one znalezione na wysokości 124,8 m p.p.m., a ich miąższość wynosi 13 m. Z opisu osadów w opracowaniu arkusza Police wynika, że gliny zlodowacenia Narwi odróżniają się od wyżej

ległych glin stadiału dolnego zlodowacenia Sanu 1 tym, że mają w swym składzie o 10% więcej wapieni i o około 50% mniej frakcji o średnicy ziaren 5,0–10,0 mm. Zespół minerałów ciężkich jest typowy dla osadów czwartorzędowych i tworzą go amfibole (34,8%), epidot (17,4%), granaty (16,6%) oraz chloryty (10,9%) (Piotrowski, Sydor, 2021). Utwory lodowcowe tego wieku leżą bezpośrednio na podłożu podczwartorzędowym (na łażach oligocenu dolnego w otw. 99).

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 1

Stadiał dolny

Gliny lodowcowe są mułkowate (pyłowate), o szarej barwie. Zawartość poszczególnych frakcji w tych utworach przedstawia się następująco: łaowa do 22%, pyłowa 42–48% i piaskowa około 30%. Węglanowość glin wzrasta ku spągowi w granicach 13,9–18,0%.

Współczynniki petrograficzne¹ omawianych glin są następujące $O/K = 0,89$; $K/W = 1,68$; $A/B = 0,69$ (Dobrcki, 1982a). W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole, granaty i epidot. Zaznacza się również wyraźna ilość łyszczków (biotyt i chloryty), dochodząca do 19% (Dobrcki, 1982a).

Opisane osady udokumentowano w otworach: 95, 96 i 99 w obrębie wysoczyzny. Ich strop występuje na wysokości około 80–90 m p.p.m. Miąższość tych utworów wynosi około 30 m (poza profilami otworów nawet nieco ponad 40 m). Najczęściej zalegają one bezpośrednio na łażach oligocenu dolnego.

Zlodowacenie Sanu 2

Stadiał dolny

Piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości zaledwie 5,5 m zostały udokumentowane w otworach 96 i 124. Ich strop jest położony na wysokości poniżej 80 m p.p.m. (87,8 m p.p.m. w otw. 96).

Gliny lodowcowe zostały rozpoznane w otworach: 15, 43, 63, 70, 95, 96 i 105. Osady te zalegają najczęściej bezpośrednio na marglach mastrychtu. Ich strop leży na wysokości około 40–55 m p.p.m. Miąższość opisanych utworów sięga niemal 40 m. Często osady te należą do pakietu glin nierozdzielonych, ponieważ trudno jest wyznaczyć ich kontakt z niżejległymi glinami zlodowacenia Sanu 1 i leżącymi wyżej glinami zlodowacenia Odry.

¹ Współczynniki petrograficzne zostały obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm uzyskanych z glin zwałowych. Charakteryzują one zależności między różnymi typami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Stadiał górny

Iły pyłowato-piaszczyste, mułki i piaski zastoiskowe rozpoznano w otworach: 57, 63, 64, 68, 69, 70, 72, 76, 87, 104, 105, 107 i 118. Omawiane osady tworzą piaski drobnoziarniste i mułki (otw. 57), iły i mułki (otw. 68 i 69), a także piaski pyłowate przewarstwione łąkami (otw. 118). Dobracki (1982a) opisuje je jako mułki pyłowato-piaszczyste o ciemnoszarej barwie, w których znajdują się łuszczyki wapniste z drobnymi głazikami skał północnych. Strop utworów jest położony na wysokości około 30,0–34,5 m p.p.m. (otw.: 68, 69, 87 i 107), a najniżej leży on w profilu otworu 57, gdzie występuje na wysokości 59,2 m p.p.m. Najwyżej (30,5 m p.p.m.) strop osadów zastoiskowych znajduje się w profilu otworu 69. Miąższość serii omawianych osadów dochodzi do 18 m (np. osady o miąższości 15,0 m w otw. 118), ale może ona miejscami przekraczać 40 m (otw.: 63, 64 i 72).

Gliny lodowcowe najprawdopodobniej są połączone z młodszymi i starszymi osadami lodowcowymi; najczęściej mają kontakt z glinami zlodowacenia Sanu 2 i glinami zlodowacenia Warty, co można zaobserwować m.in. w otworach: 43, 95 i 96. Powoduje to trudności w określeniu miąższości osadów lodowcowych zlodowacenia Odry.

Według rozpoznania litologicznego Dobrackiego (1982a) serię omawianych utworów tworzą gliny piaszczyste o szarej barwie. Charakterystyczny dla tych osadów jest wzrost frakcji pyłowej i łąkowej w górnej części profilu. Węglanowość w stropie glin sięga 20,9%, a w składzie minerałów ciężkich przeważają amfibole i pirokseny (50%), granaty i epidot (26%) oraz łuszczyki w ilości 16% ze znacznym udziałem chlorytów (Dobracki, 1982a).

Strop glin występuje najczęściej na wysokości oscylującej wokół wartości około 40 m p.p.m. Miąższość osadów wynosi około 20–30 m. W obrębie struktur Wzgórz Warszawskich i prawdopodobnie Wzgórz Bukowych gliny te są zaburzone glacitektonicznie i przemieszane z starszymi osadami. W profilu otworu 83 na wysokości 46,7 m p.p.m. rozpoznano gliny zwałowe przemieszane z rumoszem margli (określanym także jako zlepienie) mastrychtu, o łącznej miąższości 23,0 m. Profil sąsiedniego otworu 84 również kończy się w osadach kredy. Wartość wysokości stropu utworów kredowych (24,4 m p.p.m.) wskazuje jednak na to, że prawdopodobnie znajduje się tutaj w młodszych glinach zlodowacenia Warty porwak osadów podłoża. W otworze 86 w podłożu omawianych glin występują zaburzone glacitektonicznie iły oligocenu dolnego.

Zlodowacenie Warty

Stadiał dolny

Piaski, mułki i ły zastoiskowe zostały rozpoznane w otworach: 55, 57, 68, 69, 118 i 138. W skład serii utworów o tej genezie wchodzi ły oraz piaski drobnoziarniste przewarstwione mułkami (pyłami) i łąmi (otw. 69), a także piaski pyłowate przełożone mułkami (pyłami) (otw. 118). Strop tych osadów leży na wysokości od 11,7 m p.p.m. (otw. 68) do 44,8 m p.p.m. (otw. 138). Miąższość osadów sięga 22,8 m (otw. 68). W obrębie Wzgórz Warszawskich utwory te ulegały fałdowaniu, wyciskaniu i zaburzeniu (otw. 40). W strefie zaburzeń glacitektonicznych są one słabo udokumentowane. W piaskach i mułkach zastoiskowych w profilu otworu 69 natrafiono na węgiel brunatny miocenu, który tkwi tutaj w formie porwaków osadów podłoża podczwartorzędowego.

Piaski wodnolodowcowe zostały udokumentowane w otworach: 13, 14, 15, 40, 41, 70, 74, 81 i 91. Strop osadów jest położony na wysokości od 20,0 m p.p.m. (otw. 81) do 38,0 m p.p.m. (otw.: 14, 40 i 41). Ich miąższość jest bardzo zróżnicowana. Waha się ona od kilku metrów (otw. 40 i 41) do 35,0 m (otw. 15). Piaski wodnolodowcowe są często gruboziarniste i przechodzą w spąg warstwy w zerodowane osady lodowcowe (bruk morenowy w otw. 81).

Gliny lodowcowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty są rozprzestrzenione na całym obszarze arkusza Szczecin. Są to gliny silnie piaszczyste, w stropie ilaste, z wyraźnym udziałem frakcji żwirowej. Ich barwa jest ciemnoszara, przechodząca w oliwkowo-szarobrunatną w stropie z powodu laminacji brunatnymi mułkami. Gliny te zawierają żwiry, w których składzie zaznacza się wyraźna przewaga materiału północnego, lecz występuje także materiał lokalny, pochodzący z osadów kredowych z podłoża (Dobrcki, 1982a).

Omawiane gliny lodowcowe na obszarze omawianego arkusza zostały rozpoznane za pomocą wielu otworów: 4, 5, 10, 18, 20, 34, 35, 38, 43, 55, 57, 63, 68, 69, 82, 86, 90, 91, 92, 95, 96, 118, 123, 124, 126 i 139. Ich strop jest położony najczęściej na wysokości od 17,0 m p.p.m. (otw. 92) do 36,0 m p.p.m. (otw. 82). Nieco wyżej strop tych osadów występuje w otworach: 18, 68, 69, 90 i 91. W obrębie Wzgórz Warszawskich oraz Wzgórz Bukowych gliny zwałowe są zaburzone glacitektonicznie, często zawierają porwaki osadów lodowcowych i wodnolodowcowych starszych zlodowaceń oraz osadów starszych od czwartorzędu. W profilu otworu 84 w obrębie omawianych osadów odnotowano obecność kier osadów kredowych. Najłatwiejsze do identyfikacji są ły oligocenu dolnego (np. w otw. 18), stąd istnieje przekonanie, że właśnie osady tego wieku są najpowszechniejsze w utworach zaburzonych glacitektonicznie.

Miąższość glin zwałowych stadiału dolnego jest trudna do oszacowania ze względu na włączenie tych utworów w wyniku przekształceń glacitektonicznych do osadów starszych zlodowaceń.

Drugim powodem może być wykonanie małej ilości otworów, w których gliny zostały przewiercone. Miąższość omawianych utworów wynosząca poniżej 10 m została odnotowana w otworach: 55, 57, 63, 68, 69 i 138. Utwory mające miąższość powyżej 20 m udokumentowano w profilach otworów: 86, 95, 96 i 99, a powyżej 42 m – w otworze 10, co jest zapewne wynikiem spiętrzenia osadów w obrębie Wzgórz Warszawskich.

Piaski i mułki zastoiskowe zostały rozpoznane w profilach otworów: 9, 14, 34, 35, 39, 40, 41, 43, 47, 73, 74, 75, 77, 80, 82, 95, 96, 116, 119, 121, 122, 135, 138 i 147. Strop omawianych osadów jest położony na wysokości oscylującej wokół wartości 20 m p.p.m. (otw.: 9, 14, 40, 73, 77, 75, 80, 116, 119, 135 i 138). Osady o tej genezie odnotowano na wysokości 14,0 m p.p.m. w otworze 43. Przybliżoną wysokość położenia stropu, w granicach wartości około 15 m p.p.m., stwierdzono w otworach: 39, 34, 35 i 122. Najwyżej opisane utwory znaleziono w profilu otworu 147 – na wysokości 1,0 m n.p.m.

Miąższość serii osadów zastoiskowych najczęściej nie przekracza 10 m (otw.: 39, 40, 43, 74, 95 i 96). W dwóch otworach zanotowano obecność osadów o miąższości większej niż 10 m (otw. 34 i 35), a najbardziej miąższe utwory – w otworach 14 (22,0 m) oraz 138 (piaski drobnoziarniste – 5 m i mułki – 12 m). W utworach zastoiskowych mogą występować kry starszych osadów, na przykład w profilu otworu 41 natrafiono na margle górnokredowe.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe zostały rozpoznane za pomocą wielu otworów: 15, 16, 38, 39, 40, 41, 42, 47, 48, 55, 65, 66, 67, 68, 69, 77, 78, 80, 81, 82, 90, 116, 118, 119, 122, 123, 133, 134, 135, 136, 138 i 139. Są one wykształcone jako piaski skaleniowo-kwarcowe, w obrębie których zawartość frakcji piaskowej w spągu może wynosić do 87%; natomiast frakcja żwirowa występuje w stropie w ilości do 40%. W osadach zaznacza się znaczny udział granatów (44,5–47,3%) oraz amfiboli (14,7–27,7%) (Dobracki, 1982a). Warstwa ta zachowuje swoją ciągłość wzdłuż całej linii przekroju geologicznego A–B, a więc przypuszczalnie także prawie na całym obszarze badań, nawet w obrębie stref zaburzonych glacitektonicznie Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych. Osady wodnolodowcowe są reprezentowane przez piaski ze żwirami, żwiry oraz żwiry z otoczkami.

Miąższość osadów sięgającą 30 m, a miejscami nieco więcej, odnotowano w otworach: 83, 84 i 86. Z reguły miąższość nie przekracza 20 m (otw.: 63, 72, 96, 99 i 98). W obrębie strefy zaburzeń glacitektonicznych może być ona pozornie większa (otw.: 4, 5 i 86). Utwory te zazwyczaj zalegają na glinach lodowcowych lub osadach zastoiskowych stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Ich strop jest dość wyrównany i występuje na wysokości od około 15 m p.p.m. do około 4 m n.p.m.

Stadiał środkowy

Gliny lodowcowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty występują niemal na całym obszarze wysoczyznowym w granicach arkusza. Brak glin tego wieku notuje się na terenie Międzyodrza, gdzie zostały one usunięte w wyniku bardzo silnej denudacji na etapie deglacjacji obszaru podczas zlodowaceń północnopolskich. We wschodniej części terenu arkusza omawiane gliny występują w formie nieciągłej i mało miąższej warstwy (Dobrcki, 1982a). Utwory te są wykształcone w postaci glin piaszczystych, w których zawartość frakcji żwirowej dochodzi do 10%; jej największa zawartość została pomierzona w stropie. Barwa osadów jest z reguły ciemnoszara i brunatnoszara, niekiedy z zielonkawym lub brunatnym odcieniem. W obrębie glin obserwuje się delikatną laminację piaszczystą lub wkładki szarych mułków. Ilość przewarstwień wzrasta ku stropowi (Dobrcki, 1982a). Współczynniki petrograficzne omawianych glin są następujące: $O/K = 2,28$; $K/W = 0,74$; $A/B = 0,87$. Zawartość minerałów ciężkich wynosi: amfibole – 37,3%, granaty – 17,3%, epidot – 9,3%, chloryty – 16,0% i staurolit – 3,0% Dobrcki (1982a).

W obrębie glin znajdują się liczne porwaki skał podłoża. Gliny te są znane z odsłoneń powierzchniowych, głównie w partiach krawędziowych dolin Odry (okolice Klucza, Zdrojów, Pomorzana, a także wschodnie obrzeżenie Wzgórz Warszawskich), i mniejszych cieków, na przykład w dolinie Bukowej. Gliny zwałowe stadiału środkowego na obszarze arkusza tworzą główny poziom zaburzeń glacitektonicznych. Często są one współzaburzone z łami oligocenu dolnego oraz osadami kredowymi w obrębie struktur glacitektonicznych na terenie Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych. Omawiane gliny zawierają również wyciśnięcia występujących niżej osadów wodnolodowcowych zlodowacenia Warty. Zostały one rozpoznane także w strefie szczytowej Wzgórz Warszawskich, gdzie ich wysokie położenie zostało wymuszone w wyniku zaburzeń glacitektonicznych. W obrębie odsłoneń w samych glinach zwałowych są notowane liczne zaburzenia, często na kontaktach z łami dolnooligoceniowymi. Należą do nich powierzchnie złustrowań o zazwyczaj stromych północnych upadach. Towarzyszą im uskoki nachylone ku północy i południowi pod kątem 70–75°. Niekiedy występują uskoki pionowe. Obserwowane są również zafałdowania osadów, widoczne szczególnie wyraźnie w przypadku glin laminowanych (Dobrcki, 1982a).

Strop omówionych osadów występuje na wysokości od około 10 m p.p.m. w okolicach Kurowa do 30 m n.p.m. w Śródmieściu. W obrębie Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych wysokość położenia ich stropu może osiągać 50 m n.p.m. ze względu na ich obecność w strefie spiętrzeń glacitektonicznych. W Śródmieściu ich miąższość zmniejsza się do kilku metrów, gdzie sąsiadują z osadami form kemowych. Gliny te zostały opisane w profilach otworów: 16, 38, , 44, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 55, 66, 67, 68, 77, 78, 116, 118, 119, 127, 133 i 136.

Głazy i żwiry z głazami rezydualne zostały rozpoznane w otworach: 10, 48, 68, 69, 75 i 101. Są to rezydualne gliny zwałowych stadiała środkowego zlodowacenia Warty. Miąższość osadów mieści się w granicach od około 2 m (otw. 69) do 10 m (otw. 75). Strop tych utworów jest położony najczęściej na wysokości od 4,0 m p.p.m. (otw.: 48, 75 i 101) do 5,0 m n.p.m. (otw. 68 i 69). Serie omawianych osadów często wchodzi w skład utworów zaburzonych glacitektonicznie (otw. 10). Deniwelacja przebiegu stropu omawianych osadów w obrębie Wzgórz Warszawskich wynosi aż 56 m. W profilu otworu 10 ich strop leży na wysokości 28,0 m p.p.m.

Piaski i mułki zastoiskowe zostały rozpoznane w otworach: 13, 33, 54, 56, 90 i 103. Osady te są reprezentowane przez mułki o barwie od jasnoszarej do jasnobrunatno-szarej. Są one przewarstwione drobnymi laminami piasków pyłowatych, miejscami ze żwirami drobnookruchowymi, kwarcowymi. Osady są bezwapniste lub słabo wapniste. Zawierają one znaczną domieszkę łuszczaków (Dobracki, 1982a). W profilach otworów występują również piaski drobnoziarniste, laminowane mułkami (otw. 90), piaski drobnoziarniste i piaski pyłowate (otw. 56), mułki przewarstwione piaskami (otw. 54) oraz piaski drobnoziarniste (otw. 33).

Miąższość serii omawianych osadów wynosi z reguły powyżej 10 m i nie przekracza 15 m (otw. 33 i 56). Strop osadów odnotowano na wysokości od 7,0 m p.p.m. (otw. 33) do 8,0 m n.p.m. (otw. 90 i 103).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał górny

Piaski i żwiry wodnolodowcowe reprezentują serię utworów związanych z transgresją lądolodu stadiała górnego zlodowacenia Wisły. Zostały opisane w profilach wielu otworów: 9, 13, 15, 33, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 56, 57, 79, 90, 139, 145 i 146, a także w szeregu odsłoneń powierzchniowych (Dobracki, 1982a). Omawiane osady zalegają bezpośrednio na glinach zwałowych stadiała środkowego zlodowacenia Warty. Na obszarze Wzgórz Warszawskich tworzą one miejscami pokrywę powierzchniową, noszącą ślady zaburzeń wywołanych przez lądolód zlodowaceń północnopolskich. Utwory wodnolodowcowe odsłaniają się na tym terenie również w rozcięciach niewielkich cieków w obrębie kompleksów innych osadów przeobrażonych glacitektonicznie. Ze względu na ich małe rozmiary nie zostały one przedstawione na mapie geologicznej na powierzchni tej części obszaru badań. Niewielkie fragmenty opisanych osadów rozpoznano w zachodniej części terenu arkusza (na północny zachód od Wzgórza Hetmańskiego – wzniesienia położonego na terenie Pomorza), a także w obrębie Wzgórz Bukowych.

Serię omawianych osadów tworzą z reguły piaski średnioziarniste i żwiry (otw. 33), piaski ze żwirami i otoczkami, piaski grubo- i średnioziarniste oraz piaski średnioziarniste z otoczkami (otw. 1 i 53). Zalegają one na różnej wysokości. Ich strop jest położony najczęściej na rzędnych w granicach od 1,0 m p.p.m. do 6,3 m n.p.m. (otw.: 33, 49, 50, 51, 53, 54 i 56). W otworach 13 i 90 występuje on wyżej, czyli na wysokości powyżej 12,0 m n.p.m., a w profilu otworu 146 nawet na poziomie około 40 m n.p.m.

W omawianych utworach wyróżnia się płaskie warstwowanie, zaburzone w wyniku obciążeń na kontakcie z położonymi wyżej glinami. W ich spągu występuje warstwowanie ukośne o upadach wskazujących na północne kierunki transportu. Osady te są dobrze wysortowane, lecz ziarna kwarcowe charakteryzują się słabym obtoczeniem (Dobrcki, 1982a).

Mięższność osadów wodnolodowcowych na terenie badań osiąga z reguły kilkanaście metrów. Nieliczne profile otworów wskazują na nagromadzenie osadów, których mięższność przekracza 20 m (otw.: 51, 55 i 57).

Iły pyłowato-piaszczyste, piaski i mułki zastoiskowe. Stanowiska, w których zanotowano obecność tych utworów, są ulokowane we wschodniej części Wzgórz Bukowych, gdzie osady zastoiskowe występują jako jasnoszare piaski pyłowate (otw. 158; tabl. II). Omawiane utwory są również wykształcone jako ily przewarstwione piaskami (otw. 40), ily przewarstwione piaskami ilastymi i piaskami pyłowatymi (otw. 41), a także jako piaski drobnoziarniste (otw. 81 i 82). Ich strop zalega na wysokości od 6,0 m p.p.m. (otw. 81 i 82) do 2,0 m n.p.m. (otw. 40). Mięższność serii osadów zastoiskowych dochodzi do 12 m (otw. 40 i 42). Ich geneza wiąże się z tworzeniem niewielkich lokalnych zastoisk w sąsiedztwie brył martwego lodu (Dobrcki, 1982a).

Gliny lodowcowe, miejscami na iłach septariowych oligocenu dolnego (osadach porwaków) oraz na piaskach, i mułkach, miejscami z węglem brunatnym, miocenu (utworach kier), są silnie piaszczyste (zawartość frakcji żwirowej wynosi 8–15%, a piaszkowej – do 30%), o barwie rdzawobrunatnej i szarobrunatnej w spągu. Węglanowość glin wynosi 10–25%. Ich partie powierzchniowe są odwapnione, a udział frakcji iłowej w całej warstwie charakteryzuje się zmiennością. Na skutek utraty naturalnej wilgotności mogą występować w glinach pionowe spękania (Dobrcki, 1982a). W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole (48,0%), granaty (21,5%), epidot (7,4%), chloryty i biotyt (6,0%), turmaliny (5,5%), cyrkon (4,7%) (Kramarska, 1980).

W obrębie glin zwałowych (w otworach i odsłonięciach) występują wkładki piaszczyste o mięższości 1–2 m, jednakże ich lokalny zasięg nie pozwala na przypisywanie im rangi poziomów rozdzielających. Mięższność glin zwałowych w wyniku intensywnej działalności postglacjalnych procesów denudacji uległa znacznej redukcji i nie przekracza 20 m, a nawet w wielu miejscach (na obszarze

Międzyodrza) utwory te zostały całkowicie usunięte. Na wysoczyźnie Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych omawiane osady występują szczątkowo w formie cienkich płytów i znaczą strefy przekroczenia starych struktur glacitektonicznych przez lądolód zlodowaceń północnopolskich (Dobrcki, 1982a).

Gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Wisły na terenie arkusza w rejonie Pomorzan, w Śródmieściu, Turzynie (osiedlu Szczecina) i Pogodnie są położone na glinach zwałowych stadiału środkowego zlodowacenia Warty i zalegają pod piaskami i żwirami form kemowych (otw.: 15, 16, 48, 49, 50, 54, 55, 56, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 72, 77, 93, 96, 97, 98, 99, 103 i 104) lub pod piaskami rzecznyymi i wodnolodowcowymi (otw.: 52, 53 i 57) .

Strop omawianych glin zwałowych położony jest na wysokości od 6,0 m n.p.m. (otw. 52) do 23,0 m n.p.m. (otw. 75). Ich miąższość w omawianym rejonie z reguły nie przekracza 20 m. Jedynie w otworach 15 i 73 osiąga ona wartości odpowiednio 22,0 m i 21,0 m.

Gliny zwałowe w obrębie stref osadów zaburzonych glacitektonicznie na obszarze Wzgórz Warszawskich (otw.: 43, 45, 83 i 84), Wzgórz Bukowych (otw. 145, 146, 147 i 151) i Wału Stobniańskiego (otw. 139) tworzą cienkie pokrywy na starszych osadach plejstocenu, neogenu i paleogenu.

Zaburzenia obserwowane w obrębie glin zwałowych, a głównie w ich spągu (fałdy obalone, drobne łuski, spękania, rozerwania torsyjne lamin, przemieszczenia torsyjne, drobne uskoki) należy wiązać ze statycznym naciskiem lądolodu zlodowacenia Wisły napierającego na oporowy masyw starych struktur glacitektonicznych. Lądolód ten jedynie wyrównywał powierzchnię, lecz nie tworzył już własnej spiętrzonej moreny czołowej (Dobrcki, 1982a).

Żwiry i głązy rezydualne powstały w wyniku procesów denudacji glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Miąższość warstw omawianych osadów z reguły nie przekracza 2 m. Ich strop jest położony na wysokości 12,4 m n.p.m. w otworze 80 i około 22 m n.p.m. w otworach: 67, 68 i 69 (przekrój geologiczny A–B). W profilu otworu 36 warstwa głązów o miąższości 1,5 m zalega na wysokości 28,0 m n.p.m.

Piaski i piaski pyłowate oraz mułki piaszczyste zastoiskowe występują w granicach trzech niewielkich powierzchni na terenie Wzgórz Bukowych (zbudowanych z piasków pyłowatych) oraz dosyć dużego obszaru (51,5 ha) w obrębie Równiny Gumienieckiej. W profilu otworu 87 rozpoznano piaski drobnoziarniste o miąższości 2,5 m, które również zaliczono do utworów o tej genezie. W profilu otworu 116 serię tworzą mułki piaszczyste, których strop występuje na rzędnej 17,0 m n.p.m., a miąższość dochodzi do 9 m. W otworze 74 strop osadów zastoiskowych leży na wysokości 3 m p.p.m. (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry lodowcowe, miejscami na łożach septariowych oligocenu dolnego (osadach porwaków), na piaskach i żwirach wodnolodowcowych i na glinach zwałowych, występują w formie pokryw ablacyjnych i pokrywają cały obszar Wzgórz Bukowych oraz duże fragmenty terenu Wzgórz Warszawskich (Dobracki, 1982a). Na Wzgórzach Warszawskich osady te pokrywają gliny zwałowe oraz kry iłów septariowych oligocenu dolnego. Na Wzgórzach Bukowych, gdzie jest większy udział kier osadów piaszczystych miocenu, rozdzielenie poszczególnych osadów jest trudniejsze, dlatego zaznaczono w tym miejscu jedynie piaski i żwiry lodowcowe występujące na glinach zwałowych. Niewielkie powierzchnie piasków lodowcowych zostały rozpoznane również na Równinie Gumienieckiej w południowo-zachodniej części terenu arkusza. Piaski i żwiry lodowcowe na piaskach i żwirach wodnolodowcowych zostały wydzielone na obszarze Wzgórz Bukowych (Dobracki, 1982a).

Mięszczość omawianych utworów jest bardzo zmienna. Waha się w granicach około 2–10 m. Na kulminacji Wzgórz Bukowych, gdzie osady lodowcowe zostały złożone w trakcie deglacjacji arealnej obszaru badań związanej z bryłowym rozpadaniem się lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły, ich mięszczość dochodzi do 30 m. W obrębie piasków występują wkładki i przewarstwienia żwirów, obtoczone żwiry iłówców, wkładki mułków, iłów piaszczystych, glin zwałowych, a także iłów septariowych oligocenu dolnego oraz drobne fragmenty margli kredowych. Omówione utwory w spągu noszą słabe ślady warstwowania, a w stropie są z reguły bezstrukturalne, miejscami zorsztynizowane (Dobracki, 1982a).

Skład petrograficzny opisanych osadów przedstawia się następująco: granity północne (51%), kwarc i kwarcyty (14%), ciemne skały magmowe (10%), wapienie paleozoiczne (11%), lokalne skały węglanowe (9%), piaskowce (1%) i skały metamorficzne (3%). Wyniki analiz cech teksturalnych osadów, wykonanych na próbkach pobranych w trakcie prac zdjęciowych, wskazują na bardzo wysoką zmienność uziarnienia oraz stopnia obtoczenia ziaren. W partiach powierzchniowych do głębokości 5–6 m wyraźnie przeważa frakcja 0,25–0,50 mm (do 80%), w głębszych warstwach wzrasta zawartość frakcji grubszych: 0,5–1,0 mm (35%), 1,0–2,0 mm (20%) i powyżej 2,0 mm (do 35%) (Dobracki, 1982a).

Z opisów profili otworów (otw.: 34, 90, 133, 134, 145, 146, 147, 151 i 158) wynika, że mięszczość osadów lodowcowych jest niewielka, z reguły sięga kilku metrów. Zróznicowanie ukształtowania stropu tych utworów jest spowodowane przez specyfikę przebiegu ich sedymentacji. Wysokość, na której występuje stropowa powierzchnia omawianych osadów, waha się od 22,0 m n.p.m. (otw. 90) do 52,6 m n.p.m. (otw. 146).

Piaski i żwiry ozów. Niski wał ozowy o nieznacznej szerokości został w kilku miejscach przerwany w wyniku zabudowy Szczecina i słabo zaznacza się w morfologii rynny Jeziora

Głębokiego. Wał ten rozciąga się ku północnemu zachodowi dalej na obszar arkusza Dołuje (Piotrowski i in., 2015a), gdzie jego wysokość osiąga większe wartości. Oz jest zbudowany w przewodzie z drobno warstwowanych (ukośnie i horyzontalnie) piasków z domieszką żwirów. Wyniki analizy pomiarów strukturalnych wskazują na południowo-wschodni kierunek transportu materiału wodnolodowcowego. Na zboczach ozu nie występuje pokrywa z osadów gliniastych, nie stwierdzono także glin w jego podłożu. Miąższość serii omawianych utworów na terenie badań wynosi około 8 m (Dobracki, 1982a).

Piaski, mułki, gliny w spływach i żwiry tarasów kemowych, miejscami kemów rozciągają się na poziomach o zróżnicowanej wysokości w centralnej części Szczecina. Omawiane utwory zajmują tereny osiedli Szczecina: Pogodna i Krzekowa od zachodu, Śródmieścia na wschodzie (aż do doliny Odry) oraz Pomorzan na południu. Północna część pola form kemowych przylega do Niecki Niebuszewskiej.

W budowie wewnętrznej form kemowych biorą udział osady piaszczysto-żwirowe przetwarzające się wzajemnie. Grubość warstw utworów piaszczystych wynosi 1–2 m, natomiast żwirowych – do 7,2 m. W ich obrębie znajdują się także cienkie (do 30 cm) wkładki mułków, a niekiedy gliny mułkowato-piaszczyste. Uziarnienie osadów jest bardzo zmienne, a wysortowanie słabe. Przeważa frakcja 0,25–0,50 mm. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej przeważają skały krystaliczne północne (40–45%), wapienie paleozoiczne (do 35%), kwarc (8%), piaskowce (6%) oraz skały lokalne w ilości 6–10% (Dobracki, 1982a). Wśród minerałów ciężkich zaznacza się wyraźna przewaga granatów (32%), amfiboli (19%), epidotu (15%) i cyrkonu (11%) (Kramarska, 1980). Omawiane osady rozpoznano za pomocą otworów: 15, 48, 50, 53, 54, 55, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 72, 77, 103 i 104). Ich miąższość w profilach z reguły nie przekracza 15 m.

Gliny tworzą kopulaste wierzchołki form wraz z cienką pokrywą glin zwałowych lub piasków lodowcowych w postaci pokryw ablacyjnych (Dobracki, 1982a). Utwory takie zostały rozpoznane w najwyższych partiach wzniesień w otworach: 16, 47, 49, 54, 61, 67, 68, 69 i 103. Ich miąższość dochodzi do 4 m.

Piaski z domieszką żwirów tworzą również szeroki i rozległy poziom tarasu kemowego, który towarzyszy Wzgórzom Warszawskim od północy i występuje już na obszarze arkuszy Police oraz Tanowo SMGP (Mojski, 1977a; Chmał, Karbowniczak, 2014, 2015; Piotrowski, Sydor, 2021). Dobracki (1982a) stwierdził również, że „możliwe jest, że osady wodnolodowcowe przylegające od zachodu do krawędzi Wzgórz Warszawskich zostały osadzone w warunkach akumulacji typu kemowego”, co zostało potwierdzone przez autorów aktualizacji arkusza. Mniejszy obszar tarasu kemowego przylega do Równiny Gumienieckiej w południowo-zachodniej części obszaru badań.

W otworze 70 na wysokości 11,4 m n.p.m. występują osady o miąższości 12,0 m. Kolejna niewielka enklawa piasków z domieszką żwirów buduje taras kemowy w północnej części obszaru badań (punkt dok. 1). Wiek osadów w wyniku datowań metodą OSL został określony na $13\,500 \pm 1500$ lat (allorød). Wynik ten nasuwa hipotezę o występowaniu lokalnych lodowców górskich na Wzgórzach Warszawskich.

Omawiane osady zostały rozpoznane również w otworach: 14, 64 i 104. Ich miąższość jest tam zróżnicowana i waha się od kilku metrów (otw. 64 i 104) do kilkunastu metrów, maksymalnie do 26 m (otw. 14).

Piaski i piaski ze żwirami rzeczne i wodnolodowcowe zostały rozpoznane i opisane w dokumentacji otworów, które wykonano w dnie doliny Odry (otw.: 100, 124, 125, 126, 129 i 131). Osady te pokrywają w tym miejscu gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty, a podścielają torfy i gytie, miejscami osady tarasów zalewowych (tabl. II). Ich miąższość dochodzi do ponad 30 m, a strop serii jest położony na wysokości od około 20 m p.p.m. do około 5 m n.p.m. W otworach: 100, 125, 126 i 129 utwory rzeczne i wodnolodowcowe podścielają warstwę gytii. Mogą one też być przykryte torfami holoceniowymi (otw. 124). Piaski ze żwirami zostały również opisane w profilu otworu 150, gdzie występują na wysokości 19,0–23,6 m n.p.m.

Miąższość serii piasków i piasków ze żwirami dochodzi do kilkudziesięciu metrów na obszarze badań. Na powierzchni terenu osady te tworzą na wschód od jeziora Dąbie równiny akumulacyjno-erozyjne wód roztopowych. Są one często zwydmione lub przykryte torfami, a także rozcinają olbrzymie pole kemowe usytuowane w centrum Szczecina (m.in. otw.: 51, 52 i 57). Strop tych utworów jest położony na różnej wysokości – od 30,5 m n.p.m. (otw. 51) do 6,0 m n.p.m. (otw. 101).

Omawiane utwory tworzyły się w środowisku kształtowanym przez dopływ wód z dorzecza Odry oraz z czoła topniejącego lądolodu. W związku z powyższym ich genezę uznano jako rzeczną i wodnolodowcową. Osady te cechują się zmiennością litologiczną. Ich seria składa się z piasków od drobnoziarnistych do średnioziarnistych (otw. 109), z piasków i żwirów (otw. 124) oraz z otoczków (otw. 53).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne w wydmach występują dość powszechnie na powierzchni terenu. Omawiane formy budują piaski drobnoziarniste. Szczególne duże nagromadzenie wydm znajduje się w południowo-wschodniej części terenu arkusza. Kilka wydm zostało przebadanych i opisanych w północno-zachodniej części terenu badań, na obszarze Wzgórz Warszawskich. Wiek osadów wydm na terenie arkusza określono na 9200 ± 1000 lat za pomocą badań metodą OSL w stanowisku w Kijewie (punkt dok. 4). Na podstawie tego wyniku postawiono zatem tezę, że procesy eoliczne zostały

rozpoczęte w środkowej części okresu subatlantyckiego. Wynik analiz (przeprowadzonych tą samą metodą) utworów pochodzących ze stanowiska w okolicy Czarnej Łąki (punkt dok. 2) wynosi 7000 ± 1200 lat. Wiek osadów w obu stanowiskach wskazuje na aktywność eoliczną, przypadającą w tym rejonie na pierwszą połowę holocenu (późny grenland–wczesny northgrip).

Piaski eoliczne, miejscami na piaskach i żwirach lodowcowych, rozpoznano we wschodnim fragmencie terenu arkusza. Są to piaski drobnoziarniste. Osady te są bardzo młode, na co wskazuje wynik badań wieku metodą OSL próbki pobranej w stanowisku w Dąbiu (punkt dok. 3), który wynosi 730 ± 80 lat (późny meghalaj–okres subatlantycki).

Piaski i mułki rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki, miejscami z domieszką rud darniowych i wiwianitu rozpoznano we wschodniej i północno-wschodniej części terenu arkusza.

Piaski i mułki jeziorne występują na powierzchni zachodniej części arkusza terenu Szczecin, na granicy z obszarem arkusza Dołuje (w rynnie Jeziora Głębokiego), oraz wyścielają górną partię Niecki Niebuszewskiej (doliny wód roztopowych ciągnącej się w kierunku WNW–ESE wzdłuż Wzgórz Warszawskich). Osady te tworzą także niewielki obszar na granicy z terenem arkusza Żeliszawiec SMGP. Ich obecność w profilach została odnotowana w otworach: 2, 12, 74 i 82. Strop osadów jest położony na wysokości od około 2 m n.p.m. (otw. 82) do 16 m n.p.m. (w rynnie Jeziora Głębokiego oraz w dolinie Bukowej). Miąższość osadów z reguły nie przekracza 2 m, jednak miejscami dochodzi do 6 m (5,8 m – otw. 82). Piaski i mułki jeziorne zostały opisane również na wysokości 9,5 m n.p.m. w otworze 74 oraz 70,0 m n.p.m. w otworze 2 (usytuowanym w niewielkiej dolince w obrębie Wzgórz Warszawskich). Miąższość omawianych utworów dochodzi tutaj do kilku metrów.

Piaski i gliny deluwialne zalegają miejscami na łąkach septariowych oligocenu dolnego (osadach kier) i na glinach zwałowych. Dobracki (1982a) opisuje je następująco:

Występują na obszarze wysoczyzn, głównie zboczach dolinek i rozcięć erozyjnych, często w ich dnie (suche dolinki denudacyjne) oraz na zboczach zagłębień bezodpływowych. Najczęściej są to piaski różnofrakcyjne, zaglinione lub silnie piaszczyste gliny. Zawierają wyraźną domieszkę części organicznych.

Piaski i żwiry deluwialne zostały rozpoznane m.in. w otworach: 82, 120, 121 i 122. Najczęściej są to osady o miąższości nieprzekraczającej 2 m, choć na obszarze badań stwierdzono też utwory bardziej miąższe (6,4 m w otw. 122; 8,5 m w otw. 120). Ich strop wyróżnia się bardzo zróżnicowanym przebiegiem i występuje na wysokości od około 4 m p.p.m. (otw. 121) do około 86 m n.p.m. (otw. 2). Przeciętnie jest on położony na wysokości około 1 m n.p.m. (otw.: 82, 120 i 122). Utwory te są

reprezentowane przez piaski drobnoziarniste z substancją organiczną i otoczakami (otw. 110) oraz mułki i piaski (otw. 112). Omawiane osady wypełniają dolinę rzeki Bukowej, gdzie ich miąższość dochodzi do kilku metrów. W dolinie Odry znajdują się one również pod warstwą kredy jeziornej, na wysokości nie niższej niż 9,0 m p.p.m., a w dolinie Gręzińca częściowo zalegają na iłach septariowych. Ponadto utwory te zostały rozpoznane na Wzgórzach Bukowych, w dolinkach Stromżyka, Lisiego Potoku oraz Niedźwiedzianki, a także w dnach dolin rozcinających Równinę Gumieniecką oraz pole z formami kemowymi.

Kreda jeziorna znajduje się pod cienką pokrywą torfów na obszarze tarasu zalewowego Odry Zachodniej, w rejonie Ustowa. Według Dobrackiego (1982a) miąższość utworów w tym miejscu dochodzi do 40 m. Warstwy o niedużej miąższości (0,3–0,7 m), zalegające pod torfami, stwierdzono także poblizu Sławociesza, w dolinie Płoni. Omawiane utwory rozpoznano w otworach 13 i 120. W rynn timer doliny Osówki występują one z reguły pod warstwą torfów. W profilu otworu 120 utwory te zalegają pod osadami deluwialnymi. Ich miąższość zanotowana w profilach otworów jest niewielka. Wynosi ona od 0,8 m (otw. 13) do 2,5 m (otw. 120). Kreda jeziorna zawiera wyraźną domieszkę ciemnej substancji organicznej.

c. Holocen

Gytie oraz ich rodzaje (sapropel i dy) występują w spągu osadów organicznych na terenie całego Międzyodrza oraz w wielu miejscach w obrębie tarasu zalewowego wokół jeziora Dąbie. Rozwinęły się one na piaszczystym podłożu (piaskach i piaskach ze żwirami rzecznych i wodnolodowcowych stadiału górn timer zlodowacenia Wisły). Średnia miąższość gytii na obszarze Międzyodrza wynosi 2,7 m, maksymalnie dochodzi do 12,0 m (otw. 126). Omawianą serię osadów tworzą głównie gytie ilasto-wapienne, grubodetrytusowe, o wysokiej zawartości części mineralnych (popielność sięgająca 80%). W profilu gytii stwierdzono występowanie halofitów i pancrzyków okrzemek, co sugeruje ślady wlewów wód morskich (Jasnowski, 1962; Dobracki, 1982a). Strop osadów położony jest na wysokości od 6,0 m p.p.m. (otw. 126 i 127) do 0 m n.p.m. (otw. 110).

Torfy niskie, miejscami na iłach septariowych oligocenu doln timer (osadach porwaków), na glinach zwałowych, na piaskach i żwirach lodowcowych, na piaskach i piaskach ze żwirami rzecznych i wodnolodowcowych, na piaskach i glinach deluwialnych oraz na kredzie jeziornej i na gytiach, zajmują 33% powierzchni lądowej arkusza. Budują one równiny torfowe, zajmujące większą część obszaru Międzyodrza, gdzie występują kryptodepresje. Torfy pokrywają też tereny równin erozyjno-akumulacyjnych wokół jeziora Dąbie i znajdują się w dnach niemal wszystkich większych dolin rzecznych, rynn timer, różn timer typu zagłębień powypiskowych i jeziornych (Dobracki, 1982a).

Na obszarze Międzyodrza torfy zalegają na podłożu piaszczystym (piaskach i piaskach ze żwirami rzecznych i wodnolodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły), przy czym bardzo często w ich spągu występują namuły torfiaste i gytie. Miąższość serii na obszarze Międzyodrza dochodzi do 13 m (Duda, 2013). Według Jasnowskiego (1962) profil torfów terenu Międzyodrza budują następujące utwory: w spągu występują torfy drzewne, wyżej – torfy turzycowo-trzcinowe lub trzcinowe, w których są obecne okrywy okrzemek (co wskazuje na wpływ Morza Litorynowego), a w stropie – torfy turzycowe. Akumulacja osadów organicznych rozpoczęła się u schyłku okresu borealnego, natomiast intensyfikacja tych procesów nastąpiła w okresie subborealnym. Początkowo sedymentacja przebiegała na tarasie pochodzącym z okresu borealnego, a po podniesieniu się poziomu wód Morza Bałtyckiego rozszerzyła ona swój zasięg na obszar tarasu utworzonego w młodszym dryasie. Spowodowało to zjawisko pozornej dwudzielności torfów (Dobrcki, 1982a).

Torfy niskie w otoczeniu mułków i piasków den dolinnych i tarasów zalewowych występują koło Regalickich Łęgów, w pobliżu Sławociesza. Ich szeroki pas ciągnie się od okolic Dąbia aż do północno-wschodniego krańca terenu arkusza, wzdłuż jeziora Dąbie. Torfy na kredzie jeziornej występują na południe od Sławociesza, a miejscami, nad wschodnim brzegiem jeziora Dąbie, zalegają one na piaskach i glinach deluwialnych oraz na piaskach i piaskach ze żwirami rzecznych i wodnolodowcowych.

Strop omawianych osadów w dolinie Odry jest położony na wysokości około od 1 m p.p.m. do 2 m n.p.m. Na Wzgórzach Warszawskich torfy występują w niewielkich zagłębieniach na nieprzepuszczalnych łałach dolnooligocieńskich (krach), glinach zwałowych oraz na piaskach i żwirach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Miąższość opisanych utworów mieści się w granicach od 1,8 m (otw. 110 i 122) do 6,3 m (otw. 126). W dolinie Odry często ich miąższość przekracza 5 m (otw.: 81, 82, 88, 112, 125, 126 i 127).

Piaski stożków napływowych są zlokalizowane u wylotu młodych dolinek erozyjnych i denudacyjnych przy północnej krawędzi Wzgórz Bukowych. Są to piaski różnoziarniste, często z domieszką przemytego materiału gliniastego, który występuje w formie cienkich wkładek.

Mułki i piaski (mady) rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki znajdują się na terenie Międzyodrza, wzdłuż koryt starorzeczy i cieków rozcinających równinę deltową Odry. Są to mułki piaszczysto-ilaste z wkładkami i przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych i pyłowatych o dużej zawartości szczątków organicznych. Miąższość serii tych osadów dochodzi do 2 m. Występowanie mad jest związane z okresami powodziowymi. Rozmywanie bagrowanego urobku składowanego na brzegach kanałów również prowadzi do wtórnego tworzenia się pokryw mad (Dobrcki, 1982a).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Szczecin pod względem tektonicznym znajduje się w obrębie południowej części niecki szczecińskiej (Dadlez, Marek, 1997; Dadlez i in., 1998; Znosko, 1998). Niecka stanowi jednostkę tektoniczną pierwszego rzędu (Znosko, 1998). Od północnego wschodu granicę między wspomnianą niecką a wałem pomorskim wyznacza strefa dyslokacyjna Świnoujścia–Drawska, która zaznacza się również w obrębie wychodni skał kredowych na powierzchni podczwartorzędowej (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979). Strop utworów mezozoicznych tworzących nieckę jest pokryty utworami paleogenu i neogenu i jedynie na północno-wschodnim obrzeżu jednostki znajdują się wychodnie osadów kredy, o czym wspomniano powyżej. Wyznaczają one właśnie granicę stratygraficzną z wałem pomorskim (Znosko, 1998). Od południowego zachodu niecka szczecińska jest oddzielona od bloku Gorzowa strefą dyslokacyjną Pyrzyce–Krzyża (jednostki te stanowią północną część monokliny przedsudeckiej) (Dadlez, 2001). Południowa część niecki charakteryzuje się wyraźnym zaangażowaniem halokinetycznym, co wyraża się występowaniem spęcznień, poduszek i wałów solnych. Dobracki (1982a) tak to opisuje: „Kulminacje te najsilniej zaznaczone w osadach cyklotemu Z2 i przenoszą się w wyższe partie górotworu w osady triasu oraz jury dolnej i środkowej, powyżej amplituda maleje, ale ogólna tendencja wyrażona dodatkowo dyslokacjami oraz syn- i postsedymentacyjnymi zmianami miąższości pozostaje”.

Niecka szczecińska zaczęła formować się w późnej kredzie (późnym turonie), kiedy nasiliły się procesy subsydencji. Efektem tego było osadzenie się osadów santonu, kampanu i mastrychtu o znacznej miąższości (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979; Leszczyński, 2010). Uformowany kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny składa się z szeregu fałdów, synklin i antyklin, o kierunku osi przeważnie NW–SE. Ku południowym brzegom niecki jej przebieg zmienia się na prawie równoleżnikowy (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Leszczyński, 2010).

Dobracki (1982a) w następujący sposób opisał jednostki tektoniczne drugiego i trzeciego rzędu (tabl. III):

Uformowanie struktur drugiego rzędu Dadlez (1974) wiąże z głębłą tektoniką podłoża podcechsztyńskiego wywołującą przemieszczanie się mas solnych oraz ruchami epejrogenicznymi. Struktury te (antyklina Gryfina, synklina Barnisławia, antyklina Szczecina, synklina Tanowa [nazywana też rowem Tanowa lub synkliną Tanowa–Iny – dop. aut.] i dalsze północne [antyklina Krakówka i dalsze położone na północ struktury – dop. aut.]) nakładają się na strefy łagodnie zaznaczonej tektoniki solnej (antykliny nadbudowane są w miejscach tzw. poduszek solnych). Osady mezozoiczne nadbudowujące strefy poduszek i wałów solnych wykazują nieciągłości typu sedymentacyjno-tekto-

nicznego (redukcje ogniw stratygraficznych, redukcja i wzrost miąższości, zmiany litofacjalne, dyslokacje fleksuralne i uskoki).

Wszystkie opisane powyżej cechy wskazują na stałą mobilność obszaru badań, która najsilniej zaznaczała się w późnej jurze i we wczesnej kredzie (Dadlez, Marek, 1997; Dobracki, 1979) oraz występowała również w paleogenie i neogenie, a nawet trwa do chwili obecnej (Schoeneich, 1962a, b; Piotrowski, 1991, 1999b, 2006; Kurzawa, 2004; Piwocki i in., 2004).

W ramach lokalnej struktury antykliny Szczecina wyniesieniu uległy utwory kredy górnej wzdłuż zasadniczej linii dyslokacyjnej zwanej uskokiem dolnej Odry. (Linstow, 1914). Przylegają do niej drobniejsze uskoki schodowe, przez co powstał w tym rejonie zrębowy typ budowy podłoża podczwartorzędowego. Na [tablicy III](#) zaznaczono na wschodnim obrzeżu doliny Odry strefę dyslokacyjną dolnej Odry (Dadlez, 2001), kierującą się ku zachodowi aż do lineamentu Schwedtu–Szczecina (Piotrowski, 1991; Graniczny i in., 1995). Dobracki (1982a) podał następujący opis przebiegu stropu osadów kredowych na terenie badań:

Mobilność „bloków” kredy kontynuowana była w kenozoiku o czym świadczą redukcje ogniw stratygraficznych paleogenu i neogenu (w porównaniu z jednostkami synklinalnymi, np. Tanowa, gdzie zachowany jest pełny profil paleogenu), jak i mezoplejstocenu [plejstocenu środkowego – dop. aut.]. W rejonie Szczecina (Niecka Niebuszewska–Drzetowo) strop utworów kredy górnej układa się na wysokości 10,0 m p.p.m. [70 m p.p.m. – dop. aut.]. Na północ od antykliny Szczecina opada dość gwałtownie (krawędź tektoniczna, która m.in. mogła być przyczyną intensywnych zaburzeń glaci-tektonicznych stanowiąc opór dla nasuwającego się lądolodu na jej przedpolu) do wysokości 120,0 m p.p.m. [132,0 m p.p.m., a pierwotnie nawet większej – dop. aut.]. Strop kredy na południe od antykliny Szczecina opada stopniami (zrębami) do wysokości 90 m p.p.m. (synklina Barnisławia), aby następnie podnieść się w obrębie antykliny Gryfina do wysokości 20,6 m p.p.m.

Na zachód od Szczecina, w południowej części terenu arkusza Dołuje (Piotrowski i in., 2015a, b) strop skał kredowych (na północ od Smolecina) znajduje się na wysokości około 10 m p.p.m., maksymalnie na wysokości 3,5 m p.p.m. (otw. 32). Obniżenie stropu utworów kredy, przemodelowane przez wczesnopaleogeńską sieć rzeczną odzwierciedlającą układ lokalnych struktur (Ciuk, 1972; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976), jest przykryte miąższą serią osadów paleogenu pochodzenia lądowego i morskiego. Transgresja morza we wczesnym oligocenie (tzw. zbiornika rupelskiego) w połączeniu z ruchami podłoża (względne wyniesienia antyklin względem synklin) stała się przyczyną usunięcia osadów paleocenu i eocenu z obecnych wzniesień i zdeponowania miąższych utworów

oligocenu dolnego i górnego. Autor pierwszej wersji opracowania (Dobrcki, 1982a) stwierdził ponadto w kwestii osadów mioceńskich:

Utworzony w miocenie wysoki poziom zasypania (częściowo zachowany najprawdopodobniej w podłożu Wzgórz Bukowych – jeżeli przyjmie się *in situ*, bez zaburzeń typu łusek i odkłuc, zaleganie wysoko zachowanych) został w wyniku silnych procesów erozji w plioplejstocenie [pliocenie i we wczesnym plejstocenie – dop. aut.] niemal całkowicie zniszczony. Następnie procesy egzaracji, erozji subglacialnej i interglacialnej denudacji kolejno wpływały modelująco na ukształtowanie dzisiejszej rzeźby podłoża podczwartorzędowego.

Strop podłoża podczwartorzędowego na większości obszaru badań budują osady paleogenu i neogenu, jedynie w południowo-wschodniej części – utwory miocenu. Na pozostałym terenie występują ility oligocenu dolnego z pojedynczym polem górnooligocieńskich piasków szczecińskich. W środkowym fragmencie terenu znajdują się wysoko wyniesione bloki tektoniczne złożone ze skał węglanowych kredy górnej. Podłoże w obrębie antykliny Szczecina najwyżej przebiega na wysokości około 50,0 m p.p.m. Oś wyniesienia układu się w kierunku WNW–ESE. Wokół elewacji występują osady oligocenu dolnego, często spiętrzone lub zaburzone glacitektonicznie.

Strop powierzchni podczwartorzędowej jest najwyżej położony w podłożu Wzgórz Bukowych, gdzie osady miocenu zalegają na wysokości do 20 m n.p.m. (tabl. III). Dobrcki (1982a) tak tłumaczył tę kwestię: „Wiąże się to zarówno z poziomem wysokiego zasypania mioceńskiego, jak i wyciśnięciami (złuskowaniami) utworów mioceńskich [...]”. W północnej części obszaru badań podłoże utworów czwartorzędu oscyluje na wysokości 130–150 m p.p.m. i tworzy płaskodenną depresję o charakterze egzaracyjnym, przechodzącą dalej się na obszar arkusza Police. Występowanie glaci-depresji wraz z elewacją glacitektonicznie spiętrzonych osadów pozwala na określenie ich terminem glacijotektonopary (Baraniecka, 1975). Obniżenie stropu podłoża kontynuuje się na wysokości Pomorza i biegnie dalej w kierunku południowo-wschodnim na Międzyodrze. W jego dnie występują osady oligocenu dolnego. Najniżej strop podłoża leży w otworze 117, gdzie występuje na wysokości 160,7 m p.p.m. W obrębie omówionych obniżen stwierdzono najpełniejszy profil osadów czwartorzędowych, z kolei w ramach antykliny Szczecina jest on zredukowany, gdyż tworzą go utwory wieku dopiero od zlodowaceń środkowopolskich. Świadczy to o kontynuacji w czwartorzędzie względnych ruchów pionowych, których maksimum intensywności przypadło na interglacjał mazowiecki.

Tablica II obrazuje całkowite rozdzielenie Wału Stobniańskiego (w rejonie Siadła Dolnego, na zachodnim skraju przekroju geologicznego C–D) od Wzgórz Bukowych (w rejonie Podjuch).

Pierwotnie wzgórza te tworzyły całość (glacielewację), którą została rozczłonkowana w trakcie zlodowaceń w wyniku głębokiej erozji i egzaracji.

Elementy rzeźby powierzchni podczwartorzędowej (tabl. III) określono odpowiednio terminami glacidepresja (na północ od zrębu antykliny Szczecina) i glacielewacja (Wzgórz Bukowe i Wał Stobniański) w celu podkreślenia roli procesów glacitektonicznych w ukształtowaniu morfologii podłoża. Na tablicy III oznaczono również strefy zaburzeń osadów paleogenu i neogenu oraz granice mniej rozległych porwaków osadów kredowych w poszczególnych dzielnicach (osiedlach) Szczecina (w Zdrojach i Podjuchach, także rejon Żelechowej) w obrębie makrostruktur tworzących Wzgórz Warszawskie w północno-zachodniej części terenu oraz wał Wzgórz Bukowych w jego południowo-wschodnim fragmencie. Tablica III oraz przekroje geologiczne (A–B oraz C–D) prezentują budowę geologiczną, z której jasno wynika, że na terenie badań występowały w plejstocenie procesy glacitektoniczne o wysokiej intensywności, co znajduje odzwierciedlenie we współczesnej rzeźbie terenu arkusza Szczecin oraz obszarów sąsiednich arkuszy SMGP.

Na terenie arkusza można wyróżnić trzy fazy zaburzeń glacitektonicznych. Procesy te były uwarunkowane zrębowo-zapadliskową budową geologiczną podłoża czwartorzędowego. Na etapie wkroczenia lądolodów zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 doszło do zasadniczego przekształcenia podłoża silnie zróżnicowanego przez wcześniejszą erozję rzeczną w pliocenie i we wczesnym plejstocenie. W tym czasie powstały glacidepresja na północ od zrębu antykliny Szczecina i rozległy ciągły łuk glacielewacji Wzgórz Bukowych oraz Wał Stobniański na terenie przyległego od zachodu arkusza Dołuje (Piotrowski, 1981a, b, 2006, 2021). Na obszarze badań widoczny jest wschodni skraj Wału Stobniańskiego w okolicy Siadła Dolnego. W czasie stadiału środkowego zlodowacenia Warty doszło do drugiej fazy zaburzeń glacitektonicznych; odłożone zostały wtedy w formie łusek osady paleogenu, w mniejszym stopniu już neogenu, na obszarze Wzgórz Warszawskich. Należy zwrócić uwagę, że 120-metrowe (mięszce i zaburzone) wyżej opisane utwory są podścielone glinami kilku zlodowaceń (Piotrowski, 1981a, b) zdeponowanych w glacidepresji leżącej na północ od antykliny Szczecina. W tej fazie łuk glacielewacji Wzgórz Bukowych i Wału Stobniańskiego został zdeformowany i dodatkowo wypiętrzony. Głęboka erozja rzeczna w interglacjale eemskim i egzaracja lądolodów zlodowaceń północnopolskich rozczłonkowała wyżej wspomnianą glacielewację i makrostrukturę Wzgórz Warszawskich. Powstała wówczas dolina Odry. Opisaną separację struktur wyraźnie widać na odcinku przekroju geologicznego A–B, wyznaczonym w kierunku rynny w rejonie Niebuszewa, oddzielającej Wzgórz Warszawskie od wysoczyzny śródmieścia Szczecina i od Wału Stobniańskiego. Jest to czytelne na terenie sąsiadującego od zachodu arkusza Dołuje (Piotrowski, 1981a, b; Piotrowski i in.,

2015a, b). W trzeciej fazie zaburzeń glacitektonicznych nastąpiły również przypowierzchniowe i płytkie deformacje, które spowodował lądolód zlodowaceń północnopolskich.

Wobec przedstawionych powyżej faktów zasadne jest stwierdzenie, że imponujące w rzeźbie Wzgórza Szczecińskie (Wzgórza Warszawskie i Wzgórza Bukowe) nie stanowią moreny czołowej zlodowaceń północnopolskich, lecz słusznie nazywa się je „starymi wzgórzami glacitektonicznie spiętrzonymi” (Karczewski, 1965; Piotrowski, 2006).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Pod koniec karbonu między strefą krawędziową platformy wschodnioeuropejskiej a górotworem waryscyjskim powstała bruzda środkowopolska, której strefa osiowa w przybliżeniu pokrywa się z dzisiejszym położeniem antyklinorium pomorskiego (Marek, Pajchłowa, red., 1997). Od cechsztynu do późnej kredy stanowiła ona główną drogę transgresji morskich i stopniowo ulegała pograżaniu pod wpływem ciężaru osadzanego materiału (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979).

Obszar arkusza Szczecin jest położony w obrębie niecki szczecińskiej, która zaczęła się formować w późnej kredzie (późnym turonie). W tym czasie pod naporem mas skalnych nasilało się zjawisko subsydencji. Transgresje i regresje morskie spowodowały zmiany środowisk sedymentacyjnych. W późnym cenomanie w obrębie niecki szczecińskiej nastąpiło uruchomienie mobilności mas solnych w strefie antyklin i poduszek solnych, co spowodowało akumulację osadów o mniejszej miąższości – w profilu zaznaczyły się wapień o unikatowym czerwonym zabarwieniu (Leszczyński, 2010). W późnym turonie na skutek nasilenia się subsydencji miąższość osadów w niecce szczecińskiej wzrosła do 250 m; osadziły się wówczas utwory litofacji węglanowej oraz opoki mułowcowe. Na przełomie kampanu i mastrychtu występowała maksymalna subsydencja w zbiorniku, co zaowocowało zdeponowaniem osadów litofacji węglanowej i kredy piszącej o miąższości około 400 m (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979; Leszczyński, 2010). Rozpoczął się proces inwersji bruzdy środkowopolskiej i wypiętrzania antyklinorium pomorskiego.

We wczesnym paleogenie na terenie badań nastąpiła intensywna denudacja osadów kredy i jury górnej (Leszczyński, 2010). W paleogenie wyraźnie nasiliły się epejrogeniczne ruchy polifazy laramijskiej orogenezy alpejskiej, stąd ciągłość sedymentacji ograniczyła się tylko do rowów tektonicznych ogrodzonych strukturami fleksurowo-uskokowymi (Dobrcki, 1977). Rejon antykliny Szczecina prawdopodobnie w paleocenie był lądem lub bardzo płytkim zbiornikiem, w którym uległy zdeponowaniu płytkowodne osady eocenu. Występują one obecnie na wysokości 120–130 m p.p.m. w synklinie Stepnicy, na obszarze arkusza Police (Piotrowski, Sydor., 2021). Na terenie badań utwory eoceńskie nie zachowały się. Dobrcki (1982a) podał następujące wytłumaczenie:

Postępująca od Morza Północnego transgresja morska doprowadziła do zerodowania (przy współudziale względnych ruchów podnoszących) osadów eocenu. Efektem jest zaleganie rupelskiej serii ilów septariowych i mułowców oligocenu dolnego bezpośrednio na wapienno-marglistych osadach kredy górnej. Po szybkim wycofaniu zbiornika oligoceńskiego, rozpoczyna się krótkotrwały etap akumulacji litoralnej (piaski szczecińskie).

Przez cały miocen, po regresji morza, przeważała akumulacja jeziorna w płytkich i izolowanych zbiornikach. Utwory mioceńskie zostały zakumulowane na poziomie prawdopodobnie ponad 20 m n.p.m. (Uniejewska, Nosek, 1975a, b, 1977), natomiast w obrębie Wzgórz Bukowych zalegają one na wysokości 120 m n.p.m., gdzie występują w łuskach (Dobrcki, 1982a).

Profil utworów czwartorzędu rozpoczyna się osadami lodowcowymi zlodowacenia Narwi (tab. 2), które na terenie arkusza Szczecin występują na wysokości około 125–150 m p.p.m. (otw. 99). Gliny tego wieku zostały także nawiercone w otworze w Przęsocinie (otw. 89) na obszarze arkusza Police, gdzie są one przemieszane z ilami oligocenu z podłoża podczwartorzędowego. (Kucharewicz, red., 1981; Piotrowski, Sydor, 2021). Na terenie badań utwory te mogą występować w jego najbardziej wysuniętej na północ części, w dnie rozległego obniżenia egzaracyjnego pomiędzy antykliną Szczecina i antykliną Krakówka–Trzebieży oraz w okolicy Pomorzan. Nie potwierdzono ich obecności na pozostałej części obszaru; zostały one najprawdopodobniej usunięte w wyniku silnej denudacji przypadającej na czas interglacjału augustowskiego.

Łądolody zlodowaceń południowopolskich (Sanu 1 i Sanu 2) wkroczyły na obszar arkusza i pogłębiły płaskodenne obniżenie egzaracyjne znajdujące się na przedpolu antykliny Szczecina. Zaburzyły one również osady oligoceńskie w obrębie wspomnianego obniżenia. Był to pierwszy etap zaburzeń glacitektonicznych (Dobrcki, 1982a; Piotrowski, Sydor., 2021). Utwory tego wieku zachowały się również w obrębie głębokich dolin o kierunku NNW–SSE (Gumieńce–Ustowo–Kurów–Podjuchy).

W interglacjale mazowieckim bardzo silne procesy denudacji i synchroniczne względne ruchy podnoszące w strefie synkliny Szczecina doprowadziły do prawie całkowitego usunięcia osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych zlodowaceń południowopolskich. Jest możliwe, że pozostały one jedynie w obrębie egzaracyjnego obniżenia w północno-wschodniej części terenu arkusza, na zapleczu antykliny Krakówka–Trzebieży, w sytuacji geologicznej podobnej do znanej już z obszaru arkusza Gryfino (Dobrcki, 1980a, b). Silna denudacja w czasie interglacjału sięgnęła na wysokość 40–90 m p.p.m. i spowodowała znaczne zróżnicowanie powierzchni, w tym także podniesionych *en bloc* zrębów zbudowanych z utworów kredowych z nadległymi osadami oligocenu. Na tak wypreparowaną powierzchnię wkroczył łądolód zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Odry).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Mułki i piaski (mady) rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki — $ma^f Q_h$ Piaski stożków napływowych — Q_h^{sp} Torfy niskie — $ti Q_h$ Gytie — $gy Q_h$	Akumulacja i erozja rzeczna facji powodziowej, także osadów organicznych Splukiwanie osadów, akumulacja u wylotów dolinek Akumulacja osadów organicznych w warunkach bagiennych Rozwój torfowisk Akumulacja osadów mineralno-organicznych w warunkach bagiennych
				Kreda jeziorna — $kj Q$ Piaski i gliny deluwialne — $pg^d Q$ Piaski i mułki jeziorne — $li^i Q_{pm}$ Piaski i mułki rzeczne den dolinnych i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m n.p. rzeki, miejscami z domieszką rud darniowych i wiwianitu — $pm^f Q$ Piaski eoliczne — $p^e Q$ Piaski eoliczne w wydmach — $p^e Q^{\text{w}}$	Akumulacja osadów mineralno-organicznych w warunkach bagiennych Procesy zboczowe i soliflukcyjne, akumulacja osadów u podnóży zboczy, w dolinach i zagłębieniach bezodpływowych Akumulacja jeziorna w obrębie zanikających jezior powypotiskowych Akumulacja i erozja rzeczna facji powodziowej, miejscami akumulacja bagienna Akumulacja eoliczna – powstawanie pokryw eolicznych Akumulacja eoliczna – powstawanie wydm parabolicznych, barchanów, wałów wydmowych
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Piaski i piaski ze żwirami rzeczne i wodnolodowcowe — $ppz^{ffg} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski, mułki, gliny w spływach i żwiry tarasów kemowych, miejscami kemów — $pmgz^{\text{tk}} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry ozów — $pz^{\text{o}} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry lodowcowe — $pz^g Q_{p^4}^{B3}$

C z w a r t o r z ę d

P l e j s t o c e n

Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadial górny	<p>Piaski i piaski pyłowate oraz mułki piaszczyste zastoiskowe — ${}_{pppy}^b Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Żwiry i głazy rezydualne — ${}_{zgz}^r Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Iły pyłowato-piaszczyste, piaski i mułki zastoiskowe — ${}_{ipyyp}^g Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Akumulacja zastoiskowa w zagłębieniach po martwym lodzie</p> <p>Denudacja, rozmywanie poziomu glin</p> <p>Akumulacja i egzaracja lodowcowa</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w licznych i niewielkich zbiornikach na powierzchni moreny dennej w strefie martwego lodu. Akumulacja zastoiskowa w głębokiej rynnicy Jeziora Głębockiego</p> <p>Akumulacja i erozja wodnolodowcowa z etapu transgresji lądolodu</p>
Interglacja eemski				Akumulacja i głęboka erozja rzeczna
Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadial środkowy	<p>Piaski i mułki zastoiskowe — ${}_{pm}^b Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Głazy i żwiry z głazami rezydualne — ${}_{gz}^r Q_{p^3}^{W2}$</p> <p>Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^3}^{W2}$</p>	<p>Akumulacja zastoiskowa</p> <p>Denudacja, rozmywanie poziomu glin</p> <p>Akumulacja i egzaracja lodowcowa</p>
		Stadial dolny	<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż}^{fg} Q_{p^3}^{W1}$</p> <p>Piaski i mułki zastoiskowe — ${}_{pm}^b Q_{p^3}^{W1}$</p> <p>Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^3}^{W1}$</p> <p>Piaski wodnolodowcowe — ${}_{p}^{fg} Q_{p^3}^{W1}$</p> <p>Piaski, mułki i iły zastoiskowe — ${}_{pmi}^b Q_{p^3}^{W1}$</p>	<p>Akumulacja i erozja wodnolodowcowa z etapu regresji lądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa z etapu regresji lądolodu</p> <p>Akumulacja i intensywna egzaracja lodowcowa</p> <p>Zaburzenia glacitektoniczne</p> <p>Akumulacja i erozja wodnolodowcowa z etapu transgresji lądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa na przedpolu transgredującego lądolodu</p>
	Zlodowacenie Odry	Stadial górny	<p>Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^3}^{O3}$</p> <p>Iły pyłowato-piaszczyste, mułki i piaski zastoiskowe — ${}_{ipyyp}^b Q_{p^3}^{O3}$</p>	<p>Akumulacja i egzaracja lodowcowa</p> <p>Zaburzenia glacitektoniczne</p> <p>Akumulacja zastoiskowa</p>
Interglacja wielki	Interglacja mazowiecki			<p>Denudacja</p> <p>Ruchy podnoszące w obrębie synkliny Szczecina</p>
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Stadial dolny	<p>Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^2}^{G1}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż}^{fg} Q_{p^2}^{G1}$</p>	<p>Akumulacja i egzaracja lodowcowa</p> <p>Ruchy glaciostatyczne</p> <p>Akumulacja i erozja wodnolodowcowa z etapu transgresji lądolodu</p> <p>Silna denudacja stropowej części niżej występujących glin lodowcowych</p>
	Zlodowacenie Sanu 1	Stadial dolny	<p>Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^2}^{S1}$</p>	<p>Akumulacja i egzaracja lodowcowa</p> <p>Ruchy glaciostatyczne</p>

Czwartorzęd	Plejstocen	Interglacjał augustowski			Denudacja
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi		
				Gliny lodowcowe — $_{gzw}^g Q_p^A$	
				Piaski i mułki, miejscami z węglem brunatnym, miocenijskie jako kry w utworach plejstocenijskich — $_M Q_p$ Piaski kwarcowe górnooligocenijskie jako kry w utworach plejstocenijskich — $_{OI_3} Q_p$ Iły septariowe dolnooligocenijskie jako kry w utworach plejstocenijskich. — $_{OI_1} Q_p$ Margle, kreda pizująca i wapienie górnokredowe jako kry w utworach plejstocenijskich — $_{Cr_3} Q_p$	Egzaracja lodowcowa, tworzenie się kier lodowcowych w wyniku odkłucia od podłoża, zaburzenia glacitektoniczne, powstawanie struktur w formie łusek
Neogen	Pliocen				Warunki lądowe Denudacja, odnawianie wczesnopaleo-geenijskiej sieci rzecznej, w efekcie silne urozmaicenie morfologiczne powierzchni podczwartorzędowej
	Miocen			Piaski, piaskowce, mułki i węgiel brunatny — $_{ppc} M$	Akumulacja w warunkach spływającego się zbiornika jeziornego Utworzenie miocenijskiej powierzchni zasypiania na wysokości najprawdopodobniej około 20 m n.p.m.
Paleogen	Oligocen	Oligocen górny		Piaski kwarcowe (piaski szczecińskie) — $_{pQ} OI_3$	Krótkotrwały etap akumulacji w strefie litoralnej
		Oligocen dolny		Iły septariowe, ilowce i piaski glaukonitowe — $_{ise} OI_1$	Spłylenie zbiornika i wzrost dostawy materiału terygenicznego Akumulacja w warunkach otwartego zbiornika morskiego, naprzemiennie spływającego się i pogłębiającego Transgresja morza (zbiornik rupelski) przy synchronicznym udziale względnych ruchów wznoszących
	Eocen				Nasilenie ruchów polifazy laramijskiej orogenezy alpejskiej Kontynuacja względnych ruchów wznoszących w obrębie lokalnych struktur antyklinalnych
	Paleocen				Intensywna denudacja na obszarze lądowym oraz akumulacja w strefie litoralnej i w estauriach płytkich zbiorników
Kreda	Kreda górna	Mastricht		Margle, kreda pizująca, wapienie, zlepińce i opoki z czertami — $_{mekp} Cr_m$	Ruchy polifazy laramijskiej orogenezy alpejskiej (okresowe spłylenie zbiornika)
		Kampan		Margle ilaste i margle piaszczyste, wapienie, opoki margliste oraz kreda pizująca — $_{mei} Cr_{cp}$	Akumulacja w warunkach regresji morza szelfowego. Przewaga litofacji kredy pizującej i wapieni marglistych

Poziom glin tego zlodowacenia zachował się w strefach znacznych obniżen na glinach zlodowaceń południowopolskich.

Osady stadiału dolnego zlodowacenia Warty (zastoiskowe, wodnolodowcowe i lodowcowe) znajdują się na znacznym obszarze, a występujące w nich przewarstwienia utworów oligocenu i kredy wskazują na rozpoczęcie się w tym czasie drugiej fazy zaburzeń glacitektonicznych. Piaski rzeczne interstadiału rozdzielające w profilu osady stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty zachowały się prawdopodobnie w zachodniej części terenu arkusza i zostały stwierdzone na obszarach sąsiednich arkuszy (Dołuje i Police). Nasunięcie lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty poprzedziła akumulacja regresywnej serii utworów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Stosunkowo miększa i rozległa seria osadów zastoiskowych ma znaczenie przewodnie dla lokalnej stratygrafii. Poziom lodowcowy stadiału środkowego zlodowacenia Warty reprezentują gliny zwałowe stanowiące na obszarze badań trzeci poziom zaburzeń glacitektonicznych i zawierające większą część porwaków skał podłoża. Spiętrzenia tych utworów bardzo wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie terenu Szczecina i okolic. W stropie glin występują osady płytkiego i spokojnego zastoiska. Po ustąpieniu lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty, w wyniku silnej denudacji w czasie interstadiału, doszło do regionalnego speneplenizowania obszaru. Powstały również głębokie rozcięcia rozczłonkujące Wzgórze Szczecińskie w obrębie obszaru badań na trzy odrębne jednostki fizycznogeograficzne: południową część Wzgórz Warszawskich, południowy skraj Wału Stobniańskiego oraz północny fragment Wzgórz Bukowych.

Wkraczający lądolód stadiału górnego (głównego) zlodowacenia Wisły (zlodowaceń północnopolskich) egzaracyjnie ścinał powierzchnie szczytowe wzgórz, a także zredukował wschodnie części wzniesień w kierunku wyznaczonym przez dolinę Odry. Ta działalność lądolodu szczególnie zaznacza się na wschód od Wzgórz Bukowych, gdzie ich korzeniowe partie zachowały się płytko poniżej powierzchni terenu, co jest to udokumentowane na terenach przyległych do obszaru badań od wschodu arkuszy SMGP: Wielgowo (Ruszała, 1986, 1988), Stargard Szczeciński (Piotrowski i in., 2013a, b) i Stare Czarnowo (Ruszała, 1995, 1999). Akumulację lodowcową zlodowacenia Wisły poprzedziło złożenie serii osadów wodnolodowcowych. Poziom lodowcowy jest reprezentowany przez nierozdzielone gliny zwałowe. Powstanie ich stropowych partii, podobnie jak genezę osadów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej występujących powyżej poziomu tych glin, należy wiązać z deglacją obszaru w czasie stadiału górnego omawianego zlodowacenia. W wyniku deglacji arealnej został nadbudowany poziom starej wysoczyzny na terenie Wzgórz Bukowych, co nastąpiło poprzez utworzenie miększej powłoki rzecznych i wodnolodowcowych osadów piaszczysto-żwirowych na wczesnym etapie zaniku stagnującego, a następnie rozpadającego się i zanikającego

lądolodu. Etapowość tego typu deglacji wyraziła się w obecnej rzeźbie terenu występowaniem tarasów kemowych, załamaniem profilu podłużnego dolinek i zawieszeniem ich ujściowych odcinków w obrębie Wzgórz Bukowych, a także lokalnie zachowanymi krawędziami w obrębie rozległych form kemowych czy też tarasów równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych. Gdy lądolód zlodowaceń północnopolskich stopniowo odstępował od Wzgórz Warszawskich, na jego przedpolu (na południe od Wzgórz) tworzyły się etapowo w coraz bardziej rozległych przetainach (jeziorach) tarasy kemowe i kemy. Poszczególnym etapom tego procesu odpowiadają poziomy akumulacyjne w obrębie tych form występujące na zróżnicowanej wysokości i nawiązujące do takich samych wzniesień na zachodnim skłonie Wzgórz Warszawskich (na obszarze arkusza Dołuje) oraz ciągów wyniosłości po ich północnej stronie (na terenie arkusza Police).

W trakcie deglacji obszaru podczas ostatniego zlodowacenia, po kilku etapach przebudowy, doszło również do ostatecznego wykształcenia generalnego przebiegu obecnej doliny dolnego odcinka Odry, a także utworzenia płaskiej powierzchni równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych wraz z jej głębokim rozcięciem erozyjnym, powstałym we wczesnym etapie Bałtyckiego Jeziora Lodowego (Dobrcka, 1983; Piotrowski, 1999a).

U schyłku zlodowacenia Wisły na poziomach tarasów równin erozyjno-akumulacyjnych wystąpiła działalność procesów eolicznych (zasadnicza faza wydmotwórcza). W holocenie wydmy dalej ulegały przekształcaniu na skutek działalności człowieka i pożarów. Na początku holocenu powstało głębokie rozcięcie późnoglacialnych osadów rzecznych. Kolejne wahnięcia poziomu bazy erozyjnej związanej z rozwojem Morza Bałtyckiego (etapy Jeziora Ancylusowego i Morza Litorynowego) doprowadziły do utworzenia się najmłodszego poziomu zasypania (taras borealny) i rozwoju akumulacji organicznej. Ekspansja torfowisk nasiliła się w okresie subborealnym, a w okresie subatlantykim, na skutek podniesienia poziomu wód Zalewu Szczecińskiego, część z nich została zatopiona.

W okresie preborealnym i borealnym na obszarze badań pojawiają się pierwsze ślady człowieka (stanowisko Szczecin-Radolin – Czarniecki, 1970). Czas powstania znacznie liczniejszych stanowisk archeologicznych na terenie osiedli Szczecina (Płoni, Jezierzyc, Sławocieszka i Podjuch) przypada na okres atlantycki (Dobrcki, 1982a). Osady (formy i pozostałości antropogeniczne) kultury łużyckiej datowane na epokę brązu i epokę żelaza są znajdowane w niemal całym Szczecinie. Działalność człowieka we wczesnym średniowieczu miała wpływ na rzeźbę terenu obecnego śródmieścia. Średniowieczny Szczecin otaczały fosy, a z racji braku miejsca podgrodzie (podzamcze) budowano na nasypach. Budowa fortyfikacji w połowie XVIII w. doprowadziła do znacznego przekształcenia rzeźby terenu. W 1878 r. po decyzji o usunięciu fortyfikacji miasto zbudowano nie tylko na wysoczyźnie obecnego śródmieścia, ale również w obrębie szerokiej na 3 km dolinie Odry, na

palach i nasypach (Piotrowski, Relisko-Rybak, 2010; Piotrowski, Schiewe, 2010). Zapotrzebowanie na surowce na potrzeby budownictwa doprowadziło do eksploatacji złóż, a w konsekwencji do powstania wyrobisk po skałach węglanowych (wieku kredowego), iłach (wieku oligoceńskiego), glinach i piaskach plejstocenijskich oraz torfach holocenijskich. Przykładem wykorzystania wyrobiska po eksploatacji (w tym przypadku) piasków i torfów jest Kanał Leśny (Kanał Odyńca), który jest równoległy do zbudowanego w tym czasie nasypu kolejowego. Osady z pogłębiania szlaków wodnych (tzw. refulaty) są składowane na równinach torfowych i tarasach Odry w celu ich uzdatnienia na rzecz budownictwa. Powstały składowiska odpadów komunalnych, na których przetrzymuje się także gruz ze zniszczonego w bombardowaniach lotniczych w latach 1940–1945 miasta.

IV. PODSUMOWANIE

Aktualizacja opracowania obszaru objętego granicami arkusza Szczecin SMGP została zrealizowana czterdzieści lat po wykonaniu jego pierwszej wersji (Dobrcki, 1982a, b). Od tego czasu stan wiedzy o budowie geologicznej osadów przypowierzchniowych zmienił się w dużym stopniu.

W ramach prac aktualizacyjnych na potrzeby opracowania arkusza w latach 2019–2021 autorzy mieli możliwość skorzystania z nowych metod badawczych. Szczególnie przydatny okazał się numeryczny model terenu (NMT) umożliwiający przeprowadzenie szczegółowej analizy form geomorfologicznych oraz powierzchni niemych informacyjnie w poprzedniej edycji ze względu na brak danych geologicznych na obszarze występowania nasypów. Powierzchnie zajmowane przez formy antropogeniczne zostały sklasyfikowane według ich rodzajów z jednoczesnym opisem form występującymi pod nimi.

Informacje pozyskane z nowych profili otworów hydrogeologicznych i dokumentacji geologiczno-inżynierskich umożliwiły bardziej szczegółowe wyznaczenie granic wydziałów geologicznych. W ramach prac aktualizacyjnych wykonano nowe przekroje geologiczne A–B i C–D (*tabl. II*).

Ponownie przeanalizowano profile otworów wiertniczych. Jednocześnie uwzględniono nowe dane pochodzące z profili następujących otworów: dziesięciu dowiercających się do stropu osadów kredy (otw.: 11, 61, 63, 64, 72, 83, 104, 106, 109 i 111), pięciu sięgających do utworów paleogenu (otw.: 43, 96, 99, 117 i 128) i jednego dokumentującego strop skał neogenu (otw. 158). Umożliwiło to wykonanie najbardziej aktualnego szkicu geologicznego podłoża osadów czwartorzędu (*tabl. III*). Część opisów otworów (wykonanych przed 1945 r.), których profile do tej pory uznawano za potwierdzające spąg utworów kredy, okazała się być dokumentacją osadów porwaków (otw. 84). Opis profilu otworu 84 w poprzedniej edycji mapy obszaru badań był traktowany jako udokumentowanie

spągu margli *in situ*, jednak dane pozyskane z wykonanego później sąsiedniego otworu (otw. 83) wyjaśniły ostatecznie, że skały kredowe nawiercone w tych otworach są porwakami. Przedmiotem analiz były także nowe dane geologiczne uzyskane przede wszystkim z dokumentacji geologiczno-inżynierskich. Łączna liczba otworów wiertniczych na mapie dokumentacyjnej sięgnęła 555. Na mapie geologicznej umieszczono 158 otworów. Z tej liczby 36 otworów dokumentuje kry osadów podłoża i stanowi 22,8% całości.

W zakresie geologii podstawowej rozwiązano wiele problemów bądź nakreślono zagadnienia, z których najistotniejszymi są:

- opracowanie obrazu ukształtowania podłoża podczwartorzędowego i odtworzenie stylu jego rzeźby będącej efektem działalności egzaracyjno-erozyjnej lądolodów (dominują takie formy rzeźby podłoża, jak depresja glacydynamiczna, elewacje glacitektoniczne i doliny powstałe w wyniku erozji rzecznej lub subglacialnej);
- stwierdzenie niewielkiej miąższości i znacznego zredukowania utworów glacialnych zlodowacenia Odry i stadiału dolnego zlodowacenia Warty oraz braku osadów zlodowaceń południowopolskich w strefie wypiętrzenia mezozoicznego zrębu Szczecina (przewaga procesów glacialimnicznych nad glacialnymi);
- wykazanie wyraźnych powiązań pomiędzy procesami młodych ruchów tektonicznych, denudacji, egzaracji i glacitektoniki a formowaniem się rzeźby podłoża podczwartorzędowego i wewnętrznej struktury osadów czwartorzędowych;
- potwierdzenie występowania trzech poziomów glacialnych zlodowaceń środkowopolskich i tym samym przypisanie im zasadniczego wpływu na formowanie budowy geologicznej osadów czwartorzędu obszaru badań;
- określenie zasięgu etapów (generacji) zaburzeń glacitektonicznych i ich roli w utworzeniu wysoczyzn Wzgórz Szczecińskich (Wału Stobniańskiego, Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych);
- omówienie stylu rzeźby powierzchniowej Wzniesień Szczecińskich i jego powiązań z budową geologiczną oraz procesami peryglacialnymi i postglacialnymi i ustalenie, że kry osadów o zróżnicowanej stratygrafii są rozproszone w osadach lodowcowych, jeziorno-lodowcowych i wodnolodowcowych;
- uznanie, że Wzgórze Warszawskie i Wzgórze Bukowe są starymi strukturami glacitektonicznie zaburzonymi w trakcie starszych zlodowaceń niż zlodowacenia północnopolskie, a następnie powierzchniowo przemodelowane i nadbudowane w czasie stadiału górnego zlodowacenia Wisły;

- dokładne prześledzenie profilu osadów zlodowacenia Wisły i przebiegu procesów związanych z deglacjacją obszaru, co pozwoliło na uznanie występowania jednego poziomu glacialnego reprezentującego profil stadiału górnego tego zlodowacenia;
- uwzględnienie bardzo znacznej roli procesów akumulacji wodnolodowcowej z wczesnych etapów recesji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły, a następnie faz stagnacji i faz martwego lodu, co doprowadziło do nadbudowy Wzgórz Bukowych, częściowo Wzgórz Warszawskich (partii brzeżnych), oraz do głębokiego rozcięcia w dnie obecnej doliny Odry;
- zwrócenie uwagi na etapowy przebieg procesów deglacjacji arealnej przejawiający się w rzeźbie terenu obecnością krawędzi tarasów kemowych na zróżnicowanej wysokości, lokalnych krawędzi załamania form kemowych i tarasów równin erozyjno-akumulacyjnych wód roztopowych.

Dokonano szczegółowej oceny zaburzeń glacitektonicznych w obrębie Wzgórz Szczecińskich pod względem strukturalno-kinetycznym. Występują dwa typy deformacji – proglacialne i subglacialne. Na etapie subglacialnym zasięg tych deformacji był mniejszy, a miąższość zaburzonych osadów osiąga 15 m, co można ocenić po skutkach działalności lądolodu ostatniego zlodowacenia. Egzaracyjne zniszczenia Wzgórz Szczecińskich były szczególnie intensywne na kierunku doliny Odry (strumień cedyński lobu Odry – Piotrowski, 2006) oraz jeziora Miedwie (strumień choszczeński).

Nowe dane geologiczne uzyskane po 1982 r. niestety nie rozwiązały wszystkich problemów związanych ze stratygrafią i hipsometrią podłoża. Informacja geologiczna dotycząca obszaru arkusza Szczecin jest bardzo zróżnicowana jakościowo i ilościowo. Zagęszczenie danych z płytkich profili o głębokości do 5 m (szczególnie na terenach rozbudowujących się osiedli Szczecina w obrębie Wzgórz Warszawskich) jest mało przydatne na potrzeby mapy w skali 1:50 000. Uzmysławia ono jedynie stopień skomplikowania procesów glacitektonicznych, które tworzą dość bezładny (małe powierzchnie zaburzeń ilów septariowych pośród osadów lodowcowych) obraz powierzchniowej mapy geologicznej. Trudno jest w tej sytuacji wyciągać wnioski o budowie geologicznej tak skomplikowanej jednostki, jak obszar wielokrotnie zaburzonych glacitektonicznie Wzgórz Warszawskich. Teren Wzgórz Bukowych jest jeszcze słabiej rozpoznany ze względu na występowanie w tym miejscu obszarów chronionych, w związku z tym nie sporządzono tutaj prawie w ogóle dokumentacji geologiczno-inżynierskich. Brak otworów kartograficznych na obszarze arkusza Szczecin wymusił wykorzystanie danych z profili (szczególnie starych otworów niemieckich), których opisy podają niepewną stratygrafię osadów. Z uwagi na powyższe problem niedostatecznej ilości danych występujący w trakcie opracowania pierwszej wersji mapy nie został rozwiązany. Dobracki (1982a) opisywał to następująco:

Nie uzyskano z profilów czwartorzędu dowodów paleontologicznych, mimo znacznej ilości otworów wiertniczych, wiele z nich dostarcza danych wątpliwej jakości. Interpretację utrudnia znacznie fakt silnych zaburzeń glacitektonicznych sięgających z reguły podłoże czwartorzędu. Arkusz realizowany był bez wierceń kartograficznych, odpadły więc z pośredniej interpretacji wiekowej dane dostarczone w oparciu o analizy litopetrograficzne próbek z otworów wiertniczych. W związku z tym przedstawiony na przekrojach, profilach stratygraficznych i w tekście schemat przestrzennego i wiekowego układu osadów plejstocenijskich jest wynikiem ostrożnie prowadzonej analizy paleogeomorfologicznej skorelowanej z analizą archiwalnych otworów wiertniczych.

Zagadnienia do dalszego rozpoznania wymagają wykorzystania szczegółowych i specjalistycznych badań interdyscyplinarnych prowadzonych łącznie z wykonaniem otworów pełnordzeniowych, a także równoległe z badaniami geoelektrycznymi i litologiczno-petrograficznymi. Następujące problemy wymagają rozwiązania:

- opisanie rzeźby podłoża osadów czwartorzędu w całej wschodniej części terenu arkusza, a szczególnie w podłożu Wzgórz Bukowych;
- określenie genezy granicy utworów paleogenu i neogenu z utworami czwartorzędowymi w podłożu Wzgórz Bukowych;
- uzyskanie pełnego obrazu budowy utworów czwartorzędowych w strefach głębokich obniżen erozyjno-egzaracyjnych;

Wykonanie datowań osadów mineralnych metodą OSL oraz analiz wieku utworów organicznych metodą radiowęglową (^{14}C) umożliwiłoby:

- określenie wieku osadów budujących teren glacitektonicznie zaburzonych wzgórz;
- określenie wieku spągu osadów organicznych w dolinie Odry oraz w jeziorach i zatorfionych oczkach wytopiskowych na obszarze Wzgórz Warszawskich oraz Wzgórz Bukowych.

Wymagane jest dokładniejsze rozpoznanie genezy osadów przy użyciu badań sedymentologicznych poszczególnych form rzeźby, takich jak kemy i tarasy kemowe, powstające w wyniku gwałtownie zachodzącego procesu deglacjacji arealnej. Wobec dużego urozmaicenia rzeźby Wzgórz Szczecińskich prace kartograficzne dobrze byłoby prowadzić na podkładach topograficznych w skali 1:10 000. Duża intensywność prac budowlanych na obszarze miasta stwarza okazje do obserwacji profili geologicznych, ich dokumentowania i poboru próbek osadów w celu wykonania wszechstronnych badań geologicznych. Zaleca się badanie procesów geodynamicznych w odniesieniu do wyników badań ruchów pionowych powierzchni ziemi na podstawie pomiarów sieci niwelacji precyzyjnej.

Szczecin, 2022 r

LITERATURA

- Andrzejewska-Kubrak K., Bąk B., Gabryś-Godlewska A., Kostrz-Sikora P., Kozłowska O., Krauska J., Pasieczna A., Walentek I., Wołkowicz K., 2018 — Objąsnienia do Mapy Geosrodowiskowej Polski (II) 1:50 000, ark. Szczecin (228). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Baraniecka M. D., 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w srodkowej części Nizu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288.
- Bażyński J., Malinowski J., 1957 — Geologiczno-inżynierska rejonizacja osuwisk terenu Szczecin-Skolwin. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bednarek R., Seul C., 2015 — Przyczyny osiadania budynków mieszkalnych po wzmocnieniu podłoża. Mat. 27. Międzynar. Konf. Nauk.-Techn.: Awarie budowlane. ZUT, Międzyzdroje, 20–23 maja.
- Berendt G., 1898a — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25 000, Blatt Gr. Christinenberg. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Berendt G., 1898b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Stettin. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Biel A., Grabowski D., Jurys L., Michalik K., Relisko-Rybak J., Sydor P., Rubinkiewicz J., 2017 — Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi 1:10 000. Gmina miasto Szczecin. Powiat miasto Szczecin. Województwo zachodniopomorskie. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Binkiewicz P., Bryłka A., Dziuba R., Golec N., Lewicki S., Lewicki Z., Słoboda D., Stadnik K., Szyliński G., Tokarska G., 2017 — Program ochrony srodowiska miasta Szczecina w latach 2017–2020 z uwzględnieniem perspektywy 2021–2024. Lemitor Ochrona Środowiska, Szczecin.
- Brinken J., 1948 — Okolice Szczecina pod względem geologicznym i geomorfologicznym. *Czas. Geogr.*, **19**.
- Bülow K., 1922 — Zur Kenntnis der Braukohlen in der Umgebung Stettins. *Jb. Pommer. Geogr. Ges.*, **39**.
- Chmal R., Karbowniczak A., 2014 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tanowo (189). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Chmal R., Karbowniczak A., 2015 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tanowo (189). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Ciuk E., 1955 — O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Ciuk E., 1972 — Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **20**, 11.
- Ciuk E., 1975 — Rozwój litologii i sedymentacji utworów trzeciorzędowych w rejonie Tanowa na północny zachód od Szczecina. *Biul. Inst. Geol.*, 284.
- Cybulska D., 2020 — Objąsnienia do Mapy terenów zagrożonych ruchami masowymi oraz terenów, na których te ruchy występują 1:10 000. Powiat policki. Województwo zachodniopomorskie. GeoLandKart Danuta Cybulska, Wycinki Osowskie.
- Cybulska D., Ozimkowski W., 2020 — Mapa terenów zagrożonych ruchami masowymi oraz terenów, na których te ruchy występują 1:10 000. Powiat policki. Województwo zachodniopomorskie. GeoLandKart Danuta Cybulska, Wycinki Osowskie.

- Czarnecki M., 1970 — Z problematyki badań nad późnoglacialnymi i wczesnoholocenijskimi przemysłami Pomorza Zachodniego. *Mat. Zachodniopomor.*, **16**.
- Dadlez R., 1961 — Uwagi o paleogeograficznym i tektonicznym stanowisku niecki szczecińskiej. *Prz. Geol.*, **9**, 8.
- Dadlez R., 1974 — Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex in northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 274.
- Dadlez R., 2001 — Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Iwanow A., Leszczyński K., Marek S., 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1997 — Rozwój basenów permu i mezozoiku. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchłowa M., red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Danel W., Dobracki R., Gałązka D., Nowacka M., Piotrowski A., 2008a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin i Dziwnów, wyd. A – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Danel W., Dobracki R., Gałązka D., Nowacka M., Piotrowski A., 2008b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin i Dziwnów, wyd. B – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Danel W., Dobracki R., Gałązka D., Nowacka M., Piotrowski A., 2008c — Objasnienia do reambulowanej Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, Ark. Szczecin i Dziwnów. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Dobrącka E., 1983 — Development of the Lower Odra Valley and the Wkra Forest (Ueckermünder Heide) Lowland in the Late Glacial and the Holocene. W: Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefland der DDR und der VR Polen, Gotha Verl., Haack.
- Dobracki R., 1974 — Profil utworów holocenu doliny Odry. W: Krajowe Sympozjum Rozwój den dolinnych rzek niżowej części dorzecza Odry i wydm śródlądowych w holocenie w nawiązaniu do schyłku ostatniego glacjału. Poznań.
- Dobracki R., 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin, wyd. B., Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracki R., 1979 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Dziwnów i Szczecin. Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracki R., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gryfino (265). Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracki R., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gryfino (265). Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracki R., 1982a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Inst. Geol., Warszawa.
- Dobracki R., 1982b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Inst. Geol., Warszawa.
- Duda L., 1972 — Związki zachodzące pomiędzy odpływami jednostkowymi w zlewniach cząstkowych w obszarze zlewni rzeki Płoni. *Szczec. Tow. Nauk. Wyz. Nauk Przyr.-Roln.* **37**, 1.
- Duda T., 2013 — Sedymentacja osadów fluwialnych w Dolinie Dolnej Odry rozwijającej się pod wpływem długotrwałego wzrostu poziomu morza. Wyd. Nauk US, Szczecin.
- Gagel C., 1915 — Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **66**.
- Grabowska I., 1968 — Paleogen z wiercenia Szczecin IG-1 w świetle analizy sporoowo-pyłkowej. *Kwart. Geol.*, **12**, 1.

- Grabowska I., 1974 — Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niżu Polskim w świetle badań mikroflorystycznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Grabowski D., Relisko-Rybak J., Sydor P., 2017 — Objąsnienia do Mapy osuwisk i terenów zagroonych ruchami masowymi 1:10 000. Gmina miasto Szczecin. Powiat miasto Szczecin. Województwo zachodniopomorskie. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000, ark. Koszalin. W: Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jaskowiak M., 1961 — Budowa geologiczna synklinorium szczecińskiego. *Prz. Geol.*, 9, 8.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1973 — Otwór Szczecin IG-1. *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, 6.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976 — Wybrane zagadnienia budowy niecki szczecińskiej. *Kwart. Geol.*, 20, 2.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, 96.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 98.
- Jasnowski M., 1960 — Torfowisko wysokie w dolinie Odry u jej ujścia do Zalewu Szczecińskiego. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 25.
- Jasnowski M., 1962 — Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Szczecińskiego. *Pr. Szczec. Tow. Nauk.*, 10.
- Jezierski P., Hoc R., 2006 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Pierwszy poziom wodonośny. Występowanie i hydrodynamika. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kapera H., Kruk L., 2009 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Plansza A. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Karczewski A., 1965 — Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Pyrzyckiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, 15.
- Karczewski A., 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśluborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol., Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, 8, 3.
- Kiereś W., 1979 — Utwory dna doliny Dolnej Odry w rejonie Szczecina i ich charakterystyka geotechniczna. *Pr. Nauk. Politechn. Szczec., Inst. Inż. Wodnej*, 97.
- Kłós A., 2018 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II), 1:50 000, ark. Szczecin (228). Plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970a — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Stud. Geol. Pol.*, 33.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970b — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, 20, 3.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1979 — Zmienność litologiczna i pochodzenie okrucowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski w świetle wyników analizy przezroczystych minerałów ciężkich. *Pr. Muz. Ziemi*, 30.
- Koźmiński Cz., Michalska B., Czarnecka M., 2007 — Klimat województwa zachodniopomorskiego. Akademia Rolnicza w Szczecinie, US. Zapol, Szczecin.

- Kramarska R., 1980 — Sprawozdanie z badań litostratygraficznych i mineralogicznych osadów czwartorzędowych z otworów okolic Szczecina. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.*
- Kruk L., Kapera H., Wodyk K., Pasieczna A., Kwecko P., Bojakowska I., Tomassi-Morawiec H., 2009 — Objasnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krygowski B., 1954 — Sprawozdanie z badań morfologicznych i geologicznych na Pomorzu Szczecińskim za lata 1949–1950. *Spraw. PTPN*, **43**, 1.
- Krygowski B., 1959 — O związkach rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Zachodnim. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia.*, **21**, 2.
- Kucharewicz J. (red.), 1981 — Geneza i stratygrafia osadów występujących na obszarze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusze: Police, Tanowo, Szczecin. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.*
- Kupiec M., Pieńkowski P., 2006 — Analiza zróżnicowania rzeźby zlewni oraz profili cieków Wzgórz Bukowych. *Infrastr. i Ekol. Ter. Wiej.*, **4**, 2.
- Kurzawa M., 2004 — Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno-zachodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 407.
- Leszczyński K., 2010 — Rozwój litofacjalny późnej kredy Nizy Polskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 443.
- Linstow O., 1914 — Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahquelle. *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt.*, **34**.
- Linstow O., 1915 — Die Entstehung der Buchheide bei Stettin. *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt.*, **35**.
- Linstow O., 1921a — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Podejuch. *Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.*
- Linstow O., 1921b — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Stettin. *Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.*
- Liro A. (red.), 1998 — Strategia wdrażania krajowej sieci ekologicznej ECONET-Polska. Fundacja IUCN Poland, Warszawa.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Marsz A.A., 1984 — Główne cechy geomorfologiczne. W: *Pobrzeże Pomorskie* (Augustowski B., red.). Ossolineum, Wrocław.
- Masłowska M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 10.
- Matkowska Z., 1997a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Matkowska Z., 1997b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Matkowska Z., Mojski J.E., 1975 — Budowa geologiczna górnoplejstocęńskich osadów Niziny Szczecińskiej. *Kwart. Geol.*, **19**, 3.
- Mojski J.E., 1977a — Budowa geologiczna osadów plejstocęńskich w obszarze centralnej części Lobu Odry. *Kwart. Geol.*, **21**, 2.
- Mojski J.E., 1977b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecin, wyd. A, Inst. Geol., Warszawa.

- Mojski J.E., 1990 — Niektóre zagadnienia geologii kenozoiku Pomorza. *Prz. Geol.*, **38**, 5–6.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowicki Z., Prażak J., Frankowski Z., Janecka-Styrcz K., Gałkowski P., Jaros M., Majer K., Hordejuk M., 2007 — Mapa obszarów zagrożonych podtopieniami w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., 1967 — Utwory trzeciorzędowe z otworu Szczecin IG-1 w świetle badań mikropaleontologicznych. *Kwart. Geol.*, **11**, 1.
- Paczkowska T., Seul C., 2009 — O przyczynach zarysowań i osuwania się pewnego budynku w Szczecinie. *Prz. Budowl.*, **80**, 11.
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczania wieku próbek metodą OSL dla arkusza Szczecin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piotrowski A., 1981a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dołuje (227). Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dołuje (227). Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwart. Geol.*, **35**, 2.
- Piotrowski A., 1998 — Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migracje soli. Mat. 3. Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski. Kraków, 23–24 października.
- Piotrowski A., 1999a — Etapy rozwoju Bramy Świny. W: 70. Zjazd Nauk. PTG. Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego (Borówka R.K., Piotrowski A., Wiśniowski Z., red.). Międzyzdroje, 10–12 czerwca.
- Piotrowski A., 1999b — Wpływ zróżnicowania obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migrację soli. *Prz. Geol.*, **47**, 11.
- Piotrowski A., 2006 — Odra Lobe of the Last Glaciation. Living Morphotectonics of the European Lowland Area, 1st Conference of MELA. Cedyń, 28–30 sierpnia.
- Piotrowski A., 2021 — Geneza Wzgórz Bukowych. W: Puszcza Bukowa. Między kulturą a naturą (Migdalski P., red.). Wyd. Chronicon, Wrocław.
- Piotrowski A., Relisko-Rybak J., 2010 — Szczecin na palach – warunki geologiczno-inżynierskie posadowienia miasta i portu w dolinie Odry. W: 80. Zjazd Nauk. PTG. Budowa geologiczna, geologia naftowa. Wody geotermalne i ochrona środowiska bloku Gorzowa Pojezierza Myśliborskiego (Karnkowski P., Piotrowski A., red.). Szczecin, 11–14 września.
- Piotrowski A., Relisko-Rybak J., Schiewe M., 2015a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dołuje (227). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowski A., Schiewe M., 2010 — Warunki gruntowo-wodne tuneli w rejonie dworca PKP Szczecin Główny. W: 80. Zjazd Nauk. PTG. Budowa geologiczna, geologia naftowa. Wody geotermalne i ochrona środowiska bloku Gorzowa Pojezierza Myśliborskiego (Karnkowski P., Piotrowski A., red.). Szczecin, 11–14 września.
- Piotrowski A., Schiewe M., Relisko-Rybak J., 2015b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dołuje (227). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowski A., Sochan A., Schiewe A., 2013a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Stargard Szczeciński (230). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowski A., Sochan A., Schiewe A., 2013b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Stargard Szczeciński (230). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

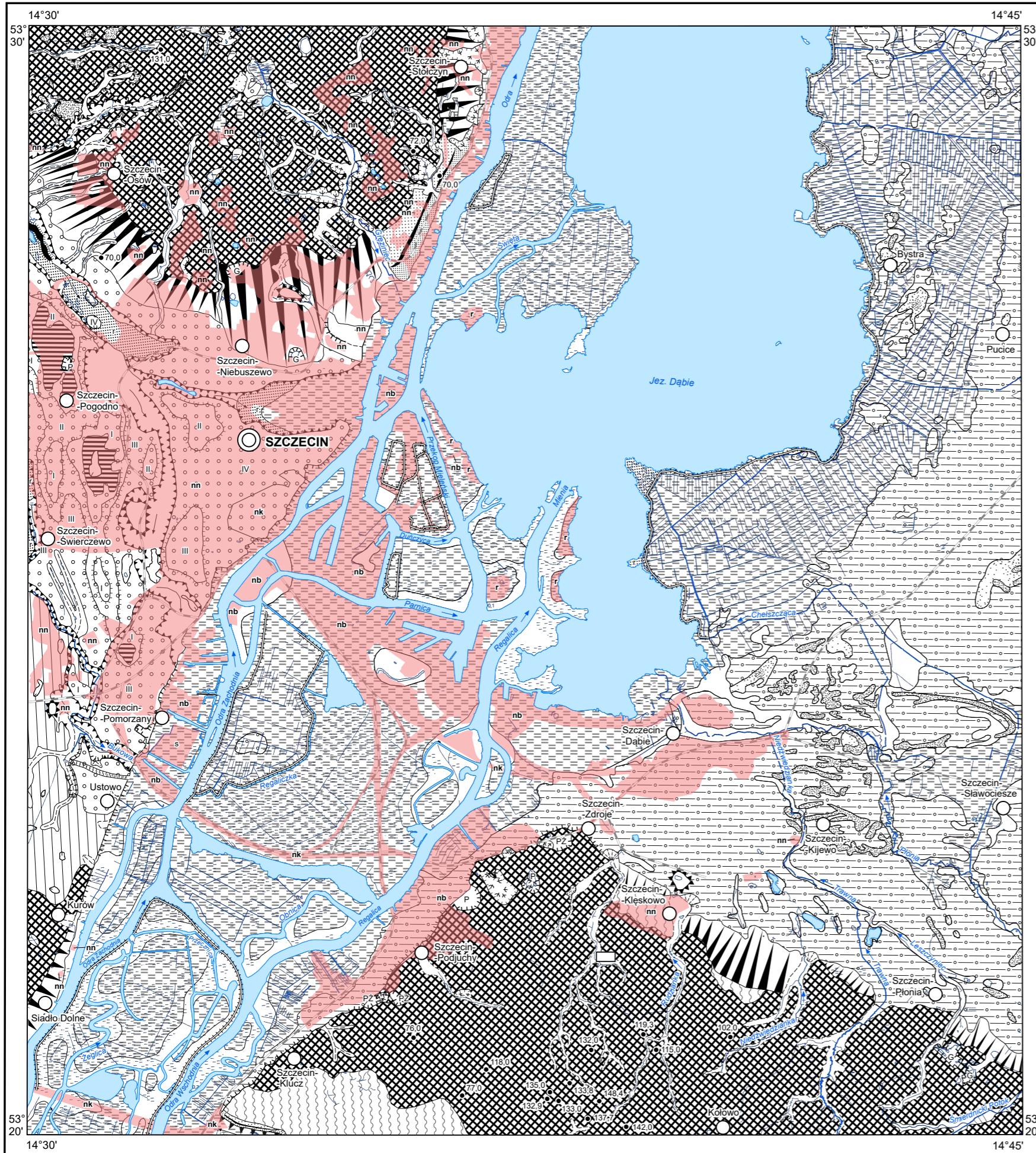
- Piotrowski A., Sydor P., 2021 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Police (190) – aktualizacja (wraz z Objasneniami). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piotrowski M., 1998 — Geomorfologia zachodniej części Wzgórz Bukowych (maszynopis). Arch. US, Szczecin.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. W: Budowa geologiczna Polski (Peryt T., Piwocki M., red.) 1. Stratygrafia 3a. Kenozoik, Paleogen, Neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Racinowski R., 1974 — Dynamika środowiska sedymentacyjnego strefy brzegowej Pomorza Zachodniego w świetle badań minerałów ciężkich i uziarnienia osadów. *Pr. Nauk. Politechn. Szczec., Inst. Inż. Wodnej*, 4.
- Racinowski R., Sochan A., 1978 — Młodoplejstocenijskie osady ze Szczecina w świetle porównawczych badań litologicznych. W: Z badań czwartorzędu w Polsce, **19**. *Biul. Inst. Geol.*, 300.
- Remelé A., 1868 — Kreide und Tertiärschichten bei Finkenwalde. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **20**.
- Richter K., 1927 — Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte mittelpommerscher Tertiärhöhen. *Abh. Pommersch. Naturforsch. Ges.*, **7**.
- Richter K., 1929 — Die Struktur des Warsower Plateaus, ein Beitrag zur Kenntnis der Straumoränen. *Abh. Pommersch. Naturforsch. Ges.*, **10**.
- Różycki S.Z., Tyski S., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wielgowo (229). Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1988 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wielgowo (229). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1995 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, ark. Stare Czarnowo (267). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ruszała M., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Stare Czarnowo (267). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1986 — Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Schoeneich K., 1962a — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej w województwie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **10**, 9.
- Schoeneich K., 1962b — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szczec. Tow. Nauk. Wyd. Nauk Techn.*, **3**, 1.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2.
- Stankowski W., 1961a — Dotychczasowe wyniki badań nad wydmami na przykładzie wydm basenu szczecińskiego. *Spraw. PTPN*, **1**.
- Stankowski W., 1961b — Z badań nad wydmami na przykładzie wydm Basenu Szczecińskiego. *Czas. Geogr.*, **32**, 1.

- Stankowski W., 1963 — Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **4**, 1.
- Szewczyk W., 1963 — Wyniki badań petrograficznych iłów trzeciorzędowych i ich znaczenie dla geologiczno-inżynierskiej oceny rozwoju osuwisk w okolicy Szczecina. *Kwart. Geol.*, **7**, 3.
- Szewczyk W., 1964 — Charakterystyka petrograficzna skał ilastych okolic Szczecina. *Kwart. Geol.*, **8**, 3.
- Tarnawski M., 2013 — Awarie budowli posadawianych na iłach. Mat. 26. Międzynarod. Konf. Nauk.-Techn.: Awarie budowlane. ZUT, Szczecin-Międzyzdroje, 20–24 maja.
- Tarnawski M., Godlewski T., 2021 — Analiza przyczyn katastrofy budowlanej na Zamku Książąt Pomorskich w Szczecinie w świetle dotychczasowych ustaleń. *Prz. Geol.*, **69**, 12.
- Uberna T., 1974 — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niziny Polskiej na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Uniejewska M., Nosek M., 1975a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 ark. Pyrzyce, Wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1975b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 ark. Pyrzyce, Wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1977 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 ark. Pyrzyce, Inst. Geol., Warszawa.
- Wagner J., Jesionkowski L., 1961 — Sprawozdanie z prac geologiczno-rozpoznawczych dla złoża iłów i glin oraz piasków schudzających, miejscowość Siadło Dolne. Przedsiębiorstwo Geologiczne Budownictwa Wodnego Hydrogeo w Krakowie. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- Wahnshaffe F., 1890 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Alt-Damm. *Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Wahnshaffe F., 1891 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Podejuch. *Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Wahnshaffe F., 1904 — Die glacialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Sttetin. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **56**.
- Wichdorff H.H. von, 1915 — Über tiefgreifende diluviale Störungen in einen Tertiär – Bohrloch bei Lübz in Pommern. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **67**.
- Wodyk K., 2009 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Szczecin (228). Plansza B. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Zaleszkiewicz L., 2018 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) 1:50 000, ark. Szczecin (228). Plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Znosko J., 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Szczecin (288)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°)
- Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie do około 5°)
- Moreny czołowe przeważnie spiętrzone

Formy wodnolodowcowe

- Ozy
- Kemy
- Tarasy kemowe: I (35,0–40,0 m n.p.m.), II (30,0–35,0 m n.p.m.), III (25,0–30,0 m n.p.m.), IV (20,0–25,0 m n.p.m.)
- Doliny wód roztopowych
- Rynny subglacjalne wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne
- Dolinki zawieszona i ponownie rozcięta

Formy denudacyjne

- Osuwiska
- Ostańce denudacyjne
- Suche doliny
- Dolinki denudacyjne
- Długie stoki
- Stożki napływowe
- Strefa degradacji i agradacji

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Wały przeciwpowodziowe
- Kamieniolomy (K), piaskownie-żwirownie (PZ), piaskownie (P), glinianki (G)
- Grodziska
- Nasypy: nb – budowlane, nk – kulturowe, nn – niekontrolowane, s – składowiska odpadów, r – grunty reflowane

- Punkty wysokościowe

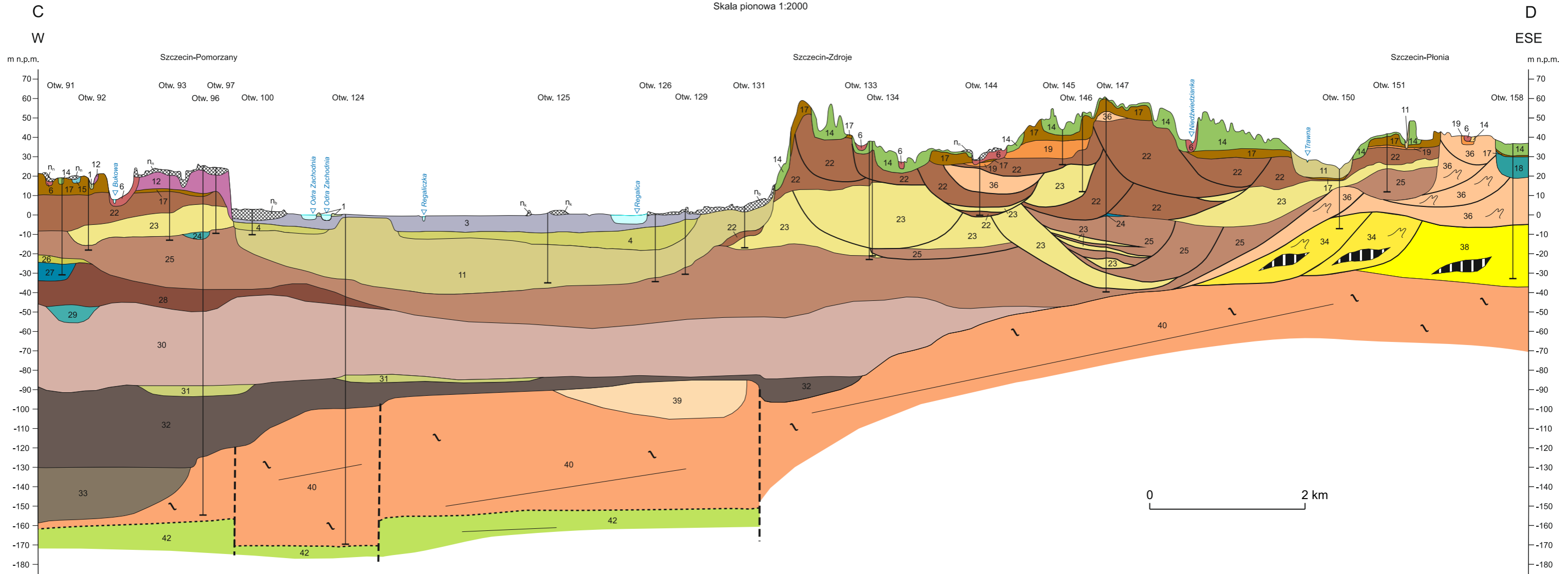


Opracowali: U. RYDZEWSKA, A. PIOTROWSKI, M. SCHIEWE,
na podstawie opracowania R. DOBRACKIEGO (1982)

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Szczecin (228)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C–D

Skala pionowa 1:2000



OBJAŚNIENIA

1	f _{ma} Q _h	14	g _{pż} Q _{B3} _{p4}	23	fg _{pż} Q _{W1} _{p3}	29	b _{ipy} Q _{O3} _{p3}	36	Ol ₁ Q _p
3	tr _Q h	15	b _{pppy} Q _{B3} _{p4}	24	b _{pm} Q _{W1} _{p3}	30	g _{gzw} Q _{G1} _{p2}	38	ppc _M
4	gy _Q h	17	g _{gzw} Q _{B3} _{p4}	25	g _{gzw} Q _{W1} _{p3}	31	fg _{pż} Q _{G1} _{p2}	39	pQ _{Ol3}
6	d _{pg} Q	18	b _{ipy} Q _{B3} _{p4}	26	fg _p Q _{W1} _{p3}	32	g _{gzw} Q _{S1} _{p2}	40	ise _{Ol1}
11	ffg _{ppż} Q _{B3} _{p4}	19	fg _{pż} Q _{B3} _{p4}	27	b _{pmi} Q _{W1} _{p3}	33	g _{gzw} Q _A _{p1}	42	mei _{Cr} _{cp}
12	(tk) _{pmgż} Q _{B3} _{p4}	22	g _{gzw} Q _{W2} _{p3}	28	g _{gzw} Q _{O3} _{p3}	34	M _Q p		

----- Granice geologiczne przypuszczalne

M Struktury glaciektoniczne

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

Opracowali: U. RYDZEWSKA, A. PIOTROWSKI, M. SCHIEWE,
na podstawie opracowania R. DOBRACKIEGO (1982)

